

La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales

Constantino Mpodozis
Paula Cornejo

Servicio Nacional de Geología y Minería, Avenida Santa María 0104,
Casilla 10465, Santiago, Chile

Suzanne M. Kay
Andrew Tittler

Department of Geological Sciences e INSTOC (Institute for the Study of the
Continents), Snee Hall, Cornell University, Ithaca, N. Y. 14853, USA

RESUMEN

La Franja de Maricunga, de 200 km de largo, portadora de mineralización de metales preciosos, se extiende en el borde occidental del Altiplano de Copiapó (26-28°S) y representa el frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. La actividad volcánica se organiza en cinco eventos. El más antiguo (26-21 Ma) dio origen al complejo de estratovolcanes de Cerros Bravos-Barros Negros, y a los grupos de domos múltiples asociados a mineralización de Esperanza y La Coipa (26°30'-27°S) que hicieron erupción a través de una corteza de ~45 km de espesor. En la zona sur de la franja (27-28°S) la actividad fue más reducida y asociada a pequeños complejos de domos múltiples, con mineralización de oro y plata (Pantaniillo, Refugio y La Pepa) emplazados a través de una corteza más delgada (~35-40 km). El segundo episodio (20-17 Ma) se asocia a un evento de deformación compresiva, engrosamiento cortical y disminución de la actividad volcánica. Entre los 16-12 Ma, el volcanismo se reanudó con vigor. Los magmas asociados a los centros más antiguos del ciclo (Ojos de Maricunga, Santa Rosa, Jotabeche Norte; 16-15 Ma) evolucionaron en niveles corticales profundos, en equilibrio con granate. Al final del período (13-12 Ma) se emplazaron complejos volcánicos (Pastillos) y 'pórfidos auríferos' (Lobo y Marte) en régimen tectónico extensional; tal como entre los 26-21 Ma, éstos derivan de magmas hidratados que dejaron anfíbola como fase residual estable. Un retorno a condiciones de corteza más gruesa y régimen compresivo se detecta entre los 11 y 7 Ma cuando la actividad se redujo al Complejo Volcánico Copiapó (27°15'S). El evento final (6-5 Ma) ocurrió en la zona del Nevado de Jotabeche (27°40'S), una asociación bimodal de riolacitas (Caldera Jotabeche) y andesitas máficas vítreas (Pircas Negras) erupcionadas a través de fallas en el extremo sur del Altiplano, donde la corteza alcanzaba más de 60 km de espesor. Poseen valores extremadamente elevados de La/Yb y altas concentraciones de Na₂O y Sr. Se interpretan como derivadas de magmas que evolucionaron en presencia de un manto litosférico frío, sobre una zona de Benioff de baja inclinación, y en niveles profundos de la corteza tectónicamente engrosada, en facies de granulitas granatíferas o eclogitas. La Franja de Maricunga se superpone al corredor de fallas noroeste Valle Ancho-Potrerillos, rasgo estructural que podría coincidir con el límite norte del terreno de Chileña, acrecionado contra el margen de Gondwana, en el Paleozoico superior.

Palabras claves: Franja de Maricunga, Tectónica, Geoquímica, Mineralización, Andes centrales, Cenozoico superior, Chile.

ABSTRACT

The Maricunga Belt: evolution of the Oligocene-Miocene Magmatic Front of the Southern Central Andes. The formation of epithermal gold-silver deposits in the Maricunga mineral belt (28-26°S) in Northern Chile is related to Late Oligocene-Middle Miocene volcanic activity along the magmatic front of the South Central Andes.

The Maricunga belt magmatism occurred in five discrete magmatic-tectonic episodes. During the first, Late Oligocene to Early Miocene (26-21 Ma) episode, volcanic complexes erupted over through a ~45 km thick crust in the north and a ~35 to 40 km thick crust in the southern part of the belt. Centers included the large andesitic to dacitic Cerros Bravos stratovolcano and the mineralized Esperanza and La Coipa dacitic dome clusters in the north (26°30'-27°S) and small dome complexes (La Pepa, Pantanillo and Refugio) hosting gold-silver epithermal mineralization in the south. A virtual volcanic lull occurred during the Early Miocene (20-17 Ma) associated with a period of compressional deformation and crustal thickening. The third period in the Middle Miocene (16-12 Ma) was marked by the eruption of voluminous stratovolcanic complexes (Doña Inés, Ojo de Maricunga and Cadillal) and ended at 13-12 Ma with the emplacement of mineralized 'gold porphyries' (Lobo, Marte) and the small-volume Pastillos stratovolcano. The mafic residual mineral assemblage associated with the Middle Miocene 'gold porphyries' was dominated by amphibole, as was also the case with the domes hosting the 26-21 Ma mineral deposits. During the fourth period in the Early to Middle Late Miocene (11-7 Ma), the activity became concentrated at the dacitic Copiapó Volcanic Complex (27°15'S). The magmatic chemistry at this time is consistent with renewed crustal thickening and garnet-bearing residual mineral assemblages. Small volumes of activity at the southern end of the belt occurred during the last magmatic period in the Late Miocene to Pliocene (6-5 Ma), including rhyodacites from the Jotabeche Caldera (27°40'S) and glassy mafic andesitic flows (Pircas Negras) erupted along fault zones at the southern end of the Altiplano. These magmas have extreme La/Yb ratios and high Na₂O and Sr concentrations that are unique in the Central Andes. Geochemical signatures of these lavas are interpreted as the result of magmas equilibrated with a high-pressure garnet-bearing residual assemblage in a thickened garnet-granulitic to eclogitic facies crust, and a cooling mantle wedge over a shallowing subduction zone. Crustal thickness reached more than 60 km in the Jotabeche region. The Maricunga belt is cut by the WNW striking Valle Ancho-Potrerrillos fault zone which could mark the northern limit of the Chilean terrane, which was accreted to Gondwana in the Late Paleozoic.

Key Words: Maricunga belt, Tectonics, Geochemistry, Mineralization, Central Andes, Upper Cenozoic, Chile.

INTRODUCCION

Durante los últimos 180 Ma la evolución de los Andes en el Norte de Chile ha estado dominada por diversos sistemas ('arcos') magmáticos, asociados en parte a cuencas extensionales de trasarco y grandes sistemas de fallas transcurrentes, ligadas a fases de convergencia oblicua (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Maksiyev, 1990; Mpodozis y Ramos, 1990; Brown *et al.*, 1993). Dichos sistemas magmáticos muestran una progresiva migración en el tiempo hacia el este, situación que puede estar relacionada con fenómenos de erosión por subducción del margen andino durante el Mesozoico y Cenozoico inferior (Rutland, 1970; von Heune y Lallemand, 1990; Stern, 1991). El arco volcánico moderno de los Andes centrales empezó su actividad en el norte de Chile, sólo a los 26 Ma (Jordan y Gardeweg, 1989; Coira *et al.*, 1982, 1993) después de la ruptura de la placa Farallón y subsecuente aumento en la velocidad de convergencia en el Oligoceno superior (Wortel y Cloetingh, 1981; Pardo-Casas y Molnar, 1987).

Productos volcánicos del Oligoceno-Mioceno, que representan a las etapas iniciales del sistema volcánico del Cenozoico Superior de los Andes centrales, se extienden por más de 200 km a lo largo del borde occidental del Altiplano, en Chile, desde el Salar de Pedernales (26°S) hasta Cerro Pulido (28°15'S) en las nacientes del río Copiapó, formando parte de la llamada Franja de Maricunga (Vila y

Sillitoe, 1991; Davidson y Mpodozis, 1991; Moscoso *et al.*, 1993).

En la Franja de Maricunga, se sobrepone diversos eventos discretos de actividad volcánica ocurridos entre los 26 y 5 Ma, asociados a ciclos recurrentes de alteración hidrotermal y mineralización de plata y oro. La zona fue objeto, durante la década de los 80, de intensivas campañas de exploración, que condujeron al descubrimiento de numerosas zonas mineralizadas y prospectos de interés económico (La Coipa, Marte, Esperanza, Escondido, La Pepa, Pantanillo, Aldebarán..., etc.). Las reservas geológicas descubiertas a la fecha equivalen a más de 420 toneladas métricas de oro y 14.000 toneladas de plata (Vila y Sillitoe, 1991). Comenzando con los trabajos de Segerstrom (1968), Zentilli (1974), Mercado (1982) y González-Ferrán *et al.* (1985), este notable interés por la zona dio lugar a campañas de dataciones radiométricas por los métodos K-Ar y ³⁹Ar-⁴⁰Ar (Cornejo *et al.*, 1993; Cornejo y Mpodozis, 1994; Davidson y Mpodozis, 1991; McKee *et al.*, 1994; Moscoso *et al.*, 1991, 1992, 1993; Moulds, 1989; Mpodozis *et al.*, 1991, 1994; Mulja, 1986; Sillitoe *et al.*, 1991; King, 1992), estudios geoquímicos e isotópicos (Kay *et al.*, 1994; Moscoso *et al.*, 1993; Walker *et al.*, 1985, 1988, 1991; Zentilli *et al.*, 1991; King, 1992), inclusiones fluidas (Cuitiño *et al.*, 1994; Townley, 1991, 1993; Vila *et al.*, 1991) y

análisis detallados de las zonas mineralizadas (Brown y Rayment, 1991; Cecioni y Dick, 1992; Flores, 1993; Oviedo *et al.*, 1991; Vila, 1991; Vila *et al.*, 1991; Vila y Sillitoe, 1991; King, 1992; Munteam, 1995). Sin embargo, a pesar de que la Franja de Maricunga constituye una de las principales áreas de mineralización epitermal de metales preciosos descubierta en las últimas décadas en los Andes, no se contaba con un conocimiento adecuado de la geología regional, ni se conocía en detalle las relaciones existentes entre eventos de mineralización y evolución tectónica regional.

El propósito de esta contribución es dar a conocer los resultados de varios años de trabajo en la Franja de Maricunga, sintetizados en el mapa que acompaña a este artículo, acompañado de una des-

cripción de los diversos ciclos de actividad volcánica, su cronología absoluta y los rasgos geoquímicos mayores de la región. Para este trabajo se compiló una base de datos que incluye 32 edades radiométricas K-Ar y ^{39}Ar - ^{40}Ar de la Franja de Maricunga y su basamento. De ellas, 125 corresponden a nuevos datos K-Ar obtenidos por los autores. De igual modo, se realizaron 98 nuevos análisis químicos completos por elementos mayores, trazas y tierras raras y 22 análisis isotópicos de Sr y Nd. Los valores de 39 análisis químicos seleccionados (mayores y trazas) aparecen en el trabajo de Kay *et al.* (1994) y los datos isotópicos en Tittler (1995). En la tabla 1 se presentan otros 21 análisis químicos, no publicados previamente. La base de datos completa se encuentra en C. Mpodozis¹.

MARCO TECTONICO DE LA FRANJA DE MARICUNGA

Desde un punto de vista tectónico, la Franja de Maricunga se ubica inmediatamente al oeste de la extremidad meridional de la cadena volcánica activa de los Andes Centrales (ZVC), en la zona de transición suave entre el segmento norte con subducción inclinada y el segmento central de los Andes chileno-argentinos (28-30°S), donde la subducción es subhorizontal (Fig. 1, Smalley e Isacks, 1987; Cahill e Isacks, 1992). La división entre zonas con subducción inclinada y subducción subhorizontal se produjo en forma progresiva entre los 20 y 6 Ma. En la estratigrafía volcánica, geoquímica y evolución tectónica de la Franja de Maricunga están registrados los cambios ocurridos en la corteza continental y manto litosférico durante el proceso de progresiva horizontalización del ángulo de subducción. Este fenómeno culminó a los 6-5 Ma en la zona de Maricunga con la migración final hacia el este del frente volcánico. Al sur, en la región de subducción subhorizontal, entre los 28° y 33°S, y a partir de esa época, la actividad volcánica cesó por completo (Kay *et al.*, 1987, 1988, 1991).

La Franja de Maricunga se extiende a lo largo del borde occidental del Altiplano entre los 26° y 28°S, formando una cadena de edificios volcánicos inactivos, afectados por diversos grados de erosión. Entre ellos destacan el volcán Doña Inés (5.075 m) en su extremo norte, el Complejo Volcánico Cerros Bravos (5.292 m) en el centro y los grandes complejos volcánicos Copiapó (6.040 m) y el Nevado de

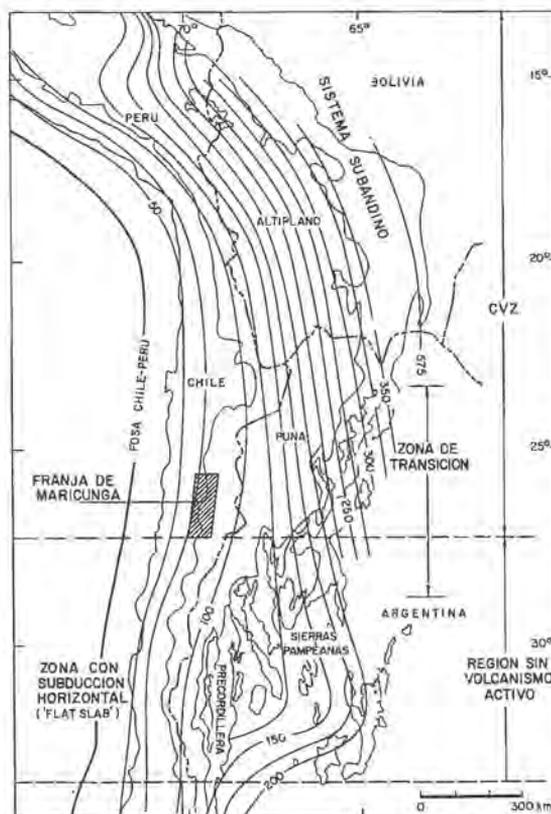


FIG. 1. Ubicación de La Franja de Maricunga en la región sur de la zona volcánica de los Andes Centrales (ZVC). Se indican las isóbatas de la zona de Beniott, en kilómetros (según Cahill e Isacks, 1992).

¹ 1995. Evolución Magmática Terciaria de la Región de Transición entre la ZVC y la Zona de Subducción Subhorizontal de los Andes Chilenos. Informe Final, Proyecto Fondecyt 149/92. Servicio Nacional de Geología y Minería, 2 vols. Santiago.

TABLA 1. ANALISIS QUIMICOS REPRESENTATIVOS DE ELEMENTOS MAYORES PARA MUESTRAS SELECCIONADAS DE LA FRANJA DE MARICUNGA, NO PUBLICADOS CON ANTERIORIDAD, METODOS ANALITICOS EN TITTLER (1995).

Muestra	26-21 Ma		16-13 Ma				13-12 Ma				11-10 Ma			8-7 Ma		6-5 Ma					
	Esperanza Domo SC198	Refugio Pórfido CC190	Ig Maric CC374	Pañillito Domo CC377	Villalobos CC235	Y Helad AC461	Cadillal Domo CC199	Pañillito CC241	Pañillito CC234	Maric Pórfido CC231	Valy Pórfido CC141	Azufré N CC121	Azufré N CC124	Ig Cop 2 CC105	Domo Cop CC183	Domo Cop CC168	Cono Cop COP5	Cono Cop CC148	P Negras AC556	Jotabeche CC34	Jotabeche CC3E
SiO ₂	61,56	60,21	62,54	63,52	62,69	60,41	61,95	57,81	60,83	60,13	62,48	63,93	63,98	63,14	63,63	65,42	64,40	64,21	61,06	70,14	69,34
TiO ₂	0,58	0,76	0,70	0,62	0,68	0,63	0,52	0,87	0,71	0,67	0,64	0,65	0,67	0,65	0,63	0,62	0,72	0,77	1,08	0,33	0,17
Al ₂ O ₃	17,16	17,40	17,61	17,60	16,70	18,90	18,00	18,02	17,38	17,30	17,16	17,32	17,12	17,42	16,92	16,71	16,82	16,42	16,94	15,19	16,17
FeO*	4,25	5,32	3,97	3,23	4,59	4,98	3,88	5,60	5,40	4,91	4,28	3,38	3,35	3,69	3,46	3,29	3,80	3,77	4,67	1,64	1,86
MnO	0,10	0,13	0,08	0,06	0,09	0,12	0,08	0,10	0,10	0,08	0,06	0,05	0,06	0,06	0,08	0,04	0,08	0,07	0,08	0,03	0,03
MgO	2,45	2,84	1,79	1,66	2,22	3,14	1,49	2,84	2,21	2,38	2,54	1,72	1,67	1,78	1,71	1,21	1,72	1,73	2,49	0,46	0,46
CaO	5,03	4,22	5,62	5,67	5,99	6,68	5,69	7,30	6,07	5,81	4,81	4,93	4,62	5,44	4,56	4,34	4,55	4,16	6,12	2,08	2,18
Na ₂ O	3,65	3,58	4,33	4,46	3,96	3,72	4,48	4,50	3,95	4,25	4,05	4,92	4,85	4,72	4,54	4,57	4,50	4,50	4,65	4,62	4,70
K ₂ O	2,04	1,85	1,95	2,07	2,48	1,15	1,93	1,63	2,19	2,24	2,48	2,31	2,33	2,13	2,72	2,78	2,64	2,95	2,52	3,94	3,65
P ₂ O ₅	0,16	0,28	0,32	0,27	0,24	0,26	0,29	0,26	0,26	0,29	0,24	0,30	0,28	0,26	0,25	0,16	0,23	0,24	0,38	0,13	0,14
Volátiles	2,50	2,26	0,27	0,41	0,20	1,16	0,79	1,09	1,10	0,89	0,26	0,30	0,26	0,25	0,46	0,03	1,23		1,65	1,48	
Total	99,92	98,85	99,57	99,92	99,84	99,40	99,48	99,72	100,28	99,36	99,63	99,77	99,23	99,55	98,75	99,60	99,55	100,40	99,99	100,11	100,18
La	19,6	20,4	25,5	22,3	24,1	23,0	23,1	22,7	23,3	25,9	23,7	26,6	26,2	23,2	25,6	27,1	30,7	31,9	39,7	23,8	28,0
Ce	40,3	42,5	55,2	47,1	51,2	46,6	48,6	54,1	52,4	54,4	50,1	59,4	59,9	51,0	55,8	57,5	64,7	65,5	80,8	50,5	58,4
Nd	18,1	23,2	24,0	20,8	22,0	19,3	26,6	27,0	25,3	31,7	21,7	29,4	25,6	25,5	25,4	27,4	28,8	28,5	37,0	22,0	22,6
Sm	3,62	4,27	4,41	3,56	4,43	3,84	4,27	4,44	4,61	5,17	4,27	4,83	4,85	4,35	4,68	4,57	4,86	4,99	6,38	3,63	3,80
Eu	0,97	1,11	1,14	0,90	1,05	1,06	1,08	1,21	1,17	1,23	0,97	1,18	1,17	1,16	1,09	1,09	1,17	1,30	1,64	0,74	0,73
Tb	0,387	0,554	0,388	0,302	0,431	0,450	0,385	0,447	0,513	0,482	0,416	0,781	0,345	0,389	0,369	0,405	0,423	0,387	0,467	0,202	0,204
Yb	1,040	1,747	1,110	0,895	1,303	1,369	1,157	1,210	1,373	1,176	1,300	0,768	0,847	0,859	0,900	0,899	0,926	0,963	0,810	0,431	0,415
Lu	0,134	0,233	0,163	0,126	0,138	0,200	0,145	0,158	0,191	0,150	0,165	0,114	0,124	0,116	0,108	0,109	0,121	0,119	0,097	0,034	0,031
Y	11				10														5		4
Rb	56	54			84	83	56	39	67	60	99	60	65	72	93	92	80	84	59	159	150
Sr	450	506	723	612	548	660	749	836	620	798	618	680	656	720	721	677	625	599	1050	459	448
Ba	596	678	806	710	661	604	755	609	681	719	707	757	734	724	813	943	836	829	996	1087	1099
Pb	8	4			11		6	6	9	8	10	9	9	7	13	10	11	1		16	17
Cs	1,5	1,0	3,0	1,1	12,2	19,5	1,3	0,9	1,7	1,8	4,4	2,0	2,7	2,6	5,0	3,3	3,3	3,5	1,2	5,6	5,6
U	1,4	1,2	2,0	1,1	3,5	0,7	1,1	0,6	1,3	1,9	4,8	1,9	2,3	1,9	3,0	2,5	2,8	2,6	1,1	2,7	2,9
Th	3,6	4,4	5,9	4,2	7,8	3,8	3,5	2,8	4,5	5,5	10,1	5,1	5,5	4,3	6,5	6,2	7,1	7,6	5,1	8,9	9,3
Zr	141				118		157	124	137	139					187		52	138			
Nb	8				8		8	9	6	7					12		7	6			
Hf	3,2	4,0	4,1	3,8	3,9	3,9	4,3	3,9	3,7	4,7	4,2	4,9	4,9	4,1	4,5	4,5	4,8	5,3	5,6	4,5	4,5
Ta	0,51	0,67	0,82	0,59	0,95	0,51	0,59	0,40	0,60	0,64	1,00	0,49	0,52	0,53	0,67	0,70	0,72	0,73	0,55	0,61	0,62
Sc	8,7	11,1	9,1	7,1	9,8	10,6	7,1	15,3	11,3	11,0	10,8	6,8	7,1	8,1	8,0	7,3	6,7	6,0	9,6	2,4	2,5
Cr	9	6	16	8	12	35	6	43	15	21	12	17	18	12	13	12	16	4	131	2	2
Ni	6	9	9	8	12	6	7	20	16	14	10	7	7	6	12	6	10	8	21	9	5
Co	68	16			80	12	9	17	24	12	12	87	78	82	132	86	81	99	14	3	3
Cu	96	3			100		21	33	30	23	35	30	74	84	81	75	86	176		26	29
Zn		154					72	87	102	72	60									52	45
V		110					54	147	122	121	105									52	28
FeO*/MgO	1,73	1,87	2,22	1,95	2,07	1,59	2,60	1,97	2,44	2,06	1,69	1,97	2,01	2,07	2,02	2,72	2,24	2,18	1,88	3,35	4,04
K ₂ O/Na ₂ O	0,56	0,52	0,45	0,46	0,63	0,31	0,43	0,36	0,55	0,53	0,61	0,47	0,48	0,45	0,60	0,61	0,59	0,66	0,54	0,85	0,78
Ba/La	30	33	32	32	27	26	33	27	29	28	30	28	28	31	32	35	27	26	25	46	39
La/Sm	5,4	4,8	5,8	6,3	5,4	6,0	5,4	5,1	5,1	5,0	5,6	5,5	5,4	5,3	5,5	5,9	6,3	6,4	6,2	6,6	7,4
La/Yb	19	12	23	25	19	17	20	19	17	22	18	35	31	27	28	30	33	33	49	55	68
Eu/Eu*	0,96	1,01	0,94	0,93	0,99	0,87	0,95	0,95	0,99	0,98	1,01	1,08	0,93	0,93	0,96	0,97	0,96	0,92	0,92	0,93	0,95
Sm/Yb	3,5	2,4	4,0	4,0	3,4	2,8	3,7	3,7	3,4	4,4	3,3	6,3	5,7	5,1	5,2	5,1	5,3	5,2	7,9	8,4	9,2
La/Ta	38	30	31	38	25	45	39	57	39	40	24	54	50	44	38	39	43	44	73	39	45

Jotabeche (5.880 m), en su extremo sur. Constituye una franja estrecha de 30 km de ancho, edificada sobre un basamento, que incluye unidades volcánicas e intrusivas del Paleozoico, Mesozoico y Terciario inferior. Al este de la Franja de Maricunga, se desarrollan las cuencas cerradas de los salares de Pedernales, Maricunga y La Laguna del Negro Francisco (Fig. 2) que ocupan un 'plateau' elevado de 3.800 m de altura. Al oriente de este 'plateau' se encuentra la Cordillera de Claudio Gay, macizo

formado por rocas del basamento paleozoico (Kubaneck y Zeil, 1971; Zentilli, 1974) y secuencias volcano sedimentarias terciarias. Esta cadena antecede, hacia el este, al arco volcánico activo, ubicado 60 km al este del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la Franja de Maricunga y que incluye, entre otros, el complejo volcánico holoceno de Ojos del Salado que, con sus 6.880 m de altura, es el edificio volcánico de mayor altura en la Tierra (González-Ferrán *et al.*, 1985; Baker *et al.*, 1987).

EL BASAMENTO DE LA FRANJA DE MARICUNGA

PALEOZOICO Y MESOZOICO

Dentro de las unidades que forman parte del basamento de la Franja de Maricunga se encuentran secuencias sedimentarias del Devónico-Carbonífero? (Formación Chinchas; Bell, 1985; Mercado, 1982) que aflora al norte de Cerros Bravos (Fig. 2) y al este del Nevado de Jotabeche en la frontera chileno-argentina (Paso Vidal Gormaz). Esta serie está cubierta en discordancia por secuencias volcánicas ácidas (formaciones Pantanoso y La Tabla) intruidas por pórfidos riolíticos y granitoides pérmicos (Mercado, 1982; Cornejo *et al.*, 1993). En la zona sur de la Franja de Maricunga, y formando parte del basamento de los complejos volcánicos miocenos aflora una potente serie de lavas basáltico-andesíticas del Triásico Superior, intercaladas con niveles de tobas ácidas e intruida por 'sills' y cuellos basálticos (Formación La Ternera; Segerstrom, 1968). En la zona central de la franja (Cerros Bravos), el Triásico está representado por unidades sedimentarias que incluyen facies lacustres asociadas a cuencas de 'rift' (Suárez *et al.*, 1994; Cornejo, *et al.*, 1993).

Una transgresión marina (formaciones Lautaro, Asientos y Montandón; Harrington, 1961; Cornejo *et al.*, 1993; Tomlinson *et al.*, 1993, 1994) cubrió toda la región, al oeste de la Franja de Maricunga, en el Jurásico Inferior, seguida de acumulación de potentes secuencias de conglomerados y areniscas rojas de ambiente continental semiárido con estratificación cruzada eólica, intercalaciones de niveles evaporíticos y restos de dinosaurios (formaciones Monardes y Agua Helada; Bell y Suárez, 1989). En la zona sur de la franja, esta unidad presenta intercalaciones de niveles volcánicos (río Aguas Blancas,

Quebrada Paredones). Tanto las secuencias marinas como los sedimentos continentales cretácicos representan a facies acumuladas en cuencas de trasarco, al este del arco magmático del Jurásico-Cretácico Inferior, cuyo eje se ubicaba en la actual Cordillera de la Costa (Mpodozis y Ramos, 1990; Mpodozis y Allmendinger, 1993).

CENOZOICO INFERIOR

Las secuencias mesozoicas fueron deformadas en el Cretácico Superior por una fase de compresión generalizada (Arévalo y Mpodozis, 1991). Durante el Cretácico Superior-Eoceno inferior la precordillera de Copiapó fue el sitio de varios episodios volcánicos, caracterizados por la erupción de magmas calcoalcalinos potásicos en ambiente extensional. Los productos volcánicos de este período, datados entre 80 y 52 Ma, que forman gran parte del basamento en la zona central de la Franja de Maricunga (La Coipa, Cerros Bravos), incluyen en parte a complejos de domos y campos de calderas de colapso (Cornejo *et al.*, 1993, 1994; Arévalo *et al.*, 1994; Rivera y Mpodozis, 1991, 1994). Unidades volcánicas y sedimentarias alteradas, pertenecientes a este período, se encuentran al sur y este del volcán Copiapó (Pantanillo, río Astaburuaga), en la zona del Nevado de Jotabeche (Fig. 2) y en la región de La Coipa (Cerro Los Carneros, Cerros Bravos).

En el Eoceno (42-39 Ma), la región ubicada inmediatamente al oeste y noroeste de la Franja de Maricunga fue afectada por una importante fase de deformación transpresiva asociada a deformación sinistral en el sistema de Fallas Sierra Castillo-Agua Amarga (Cornejo *et al.*, 1993; Tomlinson *et al.*, 1993,

1994). Durante el evento eoceno se formó un sistema estructural que incluye un corredor de fallas sinistralas, de rumbo noroeste, subverticales, entre la región de Potrerillos y La Coipa, que probablemente se extencieron hasta la región ubicada al este del volcán Copiapó, en territorio argentino (Valle Ancho, Fig. 2). Estas fallas fueron, con posterioridad, reactivadas en forma intermitente, ejerciendo durante el Oligoceno y Mioceno, un notable control en el emplazamiento de los sistemas volcánicos de la Franja de Maricunga (Cornejo y Mpodozis, 1994). Un gran número de intrusivos sintectónicos hipabisales, eocenos, se emplazó a lo largo del corredor de fallas noroeste entre los 42 y 37 Ma, en forma contemporánea con el emplazamiento de los pórfidos cupríferos de El Salvador y Potrerillos (42-36 Ma) (Mpodozis *et al.*, 1994).

Finalmente, en el Oligoceno inferior (32-31 Ma), y coincidiendo con un periodo de muy baja velocidad de convergencia entre las placas Farallón y

Sudamérica (Pardo-Casas y Molnar, 1987), se emplazaron algunos cuerpos de pórfidos dacíticos en la zona central (Quebrada Pastos Largos; edad K-Ar biotita: 31,1 Ma) y sur (Quebrada Paredones; edad K-Ar roca total: 36,4±0,9 Ma; Prospecto Cacique, edad K-Ar biotita: 30,2±2,1 Ma) de la Franja de Maricunga. Lavas, probablemente equivalentes a los intrusivos, se encuentran en la zona sur de la franja, al sureste del volcán Copiapó (río Astaburuaga, Fig. 2) donde se han obtenido edades K-Ar (roca total) de 34,9±1,5 y 30,5±1,3 Ma. Estas son de las pocas evidencias de lavas del Oligoceno inferior conocidas a la fecha, en los Andes del Norte de Chile. El magmatismo de esa edad está representado, principalmente, por intrusivos ligados a los pórfidos cupríferos oligocenos (38-32 Ma) y emplazados a lo largo de las trazas del Sistema de Fallas de Domeyko (Maksaev, 1990; Reutter *et al.*, 1991, 1993; Tomlinson *et al.*, 1994).

EL VOLCANISMO CENOZOICO SUPERIOR DE LA FRANJA DE MARICUNGA

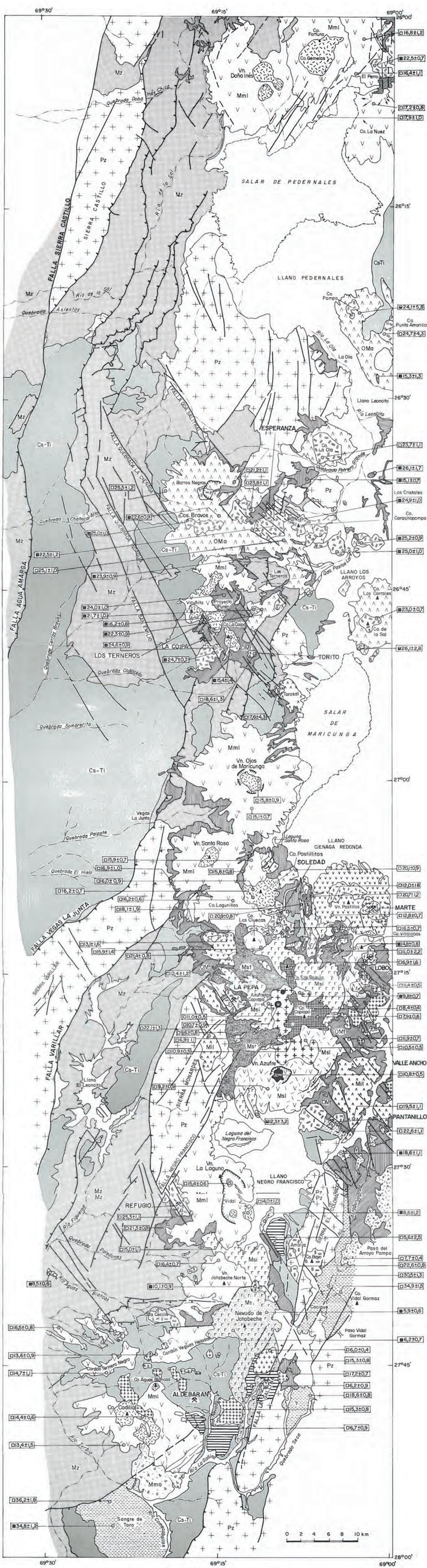
GENERALIDADES

La actividad volcánica del Cenozoico superior se inició en la Franja de Maricunga, aproximadamente a los 26 Ma. El centro volcánico de mayor volumen relacionado al período inicial de actividad (26-21 Ma) está formado por los estratovolcanes coalescentes Cerros Bravos y Barros Negros, y complejos de domos múltiples periféricos (Esperanza, La Ola, Carachapampa, Fig. 2). Otro centro de importancia, en la zona central de la franja, es el Complejo Volcánico La Coipa (Figs. 2 y 3) al suroeste de Cerros Bravos, formado por un grupo de domos dacíticos múltiples del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Una serie de complejos de domos múltiples, portadores de mineralización de metales preciosos, asociados a flujos piroclásticos de pequeño volumen (Refugio, La Pepa, Pantanillo, Santa Cecilia) se distribuyen hacia el sur hasta la zona del Nevado de Jotabeche. En casi todos los casos, la ubicación de estos centros volcánicos se relaciona con sistemas de fallas de rumbo NW-WNW, activas durante su emplazamiento. Los niveles de tobas e ignimbritas asociadas a este episodio volcánico se caracterizan por presentar una generalizada

alteración hidrotermal, independientemente de su cercanía a los centros volcánicos.

La actividad volcánica disminuyó, notablemente, entre los 20 Ma y 17 Ma, pero se reanudó con vigor en el Mioceno medio (16-11 Ma). Entre los 16 Ma y 14 Ma, se formaron los complejos volcánicos de los cerros Cadillal, Jotabeche norte, La Laguna, Villalobos, Pastillitos, Santa Rosa, Ojos de Maricunga y Doña Inés. Durante el Mioceno medio-alto, el volcanismo activo se concentró en la zona sur de la franja, incluyendo entre los 13 y 11 Ma, la actividad asociada al volcán Pastillos y al emplazamiento de los pórfidos 'auríferos' Marte, Lobo, Escondido y Aldebarán (Sillitoe *et al.*, 1991; Davidson y Mpodozis, 1991; King, 1992; McKee *et al.*, 1994).

Entre los 11 y 7 Ma, la actividad volcánica se concentró exclusivamente en el Complejo Volcánico Copiapó (Figs. 2 y 6), formado por un sistema de domos, estratovolcanes y extensos flujos piroclásticos, de composición dacítica, que cubren un área de más de 200 km². Estos se apoyan, al este y oeste, sobre un basamento en el cual están representadas las diversas fases tempranas (23-11 Ma) de la Franja de Maricunga. Finalmente, entre los 6-5 Ma, el foco principal de volcanismo migró nuevamente



LEYENDA

- | | | | |
|---|--|--|--|
| BASAMENTO DE LA FAJA DE MARICUNGA | | MIOCENO MEDIO-SUPERIOR (11-10 Ma) | |
| Pz
+ + + | Paleozoico | Msl
V V | Lavas dacíticas de los volcanes Azufre y Azufre Norte |
| Mz
■ | Mesozoico | Mst
■ | Niveles piroclásticos y sedimentarios iniciales asociados a la Fase I del Complejo Copiapó |
| Cs-Ti
■ | Cretácico Superior - Paleoceno (~70-50 Ma) | Msi
r r r | Ignimbritas Copiapó y Negro Francisco |
| ■ | Oligoceno volcánico (Formación Astaburuaga: 35-30 Ma) | + | Domo Copiapó |
| OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR (26-21 Ma) | | + | Pórfido riocácico norte del Nevado de Jotabeche |
| ■ | Ignimbritas basales del Complejo Cerros Bravos | ■ | Pórfidos dacíticos del Volcán Azufre y Azufreras del Copiapó |
| OMA
▲ ▲ | Lavas andesíticas de Cerros Bravos-Barros Negros | MIOCENO SUPERIOR (8-7 Ma) | |
| ■ | Complejos de domos y pórfidos (Esperanza, La Coipa, Refugio...) | ■ | Dacitas del Volcán Copiapó y San Román |
| OMI
■ | Tobas y brechas piroclásticas, generalmente alteradas | ■ | Andesitas del Cerro Dos Hermanos |
| MIOCENO INFERIOR (20-17 Ma) | | MIOCENO SUPERIOR (6-5 Ma) | |
| Mil
▲ ▲ ▲ | Lavas andesíticas y dacíticas | Msi
■ | Ignimbritas y tobas riolíticas del Nevado de Jotabeche |
| ■ | Domos (Torito, Toro Sal...) | + | Domo dacítico La Gallina |
| MIOCENO INFERIOR-MEDIO (16-12 Ma) | | ■ | Lavas (andesitas) de Pirca Negra |
| ■ | Ignimbritas (Maricunga, Valle Ancho ~15 Ma) | EDADES K-Ar | |
| Mml
V V | Lavas andesíticas (16-14 Ma) | □ | Roca total |
| ■ | Domos andesíticos (Cadillal, Ojos de Maricunga, La Coipa 16-14 Ma) | ■ | Biotita |
| Mma
■ | Depósitos de avalancha del Cerro Cadillal | ■ | Anfíbola |
| V V | Lavas andesíticas (Volcán Pastillos... ~12 Ma) | | |
| + | Domos, en parte alterados del Volcán Pastillos, Lobo y Marte (~12-11 Ma) | | |
| + | Pórfidos "auríferos" (Lobo, Marte, Aldebarán... ~14-11 Ma) | | |

FIG. 2. Mapa geológico simplificado de la Franja de Maricunga. Las dataciones radiométricas que se indican corresponden sólo a datos nuevos obtenidos en este trabajo y datos de Cornejo et al. (1993) no publicados previamente.

Referencia bibliográfica: Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Kay, S.M.; Tittler, A. 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 273-313.

hacia el sur, concentrándose esta vez en el Nevado de Jotabeche (Figs. 2 y 9). Este centro es una caldera riodacítica controlada estructuralmente por un sistema de fallas conjugadas de rumbo NNE y NNW, en el extremo meridional del Altiplano. A la caldera de Jotabeche se asocia un conjunto de coladas andesítico-basálticas (Lavas de Pircas Negras) erupcionadas a través de dicho sistema de fallas.

Al este de la Franja de Maricunga, existen evidencias de volcanismo de trasarco durante el período Oligoceno-Mioceno superior (zona de Ojos del Salado), cuya cronología coincide con los eventos en el frente volcánico. Estos incluyen secuencias de sedimentos volcanoclásticos, niveles piroclásticos dacíticos y coladas de basaltos de trasarco (Cordón

Seegerstrom, 24-25 Ma), y algunos volcanes andesíticos de 7-8 Ma (Laguna Verde, Cordón Foerster y el cerro Dos Hermanos al este del Copiapó). Los complejos volcánicos de edades entre 5 y 7 Ma, sincrónicos con la actividad del Nevado de Jotabeche se encuentran inmediatamente al este del volcán Copiapó (Ciénaga Redonda, Valla Ancho), y en la zona de Ojos del Salado (Mulas Muertas, Escarpe Robertson, Volcán Rex (Caldera Wheelwright)). Sistemas volcánicos más jóvenes que 4 Ma están, sin embargo, restringidos exclusivamente a la zona ubicada al este de la Franja de Maricunga (González-Ferrán *et al.*, 1985; Baker *et al.*, 1987; Mpodozis, en prep).

EL EVENTO INICIAL: OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR (26-21Ma)

EL COMPLEJO VOLCANICO CERROS BRAVOS- ESPERANZA

Corresponde a un centro volcánico (estratovolcán compuesto) de 25 km de diámetro y 150 km² de superficie, emplazado sobre las trazas noroeste de fallas sinistralas eocenas que limitan por el sur el batolito de Pedernales y la faja plegada y corrida de Quebrada Asientos-Potrerrillos (Cornejo *et al.*, 1993; Tomlinson *et al.*, 1994). La actividad volcánica comenzó (Fase 1) con la construcción de los estratovolcanes Cerros Bravos y Barros Negros, iniciada con la emisión de un extenso flujo de ígnimbritas riodacíticas (K-Ar, biotita: 24,5±0,9 y 23,9±0,9 Ma), seguido por la erupción de lavas andesíticas y dacítico-andesíticas de hornblenda y piroxeno y depósitos piroclásticos de bloques y ceniza, con edades K-Ar (roca total) comprendidas entre 25,1±1,0 y 22,6±0,9 Ma. Posteriormente se emplazaron, en los núcleos de ambos estratovolcanes, domos dacíticos ricos en cristales (hornblenda, biotita) relacionados con actividad hidrotermal de moderada intensidad, circunscrita a su periferia, y para los cuales se obtuvieron edades K-Ar de 25,0±1,0 (biotita) y 23,9±1,1 Ma (roca total) (Cornejo *et al.*, 1993; Moscoso *et al.*, 1993; McKee *et al.*, 1994; Fig. 2).

En etapas más avanzadas de la evolución del sistema (Fase 2) un complejo de domos riodacíticos (Domos de Esperanza) se emplazó en el flanco noreste del volcán Cerros Bravos. Este complejo

está formado por cuerpos subcirculares, extrusivos a subvolcánicos de 4-6 km² de superficie, con edades K-Ar entre 24 y 22 Ma, elongados en dirección noroeste, en una franja de 8 km de largo (Fig. 2). Los domos extrusivos están envueltos por gruesas carcacas brechizadas, formadas mecánicamente, por flujo, desgasificación y explosiones freatomagmáticas, ocurridas durante su emplazamiento. Tobas riolíticas finas de cristales y lapilli (K-Ar en biotita: 24,0±1,5 Ma; Cornejo *et al.*, 1993), que corresponderían a fases plinianas iniciales, se encuentran en la periferia. El emplazamiento de los Domos de Esperanza estuvo controlado por un sistema de fallas de rumbo WNW, que, probablemente, es el resultado de la reactivación (oligocena) de la falla sinistral eocena noroeste de Quebrada Salitral (Cornejo *et al.*, 1993). Los domos están intruidos, al noroeste, por pequeños cuerpos de pórfidos dacíticos verdes, no alterados, con edades K-Ar (biotita) de 22,5±0,8 y 22,4±0,7 Ma (Cornejo *et al.*, 1993) emplazados en zonas de fracturas de rumbo NNW. La notable asimetría que presenta el volcán Cerros Bravos, exponiendo niveles de erosión relativamente más profundos, incluso parte del basamento en su flanco noreste, puede deberse a un colapso parcial del edificio hacia el noreste, ocurrido con anterioridad o en forma sincrónica (gatillado por) al emplazamiento de los domos, aunque, en la actualidad, no se preservan los depósitos de avalancha, que deberían estar asociados al supuesto colapso.

Los sectores mineralizados del Prospecto Esperanza, se ubican preferentemente en las carcacas de brechas, intersamente alteradas y fracturadas. Corresponden a cuerpos silicificados vetiformes y brechosos de orientación NNW y NNE (cuerpos de sílice oquerosa) de los sectores Arqueros, Santa Rosa, Potosí y Huantajaya mantiformes (sector Arqueros), o zonas brechizadas a lo largo de la falla inversa de rumbo norte-sur, que pone en contacto a sedimentitas paleozoicas (Formación Chinchos) sobre cuarcitas triásicas (sector Chimberos). La mineralización epitermal de plata y oro de Esperanza (Vila, 1991; Moscoso *et al.*, 1993) está asociada a alteración tipo ácido-sulfato (Heald *et al.*, 1987). La zona fue afectada, posteriormente, por procesos supérgenos, durante los cuales se produjo la deposición de cerargirita, yodargirita, argentojarosita y trazas de plata nativa y con valores erráticos de oro. La mineralización hipógena sólo estaría presente en algunos sectores en profundidad y consiste en sulfuros primarios tales como pirita, calcopirita y galena.

LOS DOMOS COALESCENTES DE LA COIPA

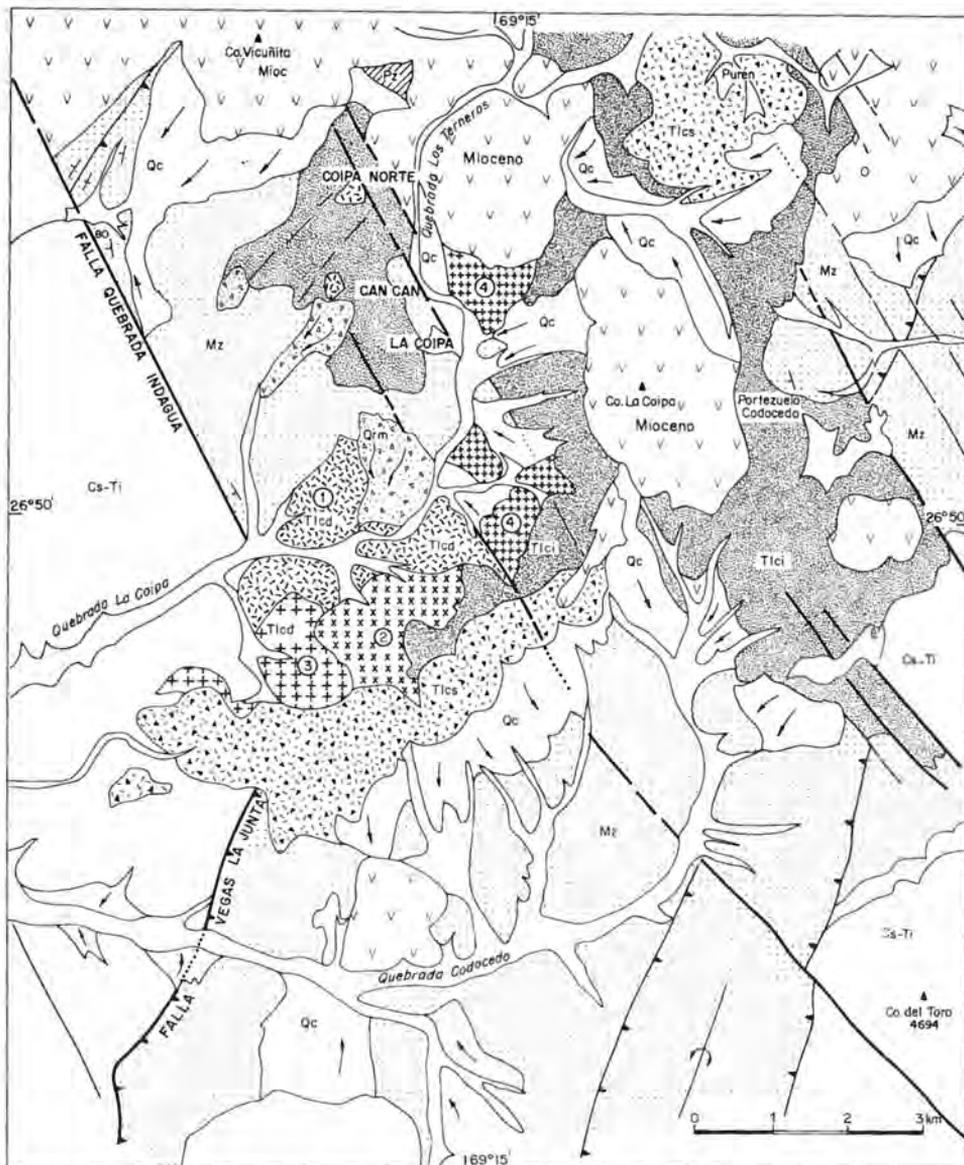
Veinte kilómetros al suroeste de Esperanza se encuentra el gran yacimiento de plata y oro de La Coipa (Fig. 3; Oviedo *et al.*, 1991; Sillitoe *et al.*, 1991; Cornejo *et al.*, 1993) y otros depósitos menores como Can-Can y Coipa Norte; (Cecioni y Dick, 1992). Estos se ubican en la periferia de un centro volcánico formado por un grupo coalescente de domos riódacíticos. El núcleo del complejo está formado por, a lo menos, cinco domos que se emplazaron, en secuencia, en la intersección de la falla inversa Vegas la Junta, que levanta hacia el oeste a cuarcitas triásicas sobre lavas cretácico-paleocenas (Fig. 3, Cornejo *et al.*, 1994), con la falla Quebrada Indagua, del sistema sinistral noroeste eoceno de la zona de Potrerillos-Maricunga (Tomlinson *et al.*, 1993). Rocas de caja y basamento de los domos son lutitas negras lacustres y cuarcitas del Triásico Superior (Cornejo *et al.*, 1993).

Los domos de La Coipa están asociados a una extensa secuencia de rocas piroclásticas que, cubriendo en discordancia a estratos mesozoicos y paleocenos, incluyen: a- una unidad inferior, con bancos de tefra y tobas finas riolíticas, bien estratificados (K-Ar en biotita: $24,7 \pm 0,7$ Ma, Mina La Coipa; $24,0 \pm 1,0$, Prospecto Purén; Cornejo *et al.*, 1993) que

preceden en el tiempo al emplazamiento de los domos y b- una unidad superior, de brechas piroclásticas y tobas de lapilli gruesas, escasamente soldadas. Los domos, de composición dacítico-riódacítica, extremadamente ricos en cristales (cuarzo, plagioclasa y biotita), generalmente intruyen a las tufitas de la unidad inferior y están cubiertos o engranan con las brechas superiores. Durante su emplazamiento, ocurrido en forma sincrónica a la reactivación sinistral de las fallas noroeste eocenas, fenómenos freatomagmáticos y nuevos aportes de magma, generaron, probablemente, erupciones explosivas, representadas por las tobas de lapilli y bloques de la unidad superior. Tres dataciones K-Ar en biotita de los domos más tardíos y no alterados indican valores de $24,6 \pm 0,9$, $23,8 \pm 0,7$ (Moscoso *et al.*, 1993) y $22,9 \pm 0,8$ Ma (Sillitoe *et al.*, 1991), edades que, al igual que en Esperanza, son más antiguas que las obtenidas en concentrados de alunita, probablemente supérgena ($20,2 \pm 1,2$ y $17,3 \pm 1,0$ Ma; Sillitoe *et al.*, 1991).

El distrito de La Coipa exhibe una extensa zona de alteración hidrotermal de más de 60 km² que afecta todas las unidades volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno inferior, especialmente a los niveles de tobas porosas y permeables. El basamento, impermeable, de lutitas negras triásicas, está regionalmente libre de alteración, a excepción de zonas de brechas tectónicas, fallas, fracturas y diaclasas, en torno a las cuales se desarrollan delgados halos de alteración. Los niveles de tobas finas presentan alteración pervasiva (argilización y silicificación) con caolinita-alunita-dickita, sílice microcristalina y ópalo. Esta asociación refleja la acción de fluidos hidrotermales muy ácidos, típica de sistemas hidrotermales tipo ácido-sulfato (Heald *et al.*, 1987). En las tobas superiores, la asociación de minerales de alteración corresponde, básicamente, a arcillas (caolinita y montmorillonita) con escasa sílice (calcedonia y ópalo) y sulfatos supérgenos (yeso y jarosita) en superficie. Las azufreras de Codoceo se ubican en esta unidad y representarían una paleosuperficie en los depósitos piroclásticos sobre la cual se desarrolló actividad solfatárica.

Los cuerpos mineralizados de Coipa Norte, Fallón y Ladera (Mina La Coipa) se encuentran emplazados en el nivel de tobas finas y presentan mineralización de plata y oro, diseminada y en microvetillas en los niveles de tobas más permeables (Oviedo *et al.*, 1991). La mena consiste en cerargirita,



COMPLEJO VOLCANICO LA COIPA (25-23Ma)

- Ticd**
 Nivel inferior de tobas finas de cristales y cenizas, incluye depósitos de caída y oleada piroclástica
- Ticd**
 Domos extrusivos y subvolcánicos riolíticos múltiples, ordenados (1-4) según orden relativo de emplazamiento y grado decreciente de alteración hidrotermal
- Tics**
 Nivel superior de brechas piroclásticas y tobas de lapilli gruesas, incluye brechas de explosiones freáticas y magmáticas

BASAMENTO DEL COMPLEJO LA COIPA

- Pz**
 Intrusivos paleozoicos
- Mz**
 Rocas sedimentarias y volcánicas marinas y continentales del Trásico Superior - Cretácico Inferior
- Cs-Ti**
 Lavas, tobas e intrusivos hipabisales del Cretácico Superior - Paleoceno
- Mioc**
 Rocas volcánicas e intrusivos hipabisales del Oligoceno superior - Mioceno indiferenciadas
- Qrm**
 Depósitos de remoción en masa
- Qc**
 Coluvios y escombros de falda

FIG. 3. Mapa geológico del Complejo Volcánico La Coipa (25-23 Ma), mostrando la distribución de domos coalescentes, flujos piroclásticos y principales elementos estructurales.

argentita, electrum y plata y oro nativos, asociada a alteración argílica avanzada, con predominancia de sulfatos sobre arcillas (alunita, caolinita, dickita, cuarzo, jarosita y goethita). En el sector de Can Can, la mineralización se encuentra emplazada en una zona de fallas (NS y NNE) que forma un cuerpo de brecha o 'stockwork' de vetillas de sílice negra mineralizadas en las lutitas triásicas, las que exhiben una intensa silicificación y alunitización en los halos del cuerpo mineralizado (Cecioni y Dick, 1992).

LOS COMPLEJOS DE DOMOS EN LA REGION DEL VOLCAN COPIAPO Y NEVADO DE JOTABECHE

En la parte sur de la Franja de Maricunga, tanto al sureste (Pantanillo) como al oeste (La Pepa) del Complejo Volcánico Copiapó y cubiertos por los productos volcánicos (11-7 Ma) de dicho sistema, se encuentran los restos erodados de centros volcánicos del Oligoceno-Mioceno inferior (Fig. 2). Tal como en La Coipa-Cerros Bravos, éstos corresponden a sistemas múltiples de domos y pórfidos dacíticos y andesíticos de pequeño diámetro, asociados a fallas de rumbo NW-NNW, que parecen haber estado activas al momento de emplazarse los domos. En Pantanillo, al sureste del volcán Copiapó, afloran al menos cinco domos y pórfidos dacíticos, con distintos grados de alteración hidrotermal, datados (K-Ar, roca total en $22,6 \pm 1,1$ y $22,2 \pm 0,9$ Ma; C. Mpodozis, 1995'). Los domos son portadores de mineralización de oro y se asocian a un voluminoso manto de tobas y brechas piroclásticas alteradas, que se extienden hasta 15 km al norte del prospecto (Fig. 2). En la mina La Pepa, al oeste del volcán Copiapó, un complejo de domos dacíticos alterados, afectados por fallas de rumbo noroeste, a lo largo de las cuales se emplazan notables vetas auríferas, está asociado a un anillo de brechas de explosión. Una de estas vetas (Vizcacha) con mineralización de oro, plata (\pm enargita), de rumbo noroeste, 400 m de largo, 1,5 m de ancho y reconocida hasta 250 m de profundidad tiene leyes promedio de 100 g/ton Au. King (1992) mencionó una edad K-Ar (roca total) de $26,7 \pm 3,6$ Ma para un 'pórfido' de la mina La Pepa; esta edad es más antigua que las mencionadas por Sillitoe *et al.* (1991) en alunitas de alteración ($22,3 \pm 0,7$ y $23,0 \pm 0,7$ Ma).

Una edad similar (K-Ar, alunita, $22,0 \pm 0,6$ Ma) fue reportada por Sillitoe *et al.* (1991) en Pantanillo. Dentro de este grupo, es posible incluir, aunque con

incerteza, al complejo de domos dacíticos alterados del Prospecto Soledad, al noroeste del volcán Copiapó. Este centro está rodeado por un anillo de tobas de caída y depósitos piroclásticos de oleada ('surges'), cubiertos por lavas e ignimbritas, datadas en 15 Ma e intruidas por pórfidos riódacíticos con edad K-Ar de $16,2 \pm 1,2$ Ma (Fig. 2).

Otro de estos complejos de domos múltiples del Oligoceno superior-Mioceno inferior corresponde al yacimiento Refugio, al suroeste de la Laguna del Negro Francisco (Sillitoe *et al.*, 1991; Flores, 1993; Munteam, 1995; Fig. 2). Tal como en el caso de Pantanillo, este yacimiento está formado por un grupo coalescente de pequeños domos y pórfidos subvolcánicos, que incluyen desde domos dacíticos afectados por alteración argílica intensa, hasta pórfidos andesítico-dioríticos que desarrollan 'stockwork' de vetillas de cuarzo con mineralización de oro (Yacimiento Verde, edad K-Ar, roca total: $25,3 \pm 1,1$ Ma; C. Mpodozis, 1995') y pórfidos dacíticos sin alteración (K-Ar, biotita: $22,8 \pm 0,6$ Ma; C. Mpodozis, 1995'). El complejo de Refugio, de 3 km de diámetro, se asocia, como en Pantanillo, a un sistema de fallas noroeste, subverticales, activas durante los eventos de alteración-mineralización. Un anillo de brechas de explosión y tobas dacíticas (K-Ar, plagioclasa: $22,1 \pm 2,5$ Ma, roca total: $21,3 \pm 0,8$ Ma; C. Mpodozis, 1995'), cubierto por coladas andesíticas del volcán La Laguna, del Mioceno medio (Fig. 2) se extiende hasta 5 km al sur del yacimiento. Finalmente, en el extremo sur de la franja se encuentra el Complejo Santa Cecilia, formado por tres domos, intensamente alterados de 1,5 km de diámetro. Esos domos, emplazados sobre un basamento de rocas volcánicas paleocenas, se alinean, al norte del macizo de Yeguas Heladas, formando una franja de 4 km de largo, de dirección WNW (Fig. 2). Sillitoe *et al.* (1991) obtuvieron dos edades K-Ar en minerales de alteración de $24,3 \pm 0,7$ (sericita) y $24,1 \pm 0,8$ Ma (alunita); remanentes alterados de un anillo de tobas asociada al complejo aparecen al oeste de este complejo, cubriendo a las rocas paleocenas.

En resumen, los volcanes Cerros Bravos y Barros Negros son los únicos estratovolcanes del Oligoceno superior-Mioceno inferior (26-20 Ma) reconocidos dentro de la fase inicial de actividad en la Franja de Maricunga. El resto de los sistemas volcánicos de esa edad (Esperanza, La Coipa, La Pepa, Pantanillo, Refugio, Santa Cecilia) está formado por complejos de domos dacíticos coalescentes múlti-

ples de pequeñas dimensiones, asociados a anillos de piroclastos y brechas de explosión. En casi todos los casos, éstos se relacionan con fallas transcurrentes, de rumbo NW-WNW, activas durante su emplazamiento. La totalidad de los complejos de domos muestran evidencias de mineralización, ya sea en los domos o pórfidos subvolcánicos (Esperanza, La Pepa, Pantanillo, Refugio) o en los niveles piroclásticos periféricos (La Coipa; Sillitoe *et al.*, 1991; Cornejo y Mpodozis, 1994). Las tobas e ignimbritas asociadas a este episodio volcánico se caracterizan por presentar alteración hidrotermal generalizada independientemente de su cercanía a los centros volcánicos. Esta alteración a gran escala se asocia, probablemente, a condiciones climáticas relativamente más húmedas que las actuales. Dicha condición, ocurrida entre los 26-20 Ma, también ha sido documentada más al norte, a partir de las edades de los niveles de enriquecimiento supérgeno de los grandes pórfidos cupríferos oligocenos del norte de Chile (Alpers y Brimhall, 1988).

GEOQUIMICA

Las rocas del Oligoceno superior-Mioceno inferior de la Franja de Maricunga exhiben un amplio rango de composición entre 55% hasta 73% SiO_2 , aunque la mayor parte se agrupa en el campo de las andesitas y dacitas (Fig. 4). Son rocas con valores intermedios a altos de K_2O y relativamente bajos en Na_2O ($\leq 4\%$; Fig. 5) que en los diagramas FeO^*/MgO versus SiO_2 se ubican en el campo calcoalcalino. Los patrones de elementos en traza muestran el característico empobrecimiento en Ta y enriquecimiento en Ba, Th y U en relación a las Tierras Raras Livianas (TRL), típica de magmas de arco asociados a zonas de subducción activa (La/Ta entre 25 y 45, Ba/La entre 22 a 34; Figs. 7, 8). Las razones de La/Yb, que son una medida de la inclinación de los patrones de Tierras Raras (TR), son bajas, y varían entre 7 y 21 (Fig. 10). Estos valores son más elevados en el norte (La/Yb: 17-21, en Cerros Bravos) que en el sur de la franja (La/Yb: 7-14, en Pantanillo y Refugio). Las anomalías de Europio son mayores en el sur ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,83-0,86$, en Refugio) que en Cerros Bravos (0,95), lo que indicaría que en la zona sur existen evidencias de condiciones de cristalización a menor presión que en el norte de la franja (Kay *et al.*, 1994).

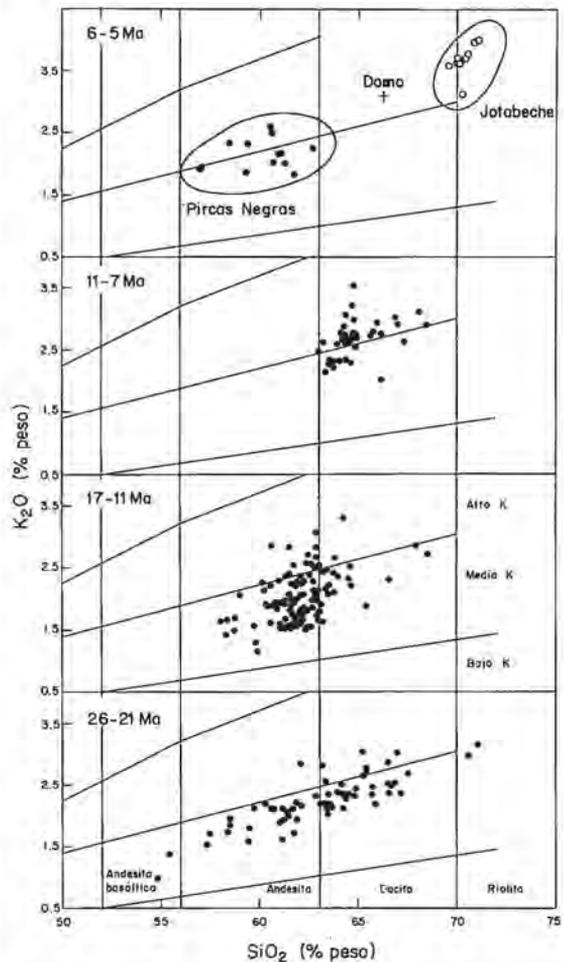


FIG. 4. Diagramas K_2O versus SiO_2 (campos según Peccerillo y Taylor, 1976) para muestras de las principales asociaciones volcánicas de la Franja de Maricunga.

Las rocas del Oligoceno superior or-Mioceno inferior de la Franja de Maricunga tienen su equivalente en la actual región con subducción subhorizontal (28-33°S). A los 28°40'S, las rocas equivalentes incluyen componentes más ácidos (riolitas de la Ignimbrita Cantarito; Kay *et al.*, 1991; Fig. 5), mientras que más al sur (30-31°S, la Formación Tilito del Grupo Doña Ana, incorpora desde andesitas basálticas a riolitas (Maksaev *et al.*, 1984; Kay *et al.*, 1991; Martín *et al.*, 1995). En un régimen compresivo, con corteza relativamente gruesa, predominan los magmas de composición intermedia, mientras que en un régimen extensional, con corteza del-

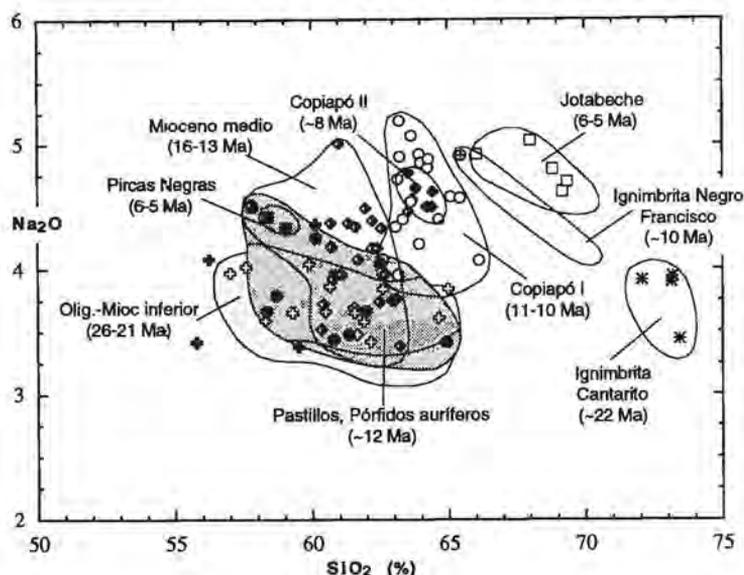


FIG. 5. Diagrama Na_2O versus SiO_2 para rocas volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno de la Franja de Maricunga. En esta figura se incluyen sólo datos de las muestras para los cuales se cuenta con análisis completos de elementos mayores y trazas. Dentro del grupo de 26-21 Ma se incluyen muestras de Cerro Pulido e Ignimbrita Cantarito (28-28°40'S), al sur de la Franja de Maricunga en la actual zona con subducción subhorizontal.

gada, existen menores posibilidades para la interacción entre magmas básicos, provenientes del manto, y fundidos corticales silíceos, pudiendo alcanzar, los primeros fácilmente la superficie.

Dentro de este contexto, los magmas del Oligoceno-Mioceno inferior de la zona norte de la Franja de Maricunga (Cerros Bravos-La Coipa) parecen haber evolucionado bajo condiciones de corteza relativamente más gruesa y en un ambiente más compresivo que la zona sur de la franja y la región de subducción subhorizontal. Esta inferencia es

consistente con el hecho que al norte de los 27°15'S existen claras evidencias de una importante fase de deformación transpresiva eocena (Cornejo *et al.*, 1993; Tomlinson *et al.*, 1993), la que aún no ha sido documentada para la región de subducción subhorizontal. Según Kay *et al.* (1994) el espesor cortical en la zona de Cerros Bravos pudo alcanzar hasta los 50 km entre los 26-21 Ma, mientras que los espesores supuestos para ese mismo período en la región de subducción subhorizontal no sobrepasarían los 40 km.

EL EVENTO MIOCENO INFERIOR (20-17 Ma): UN PERIODO DE RELATIVA CALMA VOLCANICA

La actividad volcánica y los extensos fenómenos de alteración hidrotermal del Oligoceno superior-Mioceno inferior ocurrieron, como ya se ha indicado, en un lapso muy breve (26-21 Ma), después de lo cual la actividad volcánica prácticamente se detuvo, para reanudarse con gran intensidad sólo a partir de los 16 Ma. En el período intermedio, prácticamente no hay registro de actividad, a excepción de la zona ubicada al este y norte de La Coipa, donde se encuentran dos pequeños domos dacíticos (Torito y Toro Sal; Fig. 2), rodeados por anillos de piroclásticos, de aproximadamente 18 Ma y algunos flujos ignimbriticos asociados, de pequeño volumen.

El Domo Torito, es un pequeño domo extrusivo de menos de 1 km de diámetro rodeado de un depósito de bloques y ceniza, con diaclasamiento prismático, formados tanto como el domo por dacitas de hornblenda con plagioclasa, oxihornblenda, biotita y 'ojos' de cuarzo. El Domo Toro Sal consiste en un cuerpo extrusivo de dacitas porfídicas con una cubierta fracturada, rodeado por un anillo de depósitos piroclásticos. En un bloque de la periferia del Domo Torito se obtuvo una edad K-Ar (roca total) de $18,6 \pm 1,3$ Ma (Cornejo *et al.*, 1993). Otra datación (biotita) de un bloque dacítico, de diaclasamiento prismático, similar a las dacitas de Torito indicó un

valor de $20,4 \pm 0,8$ Ma (Cornejo *et al.*, 1993). La datación K-Ar (anfíbola) de una muestra del Domo Toro Sal indicó un valor de $17,6 \pm 4,3$ Ma (Cornejo *et al.*, 1993). En numerosas localidades cercanas a la Mina La Coipa (Valle Los Terneros, Portezuelo Codocedo y Quebrada Toro Sal), se encuentran remanentes aislados de flujos ignimbríticos, de edad similar a los complejos del domo, cuya fuente no ha podido ser determinada (Ignimbrita Los Terneros) y que corresponden a tobas de lapilli y cristales escasamente soldadas, con bloques juveniles de dacitas de hornblenda. La Ignimbrita Los Terneros cubre las rocas alteradas del Complejo de La Coipa (Sector del Portezuelo Codocedo y Prospecto Purén) 'sellando' el evento de alteración del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Para la Ignimbrita Los Terne-

ros se cuenta con edades K-Ar, en biotita, de $21,0 \pm 1,1$ Ma (Portezuelo Codocedo); $19,6 \pm 0,9$ Ma (Quebrada Toro Sal); $19,0 \pm 1,8$ Ma (Quebrada Los Terneros) y $20,4 \pm 0,8$ Ma (Cornejo *et al.*, 1993).

Al sureste (Pantanillo) del volcán Copiapó se disponen algunas coladas con edades K-Ar de $19,5 \pm 1,1$ Ma (roca total) y $18,6 \pm 0,3$ Ma (biotita) que cubren a los flujos piroclásticos alterados del Oligoceno superior-Mioceno inferior (C. Mpodozis, 1995)¹. En la zona, y para este período, no existen otras evidencias concretas de actividad volcánica, excepto algunas coladas que afloran al norte del Prospecto Soledad (Quebrada Pastillos-Laguna Santa Rosa; Fig. 2) donde han sido datadas (K-Ar, roca total) entre $20,7 \pm 0,8$ y $19,1 \pm 1,3$ Ma (Gardeweg, comunicación oral, 1995).

EL EVENTO DEL MIOCENO MEDIO (16-12 Ma)

La actividad volcánica se reanudó con vigor sólo a partir de los 16 Ma y originó varios conjuntos de estratovolcanes compuestos, que se extienden por más de 200 km en la Franja de Maricunga, formando grupos volcánicos discretos, separados entre sí por varias decenas de kilómetros. El grupo más septentrional aparece al norte del Salar de Pedernales, y está formado por el volcán Doña Inés y el Complejo Gemelas Fortuna (Fig. 2). En la zona de Cerros Bravos-La Coipa, 40 km más al sur, el Mioceno medio está representado sólo por pequeños domos dacíticos (Cerro Vicuña, Cerro La Coipa), alineados sobre las trazas de las fallas sinistralas eocenas noroeste (Figs. 2 y 3). Otro gran complejo de estratovolcanes múltiples, del Mioceno medio, aparece sólo al sur del Salar de Maricunga (27°S), donde incluye al volcán Ojo de Maricunga y los volcanes Santa Rosa, Pastillitos, Lagunillas, Pastillos y Villalobos. Finalmente, en el extremo sur de la Franja ($27^\circ 45' - 28^\circ\text{S}$) se encuentra otro grupo de esta edad, formado por los volcanes La Laguna, Jotabeche Norte, Yeguas Heladas y Cadillal (Fig. 2).

Extensos depósitos de gravas, del Mioceno medio (Gravas de Atacama) cubren una gran superficie en la precordillera de Copiapó, al oeste de la Franja de Maricunga, incluyendo intercalaciones de flujos ignimbríticos y niveles de ceniza. Estos depósitos aluvionales (Segerstrom, 1968; Mortimer, 1973; Clark *et al.*, 1967; Cornejo *et al.*, 1993), sincrónicos

con el volcanismo de este período, representan una enorme acumulación sedimentaria, que relleno el relieve pre-Mioceno en la Precordillera de Atacama. Su origen está ligado a una importante fase de alzamiento del Altiplano, que puede ser el resultado de la deformación compresiva asociada a las etapas iniciales del proceso de disminución del ángulo de subducción entre los 28° y 33°S .

LA REGION AL NORTE DEL SALAR DE PEDERNALES: LOS VOLCANES DOÑA INES Y GEMELAS-FORTUNA

La casi perfecta silueta cónica del volcán Doña Inés (5.075 m, 15 km de diámetro) domina, por el noroeste, la cuenca del Salar de Pedernales, en el extremo septentrional de la Franja de Maricunga. Sus productos cubren una superficie aproximada de 200 km². El edificio se apoya, al norte, sobre conglomerados, areniscas y basaltos triásicos. La pendiente de sus laderas, si bien es suave, muestra un quiebre a media falda, que corresponde a un cambio en la naturaleza de los productos volcánicos. La pendiente más abrupta de la zona central del edificio es producto de la morfología rocosa de domos y lavas-domos daciandesíticos y la pendiente más tendida, en los flancos, corresponde a la superficie, en parte retrabajada, de extensos flujos piroclásticos tipo avalancha caliente. Pequeños

domos parásitos rompen la simetría de la estructura al este de la cumbre. Los domos extrusivos y lavas-domos, que forman la cumbre principal del volcán, corresponden a daciandesitas porfídicas de plagioclasa, hornblenda y escaso ortopiroxeno. Las fases más distales están interstratificadas con los flujos piroclásticos. Los depósitos de avalanchas calientes de bloques y ceniza que forman la casi totalidad de los afloramientos en los flancos del volcán, incluyen bloques, de hasta 2 m de diámetro, de daciandesitas porfídicas de plagioclasa y hornblenda, con diaclasamiento prismático, indicando su deposición en estado casi incandescente. El Complejo Volcánico Gemelas-Fortuna está formado por dos conos coalescentes, profundamente erosionados, ubicados inmediatamente al este del volcán Doña Inés. El complejo alcanza alturas de 1.000 m (Volcán Gemelas) y 800 m (Volcán Fortuna) sobre la Loma Doña Inés, al norte del Salar de Pedernales. El núcleo de éste exhibe extensas zonas de alteración hidrotermal. El complejo incluye flujos de lavas y domos extrusivos, formando las cumbres de los cerros Gemelas y Fortuna, y flujos piroclásticos que se extienden por las laderas del complejo. Ambos volcanes están limitados al sureste por un sistema de fallas de rumbo noreste (normales, de bloque este hundido) que originan una topografía 'en escalones' con escarpes de más de 100 m de altura y se extienden hacia el norte desde el Salar de Pedernales hasta el Salar de Los Infieles. Las lavas y domos del complejo Gemelas-Fortuna son daciandesitas de plagioclasa, anfíbola y piroxeno. Los flujos piroclásticos corresponden, de igual modo que en el volcán Doña Inés, a depósitos 'de avalancha caliente' con bloques de daciandesitas de hasta 2 m de diámetro, algunos con diaclasamiento prismático. Moulds (1989) mencionó edades K-Ar de $16,0 \pm 1,1$ y $15,0 \pm 1,2$ Ma para el complejo Gemelas-Fortuna y una edad de $15,0 \pm 1,5$ Ma para el volcán Doña Inés, aunque sin precisar datos analíticos o material utilizado para efectuar la datación.

En la zona de Pedernales, además de los estratovolcanes, se encuentran extensos flujos de ignimbritas pertenecientes, a lo menos, a 7 unidades de flujo independientes (Cornejo *et al.*, 1993), que aparecen en el borde occidental del Salar de Pedernales, en parte intercaladas con depósitos de gravas. Dos dataciones K-Ar en biotita en uno de los flujos (Ignimbrita Los Cristales) indicaron valores de $15,1 \pm 0,7$ y $15,3 \pm 1,3$ Ma (Cornejo *et al.*, 1993), que

permiten asignarla al Mioceno medio y son compatibles con los valores obtenidos por Quirt (1972) y Zentilli (1974), quienes dataron un delgado depósito de flujo de ceniza intercalado en gravas, al sur de Esperanza, en Quebrada Pastos Largos en $15,5 \pm 0,6$ Ma (edad recalculada).

LA FRANJA NOROESTE DE DOMOS Y FLUJOS PIROCLASTICOS DE CERROS VICUÑITA-LA COIPA

Este alineamiento de domos dacíticos, rodeados por abanicos de depósitos piroclásticos de bloques, se extiende por 15 km en dirección noroeste, al norte de Mina La Coipa, mantiene la orientación de los centros del Mioceno inferior. Desde el sureste hacia el noroeste, esta 'línea' incluye: 1- el Cerro La Coipa; 2- el domo de Quebrada Los Terneros; 3- el Cerro Vicuña y, por último, 4- un cuerpo mayor, ovalado, elongado en dirección NNE, de 5 km de longitud, ubicado en el cordón al sur de las nacientes de la quebrada Pastos Largos. Los domos muestran estructuras de flujo y exfoliación, y contienen grandes fenocristales (1 cm) de plagioclasa, hornblenda y biotita. Los flujos piroclásticos corresponden a depósitos de avalancha caliente, no consolidados, donde los bloques juveniles, con diaclasamiento prismático y corteza de pan, son el material más abundante, petrográficamente idénticos a los domos. Dentro de este conjunto, se han obtenido una edad K-Ar de $15,4 \pm 1,4$ Ma (biotita; Cerro La Coipa; Cornejo *et al.*, 1993); otra de $15,8 \pm 1,2$ Ma (biotita; Sillitoe *et al.*, 1991) para el domo de Quebrada Los Terneros; dos edades, en biotita, de $16,0 \pm 0,6$ y $14,7 \pm 1,1$ Ma para Cerro Vicuña (J. Muñoz)², y finalmente, una edad en biotita de $16,2 \pm 0,8$ Ma para un domo dacítico ubicado al sur de las nacientes de Quebrada Pastos Largos (Cornejo *et al.*, 1993).

EL GRUPO DE ESTRATOVOLCANES EN LA ZONA CENTRAL DE LA FRANJA DE MARICUNGA

Tal como se indicó en la introducción de esta sección, la mayor concentración de sistemas volcánicos del Mioceno medio se encuentra en la zona central de la Franja de Maricunga. El edificio volcánico de mayor volumen del grupo es el Volcán Ojo de Maricunga (4.985 m; Fig. 2), centro volcánico de forma cónica truncada, de 15 km de diámetro, compuesto principalmente por gruesos flujos piroclásticos

² 1986. Geología de la Hoja Potrerillos (1:100.000). Informe de Avance de la Hoja El Salvador (1:250.000) Región de Atacama, Chile (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería, 30 p., Santiago.

de bloques andesítico-dacíticos, de hornblenda y piroxeno. Los flujos, poco consolidados, incluyen bloques con corteza de pan y diaclasamiento prismático de hasta 1-2 m de diámetro. En el cráter del edificio se aloja un domo dacítico de gran volumen, rodeado de una extensa zona de alteración hidrotermal. El aparato volcánico cubre y está rodeado al sur, oeste y este por flujos ignimbríticos de hasta 100 m de espesor, que parecen representar productos asociados a la actividad inicial del centro eruptivo. Las ignimbritas incluyen: a- un nivel inferior de tobas riódacíticas, no soldadas a débilmente soldadas, con abundante pómez, escasa biotita, anfíbola y fragmentos líticos accidentales y, b- un nivel superior de ignimbritas pardo rojizas, dacíticas, intensamente soldadas. Quirt (1972) y Zentilli (1974) citaron dos dataciones K-Ar en biotita de 14.3 ± 1.6 Ma y 13.7 ± 2.6 Ma (recalculada según las nuevas constantes) para una toba de la ladera occidental del volcán Ojo de Maricunga. Una nueva edad K-Ar (roca total) de 15.8 ± 0.8 Ma (C. Mpodozis, 1995)¹ se obtuvo para las ignimbritas rojas superiores al sureste del portezuelo Santa Rosa.

Las edades K-Ar en hornblenda (recalculadas) dadas a conocer por Zentilli (1974) de 16.2 ± 0.6 y 16.1 ± 0.8 Ma son más antiguas que una nueva edad K-Ar (roca total) de 15.1 ± 0.7 Ma y el valor de una datación K-Ar en hornblenda de 14.6 ± 0.1 Ma, publicada recientemente por McKee *et al.* (1994). El domo central tardío, emplazado en el cráter (K-Ar, roca total: 15.8 ± 0.9 Ma; Cornejo *et al.*, 1993), está formado por dacitas porfídicas gruesas, de hornblenda y biotita, rodeadas, al interior del cráter, por un anillo de piroclastos y bloques. Estas rocas, que en su mayoría están afectadas por alteración hidrotermal, forman también parte de un depósito de avalancha gravitacional, que se extiende en la ladera norte del volcán.

Otros exponentes de este evento están representados, al sureste del volcán Ojo de Maricunga, por los volcanes Santa Rosa, Lagunillas, Sierra Pastillitos y Las Cluecas (Fig. 2). Sus productos lávicos son andesitas y dacianandesitas de hornblenda, con orto y clino piroxeno y escasa biotita. El volcán Santa Rosa (K-Ar, hornblenda: 15.4 ± 0.5 Ma; McKee *et al.*, 1994; K-Ar, roca total: 13.8 ± 0.6 Ma; González-Ferrán *et al.*, 1985), al sur preserva una forma semicónica, truncada y laderas cubiertas por un grueso manto de gravas de bloques. La Sierra Pastillitos (Fig. 2), más al este, incluye un domo dacítico central y depósitos de avalancha de detritos en su flanco noroeste. En ella hemos obtenido

edades K-Ar (roca total) de 16.2 ± 0.7 , 15.9 ± 0.7 y 16.0 ± 0.9 Ma (C. Mpodozis, 1995)¹, similares a una edad de Cerro Lagunillas (16.2 ± 0.6 Ma; C. Mpodozis, 1995)¹, al sur del volcán Santa Rosa. Al noroeste del volcán Copiapó, lavas de similar composición y edad (K-Ar, hornblenda: 16.1 ± 2.1 Ma, biotita: 14.8 ± 0.8 Ma; C. Mpodozis, 1995)¹; y, ^{39}Ar - ^{40}Ar : 13.3 ± 0.05 Ma; Zentilli *et al.*, 1991) afloran en Sierra Villalobos, discordantes sobre tobas alteradas del Oligoceno superior-Mioceno.

Otras manifestaciones del episodio volcánico del Mioceno medio aparecen al sureste del volcán Copiapó (Fig. 2) donde ignimbritas, de proveniencia desconocida, datadas (K-Ar) en hornblenda, en 16.9 ± 1.2 Ma y, en biotita, 15.3 ± 0.8 Ma (Mpodozis, 1985) ocupan una amplia zona en Valle Ancho, fuera del área de la figura 2, desde donde se extienden hacia el sureste en territorio argentino. En el sector de Pantanillo y Río Astaburuaga, estas ignimbritas cubren a lavas de 18 Ma. Ignimbritas de similar edad aparecen aún más al sur, al este del nevado de Jotabeche, en la zona del río La Gallina, donde fueron datadas (K-Ar, roca total), en 15.3 ± 0.8 y 17.2 ± 0.7 Ma (C. Mpodozis, 1995)¹ y están cubiertas por depósitos de gravas que rellenan la cuenca superior del río La Gallina.

El volcán más joven, dentro de grupo Mioceno medio, es el volcán Pastillos (Fig. 2) que incluye flujos de lavas andesíticas y dacíticas datadas (K-Ar, roca total) en su flanco norte y oeste en 12.8 ± 0.7 y 12.0 ± 1.8 Ma (C. Mpodozis, 1995)¹ y 12.9 ± 0.5 Ma (González-Ferrán *et al.*, 1985), edades que son similares a las obtenidas para minerales de alteración en el yacimiento Marte, encajado en el flanco este del volcán. Estas edades, notablemente más jóvenes que las del resto del grupo, indican que el volcán Pastillos puede representar, un evento discreto y separado del resto del conjunto.

EL EXTREMO SUR DE LA FRANJA DE MARICUNGA: LOS VOLCANES LA LAGUNA, JOTABECHE NORTE Y EL COMPLEJO CADILLAL-YEGUAS HELADAS

En la zona sur de la Franja de Maricunga, se encuentra otro grupo de estratovolcanes del Mioceno medio, que incluyen al sur de la Laguna del Negro Francisco, el volcán La Laguna, aparato volcánico muy bien preservado y, más al sur, a los $27^{\circ}15'S$, un sistema profundamente erodado de edificios volcánicos dispuestos en 'echelon' orientados en dirección E-W, emplazados en el extremo

sur del Altiplano (Fig. 2). El volcán La Laguna es un estratovolcán (4.963 m) de forma elíptica, con eje mayor norte-sur de 8 km, formado por coladas de andesitas de piroxeno y dacitas y depósitos de bloques y cenizas que, hacia el oeste, cubren el complejo oligoceno superior-mioceno inferior del yacimiento Refugio. En las lavas se han obtenido edades K-Ar de $14,8 \pm 0,8$ y $15,0 \pm 1,1$ Ma (roca total; C. Mpodozis, 1995'). El volcán presenta un cráter erodado, abierto hacia el este y en cuyo núcleo alterado, afloran tres pequeños cuerpos de pórfidos andesítico-dacíticos (domos?) datados (K-Ar, roca total) en $14,0 \pm 1,0$ y $15,4 \pm 0,6$ Ma (C. Mpodozis, 1995').

El complejo Mioceno medio 'en echelon' del extremo sur del Altiplano incluye, desde el suroeste hacia el noreste, al Cerro Cadillal, el Cerro Aguas Blancas, y el cordón Ternero Negro-Yeguas Heladas (Figs. 2 y 9). El complejo representa remanentes profundamente erodados de edificios volcánicos formados por andesitas y daciandesitas de anfíbola (oxihornblenda) que incluyen domos, secuencias de lavas y depósitos piroclásticos de bloques y cenizas ('block and ash deposits'), dispuestos en forma subhorizontal. Entre estos cordones, elongados en dirección este-oeste, se encuentra una zona deprimida que expone una extensa área de alteración hidrotermal, la cual afecta a rocas (paleocenas?) del basamento prevolcánico. Estas se asocian a numerosos 'stocks' porfídicos, andesítico-microdioríticos, que se alinean a lo largo de una banda este-oeste de 20 km de largo, en cuyo extremo oriental se encuentra el yacimiento Aldebarán (Vila y Sillitoe, 1991; Sillitoe *et al.*, 1991). La fábrica estructural, dentro de la franja alterada, está dominada por un enrejado denso de fracturas y fallas de rumbo aproximado este-oeste e inclinación al sur ($60-80^\circ$). El análisis cinemático de una población de fallas (Paso Champaña) demuestra que se trata de fallas normales, asociadas a extensión en sentido norte-sur que estuvieron activas junto al volcanismo y los eventos de alteración

hidrotermal (Mpodozis *et al.*, 1991).

El cerro Cadillal, expone un núcleo formado por un gran domo andesítico con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, con masa fundamental microcristalina (K-Ar, roca total: $14,4 \pm 0,6$ Ma). El domo está rodeado, al oeste, por coladas y depósitos de bloques, con edades K-Ar, en roca total, de $14,0 \pm 1,1$ y $13,4 \pm 1,5$ Ma (valores analíticos en Mpodozis, 1995'), y al sureste, por un extenso manto de depósitos caóticos con bloques de varios metros de diámetro. Esos depósitos, provenientes del domo central representan, probablemente, los productos de un colapso hacia el sur del edificio volcánico, gatillado por el emplazamiento del domo dacítico. El Cerro Aguas Blancas, al noreste del Cerro Cadillal (Fig. 2), corresponde a un remanente de depósitos de bloques y ceniza en torno a un pequeño domo dacítico (200-300 m de diámetro) de sección vertical cónica invertida. Al norte, el cordón Ternero Negro-Yeguas Heladas forma una estrecha dorsal de orientación este-oeste de 18 km de largo, con depósitos piroclásticos de bloques y lavas andesíticas y dacíticas, limitado al norte por fallas normales de orientación este-oeste, inclinadas al sur. Las fallas no afectan, sin embargo, al Nevado de Jotabeche (6 Ma) ubicado más al este sobre estas trazas (Figs. 2, 9). En muestras de andesitas del cordón se obtuvieron edades concordantes (K-Ar, en roca total; Mpodozis, 1995') de $14,7 \pm 1,1$ Ma al oeste (Cerro Ternero Negro), $13,6 \pm 0,9$ Ma en el centro y $15,4 \pm 1,7$ Ma al este (Yeguas Heladas). Fuera del corredor de fallas de orientación este-oeste, al noreste del cordón Yeguas Heladas, se ubica, por último, el Volcán Jotabeche Norte (Fig. 2). En este edificio cónico, subcircular, de 4 km de diámetro y 5.432 m de altura, rodeado hacia el noroeste por un extenso manto de depósitos de bloques, se obtuvieron tres edades (K-Ar, roca total, C. Mpodozis, 1995') de $18,1 \pm 2,0$, $16,4 \pm 0,7$ y $15,9 \pm 2,6$ Ma, indicando que este centro es más antiguo e independiente que el complejo Cadillal-Yeguas Heladas.

LOS PORFIDOS AURIFEROS DEL MIOCENO MEDIO (13-12 Ma)

Durante las etapas terminales del episodio volcánico del Mioceno medio, la Franja de Maricunga registra un nuevo período de mineralización asociado al emplazamiento de un complejo de 'Pórfidos auríferos'. A éste se asocian las áreas mineralizadas

de Mina Marte, el gran sistema de Lobo, Escondido y Valy, y finalmente, en el extremo sur de la Franja de Maricunga, la familia de pórfidos mineralizados de Aldebarán-Cadillal.

EL YACIMIENTO MARTE

Se ubica en el flanco este del volcán Pastillos (Fig. 2), cuyas lavas están intruidas por domos dacíticos alterados, que a su vez, presentan varias generaciones de intrusiones de pórfidos subvolcánicos, relativamente más jóvenes afectados, en parte, por un 'stockwork' de vetillas de cuarzo, portadoras de mineralización aurífera. Según Vila *et al.* (1991) y Sillitoe (1994), los pórfidos de Marte (plagioclasa-hornblenda-biotita \pm piroxeno y magnetita en una masa fundamental con microlitos de plagioclasa, máficos y cuarzo) pueden ser clasificados como 'dioritas o dioritas cuarcíferas'. Sin embargo, su denominación como pórfidos dacíticos o andesíticos es también válida y tiene la ventaja de resaltar la naturaleza subvolcánica y tipo composicional de estos intrusivos. Los pórfidos están alterados a sericita-arcilla-clorita (alteración SCC o argílica 'intermedia', Sillitoe y Gappe, 1984). Dicha alteración se superpone y oblitera una alteración 'potásica temprana', preservada como hojuelas de biotita hidrotermal en la masa fundamental y en la biotitización de fenocristales de anfíbola. La mineralización aurífera está asociada al 'stockwork' de vetillas de cuarzo en los pórfidos, acompañada de pirita, magnetita, hematita y cantidades menores de calcopirita e incluso molibdenita. Hacia arriba, los pórfidos mineralizados están en contacto con dacitas del volcán Pastillos, afectadas por alteración argílica avanzada, con alunita, enargita y cantidades menores de oro (edades K-Ar en alunita de $13,3\pm 0,4$ Ma; Sillitoe *et al.*, 1991; y, $12,0\pm 0,6$ Ma; Zentilli *et al.*, 1991), propia de un sistema epitermal del tipo ácido-sulfato. Sólo 200 m por sobre la base de la zona de alteración argílica avanzada, se reconoce una zona de lixiviación ácida 'pulvurulenta' (cristobalita, cuarzo, alunita) con azufre nativo, producida por la acción de vapores, sobre el nivel de aguas subterráneas (Hedenquist, 1994; Sillitoe, 1994).

LOBO-ESCONDIDO

Al sur de Marte, lavas andesíticas del Mioceno medio de Sierra Villalobos, que descansan sobre tobas alteradas del Oligoceno superior-Mioceno inferior están intruidas por domos dacíticos alterados (argilizados), intruidos, a su vez, al igual que en Marte, por pórfidos dacíticos y andesíticos de hornblenda y piroxeno (Fig. 2). Esos intrusivos, subvol-

cánicos, 'biotitizados', y de grano fino, están asociados a mineralización aurífera en el yacimiento Lobo y los prospectos Escondido y Valy, donde han sido datados (K-Ar en roca total) en $11,4\pm 0,5$ Ma (C. Mpodozis, 1995'). Edades de $12,8\pm 0,6$ (K-Ar biotita) y $13,0\pm 2,0$ Ma (K-Ar en roca total) fueron obtenidas por King (1992) para dioritas/dacitas intrusivas finas en Lobo. Una edad K-Ar en alunita de $14,8\pm 0,8$ Ma en Lobo es interpretada por King (1992) como índice que los procesos de alteración y mineralización se traslapan con las fases finales del volcanismo de Cerro Villalobos, a pesar que, en general, los pórfidos y la alteración parecen ser entre 1 y 2 Ma más jóvenes que las lavas de Cerro Villalobos.

Los pórfidos de la zona de Lobo y Escondido forman un gran complejo de intrusiones múltiples que aflora por más de 15 km en sentido norte-sur (Fig. 2). Muchas de las rocas descritas como 'lavas andesíticas', que según Vila y Sillitoe (1991) formarían parte de las rocas de caja de los pórfidos, son también intrusivos subvolcánicos porfídicos, que se diferencian de los primeros, sólo por la ausencia de vetillas de cuarzo con mineralización. Entre ellos se encuentran variedades de pórfidos andesíticos de plagioclasa, hornblenda, orto y clinopiroxeno, pórfidos dacíticos gruesos de plagioclasa, hornblenda, biotita (\pm piroxeno) y pórfidos dacíticos de plagioclasa y anfíbola. Todos ellos presentan alteración argílica 'intermedia' (clorita, arcilla \pm sericita), encontrándose, en algunas muestras, biotita, como reemplazo de la masa fundamental y fenocristales. En Lobo, brechas silicificadas y alunizadas (K-Ar, alunita: $12,9\pm 0,42$ Ma; Sillitoe *et al.*, 1991), portadoras de pequeñas cantidades de azufre nativo y covelina hipógena, fueron consideradas por Vila y Sillitoe (1991) como las raíces 'telescopeadas' de un ambiente epitermal sobreyacente al complejo de pórfidos. Sin embargo, el ambiente epitermal parece haber sido casi completamente erosionado, ya que sólo en Valy se preservan cubiertas ('caps') con cuarzo-alunita-caolinita-baritina y trazas de azufre rejalgar (King, 1992).

Al oeste de Escondido, ignimbritas del Complejo Copiapó datadas (K-Ar) entre 11 y 10 Ma (Fig. 2) se apoyan directamente sobre los pórfidos. Considerando las edades radiométricas, la erosión de varios centenares de metros de la parte alta del sistema de Lobo-Escondido, e incluso, parte de una hipotética cubierta volcánica sincrónica ocurrió en forma muy rápida, posiblemente catastrófica, en un lapso ≤ 1 Ma,

incluso cuando el sistema magmático-hidrotermal aún estaba activo. Los pórfidos de la zona de Lobo y Escondido (Fig. 2) se emplazan sobre la prolongación hacia el noroeste de las trazas del sistema de fallas WNW de Va le Ancho, que coincide, a su vez, con la prolongación meridional del corredor de fallas sinistral noroeste eocenas de Potrerillos-La Coipa (Tomlinson *et al.*, 1993, 1994). En Marte y Lobo, fallas de esa orientación afectan a pórfidos y zonas de alteración. Sin embargo, ninguna traza parece afectar hacia el noroeste a los volcanes Ojos de Maricunga o Santa Rosa, del Mioceno medio, indicando que, si bien el sistema pudo haberse formado en el Eoceno, se reactivó, en el Mioceno superior, sólo en la zona ubicada al este del volcán Copiapó. Aunque el nivel de emplazamiento de los pórfidos auríferos parece ser muy elevado (Vila y Sillitoe, 1991; Vila *et al.*, 1991) el grado de erosión de la zona de Marte y Lobo es, significativamente, mayor que el resto de los sistemas volcánicos del Mioceno, lo que pudo haber sido favorecido, ya sea por la intensidad de la alteración, o bien, especialmente, en el caso de Lobo-Escondido, por un colapso a gran escala del sistema volcánico, emplazado sobre una zona de fallas activas.

ALDEBARAN-CADILLAL

El otro gran sistema de pórfidos 'auríferos' miocenos en la Franja de Maricunga es el que aparece asociado al complejo Cadillal-Yeguas Heladas. En esta zona se ubica el yacimiento Aldebarán, que exhibe una zonación vertical de la mineralización de más de 1.500 m desde una zona inferior de Cu-Mo (pórfido Casale), una zona intermedia de Au-Ag, finalizando en el techo en una zona con alteración solfatárica (Davidson y Mpodozis, 1991; Vila y Sillitoe, 1991; Fig. 2). En esa zona se han obtenido edades K-Ar de $15,3 \pm 0,8$ Ma (roca total) y $12,4 \pm 2,0$ Ma (anfíbola) para los pórfidos andesíticos y microdioríticos (C. Mpodozis, 1995¹) y edades K-Ar en rocas alteradas de $14,6 \pm 1,6$ y $12,9 \pm 0,6$ Ma (roca total; C. Mpodozis, 1995¹) y $13,5 \pm 0,5$ Ma (alunita; Sillitoe *et al.*, 1991), valores ligeramente más antiguos que los obtenidos en Lobo y Marte y compatibles con la evolución del sistema volcánico Cadillal-Yeguas Heladas. Tal como en el caso anterior, el emplazamiento de los pórfidos de Aldebarán tiene relación con una zona de fallas activas durante el emplazamiento de los intrusivos. Su exposición se debe a la activa erosión ocurrida en el borde sur del

Altiplano por el abrasivo avance, hacia el norte, de las cabeceras de los ríos Nevado, La Gallina y Turbio, afluentes del Copiapó (Fig. 2).

Estudios teóricos, efectuados recientemente por Cline y Bodnar (1991) indican que intrusivos porfídicos emplazados en niveles elevados liberan soluciones magmáticas relativamente diluidas (en esas condiciones sólo los fluidos muy tardíos pueden alcanzar salinidades altas). En el caso de Marte, estudios preliminares de inclusiones fluidas (Vila *et al.*, 1991; King, 1992) indican que el 'stockwork' aurífero se habría formado entre 200-400 m bajo el nivel de aguas subterráneas, asociado a fluidos en ebullición, de baja salinidad (2-20% NaCl equivalente) y temperatura variable entre 250-330°C (King, 1992). Soluciones de baja salinidad son incapaces de transportar cantidades significativas de cobre en forma de complejos clorurados, pero pueden transportar cantidades apreciables de Au como de complejos bisulfurados (Cline y Bodnar, 1991; Hedenquist, 1994). De ser ello efectivo, la diferencia fundamental entre pórfidos de cobre y pórfidos auríferos se debería, esencialmente, al nivel de emplazamiento extremadamente elevado de estos últimos (King, 1992). Vila *et al.* (1991) indicaron que la zona mineralizada de Marte se habría formado a menos de 700 m de la paleosuperficie.

Sin embargo, y aún considerando lo expresado en el párrafo anterior, uno de los problemas que persiste en la Franja de Maricunga es la juxtaposición directa, como ocurre en Marte, de asociaciones de alteración epitermal solfatárica (lixiviación ácida), sobre asociaciones propias de ambiente de pórfidos (alteración SCC e incluso potásica) que, teóricamente, deberían estar separados por varios centenares de metros en la vertical. Este fenómeno, descrito clásicamente bajo el concepto de 'telescoping', ha sido asociado por Sillitoe (1992, 1994) a procesos de erosión muy rápida durante la fase activa de los sistemas hidrotermales. Sillitoe (1994) incluso sugirió que un mecanismo para lograr este efecto, sería el colapso masivo de los estratovolcanes en los cuales se emplazan los pórfidos auríferos (*e.g.*, Ladolam, Papúa-Nueva Guinea). Sin embargo, este mecanismo no parece aplicable al caso de Marte donde no existen evidencias físicas de colapso del volcán Pastillos. En Lobo y Escondido, no hay dudas de la existencia de una fase de erosión muy violenta del sistema volcánico, ocurrida entre los 12 y 11 Ma, aunque no se puede asegurar que la erosión haya estado ligada a un colapso volcánico. Las relaciones

de terreno en Marte, en el prospecto Soledad, y también en las azufreras más jóvenes del volcán Copiapó (10 Ma) (Mpodozis *et al.*, 1994) indican, sin embargo, que éste no es un fenómeno generalizado. La supuesta relación 'anómala' entre alteración SCC y lixiviación ácida solfatarica es, en muchos casos, un fenómeno primario debido al emplazamiento en niveles subvolcánicos muy elevados de los pórfidos auríferos, lo cual nos lleva a cuestionar el concepto de 'telescoping' generalizado.

GEOQUIMICA

Las rocas del Mioceno medio de la Franja de Maricunga son, en su gran mayoría, andesitas y dacitas de anfíbola con contenidos intermedios de potasio y valores de SiO_2 restringidos entre 59 y 65% (Fig. 4). Sus contenidos de Na_2O (3,8-4,4%; Fig. 5) y sus afinidades de arco ($\text{La/Ta}=25-50$; Fig. 8) son mayores que en las rocas pre-16 Ma. Esta señal de arco se amortigua hacia el este como lo indica el hecho que los volcanes Pastillos y Sierra Villalobos y la Ignimbrita Valle Ancho ubicados al oriente del frente volcánico, presenten valores de $\text{La/Ta} \leq 30$ (Kay *et al.*, 1994).

Los complejos volcánicos del Mioceno medio muestran importantes variaciones en la pendiente de los patrones de TR (La/Yb 12-28; Fig. 10). Estos cambios se deben, principalmente, a variaciones en el contenido de Tierras Raras Pesadas (TRP). El granate, fase estable a alta presión, muestra una especial afinidad por las TRP. Su presencia como fase residual en la zona fuente de los magmas origina patrones de TR con fuerte pendiente, detectadas por altos valores de la razón La/Yb , y especialmente por razones Sm/Yb elevadas (≥ 4 ; Fig. 11). La presencia de estas características junto a valores elevados de Na y Sr y anomalías pequeñas de Europio, es un índice de una fase residual granatífera, pobre en plagioclasa, como la que se asocia a magmas que evolucionan en niveles profundos de una corteza engrosada.

La anfíbola, en cambio, que también presenta

una cierta afinidad con las TRP, muestra una afinidad mayor con las Tierras Raras Medias (TRM), debido a lo cual su presencia como fase residual da origen a diseños cóncavos de los patrones de TR y a valores bajos de la razón Sm/Yb (≤ 4 ; Fig. 11). Diseños planos de TRP junto a bajos valores de Na_2O y Sr e importantes anomalías de Europio indican una transición hacia condiciones de baja presión y piroxeno como fase residual estable (Rapp, 1990).

Los volcanes más antiguos dentro del grupo Mioceno medio, Jotabeche Norte, Pastillitos y Ojos de Maricunga (~16 Ma) tienen valores altos de las razones La/Yb (≥ 20) y Sm/Yb (hasta 6), lo cual es consistente con la presencia de granate como fase residual. Sin embargo, volcanes más jóvenes (Caddillal-Yeguas Heladas, Villalobos; ~14 Ma; Fig. 10), presentan valores más bajos de la razón La/Yb . Rocas aún más jóvenes (13-12 Ma), tales como el volcán Pastillos y los pórfidos auríferos de la región de Marte y Lobo muestran los valores más bajos de la razón La/Yb (22-15) dentro de grupo (Fig. 10). Estos son similares a los valores que caracterizan a las unidades volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno inferior. Las bajas pendientes de los patrones de Tierras Raras Pesadas (razones Sm/Yb ~3-4,5; Fig. 11) del volcán Pastillos y los pórfidos auríferos, indicarían que estas rocas evolucionaron, tal como los complejos mineralizados del Oligoceno superior-Mioceno inferior (26-21 Ma) en condiciones de presión intermedia a moderada, a partir de magmas hidratados en equilibrio con anfíbola (Kay *et al.*, 1994; Fig. 11), conclusión también alcanzada por King (1992) quien señala que las rocas pre-Mioceno medio y los pórfidos de Marte y Lobo no muestran influencias de granate en su petrogénesis. Asociaciones con granate como fase residual estable, tales como las que se relacionan a los volcanes más antiguos del ciclo Mioceno medio (Ojos de Maricunga, Pastillitos, Jotabeche Norte) y a la totalidad de los complejos volcánicos post-11 Ma no muestran, en la Franja de Maricunga, evidencias de mineralización comprobada (Kay *et al.*, 1994).

EL ALZAMIENTO DEL ALTIPLANO EN EL MIOCENO MEDIO Y LAS GRAVAS DE ATACAMA

Durante el Mioceno medio, ocurrió, hacia el oeste de la Franja de Maricunga, en forma conjunta con los procesos volcánicos descritos en los párrafos

anteriores, y bajo condiciones climáticas relativamente húmedas (semiáridas), la deposición de un enorme manto de gravas con intercalaciones ignim-

bríticas y niveles de ceniza (Gravas de Atacama; Willis, 1929; Segerstrom, 1968; Mortimer, 1973). Estos depósitos, que cubrieron gran parte de la precordillera de Atacama, rellenaron amplios paleovalles, precursores y coincidentes, a grandes rasgos, con la red actual. Los valles del Mioceno medio y cuyo relleno de gravas, fue más tarde (post-10 Ma) sobreexcavado por varios centenares de metros, hasta dar origen a la red de drenaje moderno, sobre la cual se encuentran 'colgados' dichos depósitos (Potrerillos, río de La Sal, Quebrada Paipote, río Copiapó, etc.). La acumulación de estos depósitos, refleja, no sólo un evento climático húmedo, sino que además, el alzamiento tectónico 'en bloque' de la zona altiplánica durante el Mioceno.

En varios sectores a lo largo del río de La Sal, en la zona de Potrerillos, se encuentra una intercalación de ignimbritas, no soldadas, de espesor variable entre decenas de centímetros hasta 2 m. Clark *et al.* (1967) dataron este nivel por K-Ar (biotita) 5 km aguas abajo de Llanta, y en base a los datos originales se recalculó una edad de $12,7 \pm 0,5$ Ma. Una nueva datación (K-Ar, biotita) de la ignimbrita en Cuesta El Jardín (Potrerillos) indicó un valor de $15,3 \pm 1,5$ Ma (Cornejo *et al.*, 1993), confirmando que las Gravas de Atacama, en la zona de Copiapó, representan a depósitos sedimentarios sincrónicos con la actividad volcánica del Mioceno medio en la Franja de Maricunga. El análisis de la distribución de las Gravas de Atacama, indica que durante el Mioceno medio un activo sistema hidrográfico drenaba hacia el norte la región al este de la Franja de Maricunga. Depósitos sedimentarios, similares a las Gravas de Atacama, aparecen en esa zona bordeando las actuales cuencas cerradas de los salares Maricunga y Pedernales (Fig. 2) y, especialmente en el interfluvio entre ambos (Llano de Los Arroyos). Este sistema, se conectaba con la red de la precordillera de Potrerillos a través del río de La Sal, al oeste del Salar de Pedernales, donde grandes acumulaciones de gravas en las 'hombrecas' del valle indican que, este curso constituyó, durante el Mioceno medio, uno de los canales mayores de transporte de material detrítico hacia el oeste, desde la región del Altiplano.

La acumulación de gravas puede ser considerada como consecuencia de un evento mayor de alzamiento del Altiplano. Este fenómeno ocurrió, probablemente, en respuesta a la deformación rela-

cionada a las etapas iniciales de disminución del ángulo de la zona de Benioff, documentada al sur de los 28°S, donde estuvo asociada a deformación en estilo 'thick skinned' con fallas inversas de alto ángulo que limitan bloques de basamento. Estructuras de este tipo dominan la geometría estructural de la Cordillera al sur del Nevado de Jotabeche, pero no son evidentes en la Franja de Maricunga. En la región de El Indio (30°S), la última fase de deformación ha sido fechada, aproximadamente entre los 18 y 16 Ma (Maksaev *et al.*, 1984; Kay *et al.*, 1988, 1991; Moscoso y Mpodozis, 1988; Martin *et al.*, 1995).

En la precordillera de Copiapó, una superficie de pedimentación, suavemente inclinada al oeste, constituye el techo de las Gravas de Atacama. En el sector del Aeropuerto de Potrerillos y en Quebrada San Andrés, flujos ignimbriticos de 10-9 Ma (Ignimbrita San Andrés) sellan esta superficie (Clark *et al.*, 1967; Mortimer, 1973; Naranjo y Paskoff, 1980; Sepúlveda y Naranjo, 1982; Cornejo *et al.*, 1993), lo cual indica que la fase de activa acumulación de las gravas cesó antes de los 10 Ma. En la zona sur de la Franja de Maricunga (Valle Ancho, río Astaburuaga, río La Gallina, Laguna del Negro Francisco), una familia de fallas subverticales, de rumbo NNE y NNW, afecta a todas las unidades volcánicas anteriores a los 13 Ma, pero no a las rocas de 11-8 Ma del Complejo Volcánico Copiapó. Aunque el diseño regional de las estructuras puede ser compatible con un sistema conjugado de fallas, con una componente de rumbo asociadas a acortamiento en sentido NNW-SSE, la presencia de bloques romboidales elevados de basamento paleozoico (Sierra El Colorado, al este de Laguna del Negro Francisco) indica la importancia de los movimientos verticales. Al este de Pantanillo, una falla WNW inclinada al suroeste, que afecta a ignimbritas de 15 Ma y cubierta por coladas de 7,7 Ma del volcán Dos Hermanas, se asocia a un pliegue anticlinal de tipo 'roll over' en las ignimbritas del bloque colgante indicando que, al menos, algunas de las estructuras tienen una geometría compatible con fallas normales listricas. Los hechos mencionados permiten avanzar la hipótesis que el cese de la acumulación de las Gravas de Atacama (alrededor de los 12-11 Ma) puede estar relacionado con una fase de deformación, asociada a la actividad de fallas de rumbo y/o normales en el 'plateau' al este de la Franja de Maricunga. Estos movimientos pueden haber producido la formación

de las cuencas endorreicas de los salares Pedernales y Maricunga, aislando las cabeceras de la red hidrográfica miocena.

Al cesar el aporte de sedimentos hacia el oeste (12-11 Ma) y evolucionar, probablemente, el clima hacia condiciones hiperáridas, se habría formado la superficie de pedimentación en las gravas, sellada por las ignimbritas de 10-9 Ma. En la precordillera de Copiapó, existen evidencias de un segundo episo-

dio en el bloque del Altiplano, ocurrido con posterioridad a los 10 Ma, indicado por la sobreexcavación de los valles miocenos, para generar profundos cañones de hasta 800 m de profundidad (Quebrada Asientos, río de La Sal, quebradas San Andrés, Paipote etc.), aunque durante este período no se han documentado evidencias de aporte de material desde el Altiplano.

EL EVENTO MIOCENO SUPERIOR (11-7 Ma): EL COMPLEJO VOLCANICO COPIAPO

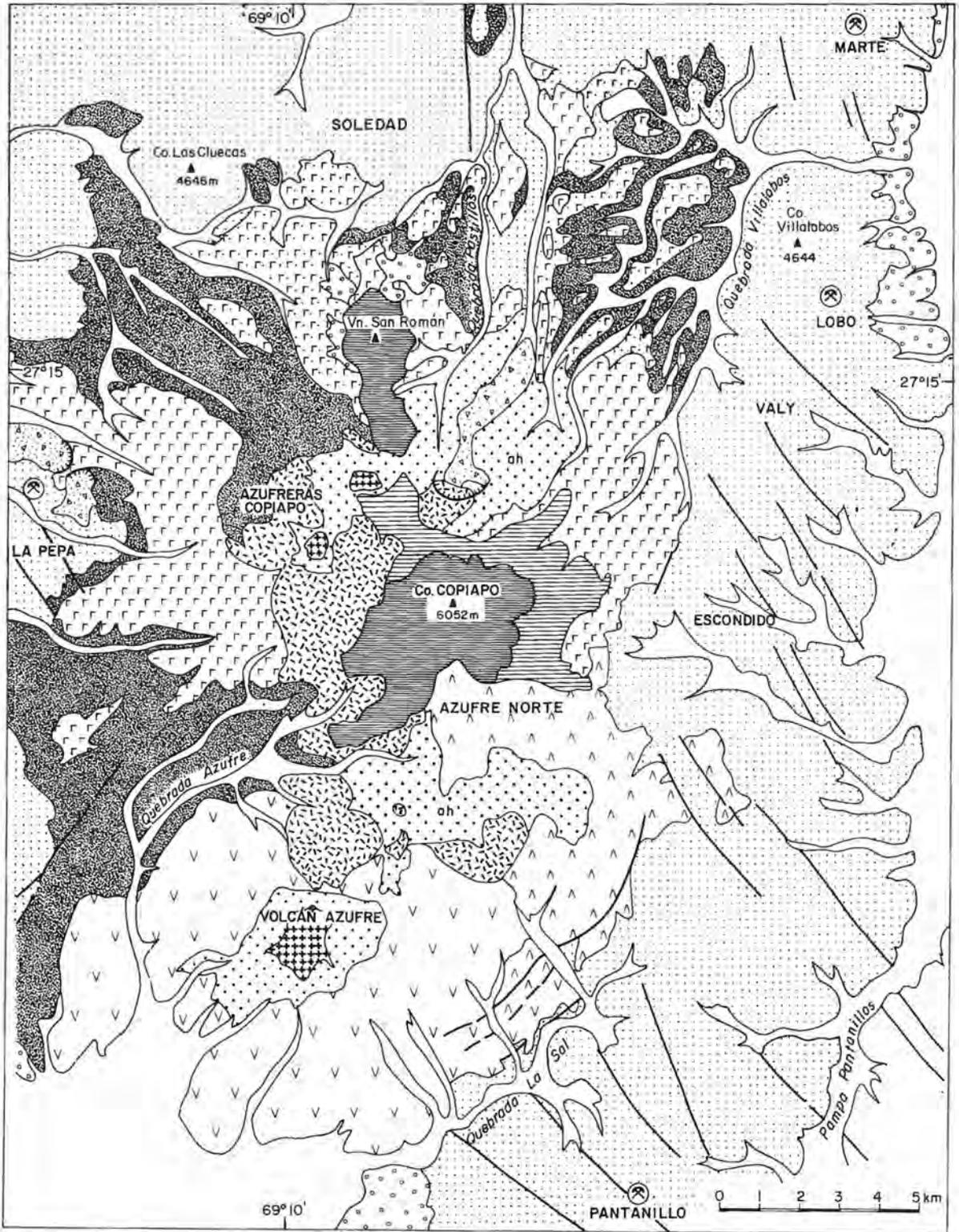
Después del importante y generalizado evento magmático del Mioceno medio que abarcó la casi totalidad de la Franja de Maricunga, la actividad volcánica disminuyó notablemente en intensidad, concentrándose entre los 11 y 7 Ma, sólo en la zona al sur de los 27°S, especialmente, en el Complejo Volcánico Copiapó (CVC; Fig. 6). Los productos asociados al CVC ocupan una superficie superior a los 200 km² e incluyen estratovolcanes, depósitos de flujos piroclásticos, domos y pórfidos intrusivos. De acuerdo a dataciones disponibles, el complejo se construyó en dos fases, una Etapa Temprana (I) entre los ~11 y 10 Ma y una Etapa Tardía (II), entre los 8 y 7 Ma.

FASE TEMPRANA I (11-10 Ma)

Se inició con la construcción del estrato-volcán Azufre, edificio de 5 km de diámetro, ubicado al norte de Laguna del Negro Francisco (Fig. 6), constituido por coladas y depósitos de bloques y cenizas de dacitas de anfíbola (oxihornblenda) con escaso piroxeno. En el núcleo del volcán se produjo, con posterioridad, el emplazamiento de un pórfido dacítico fino, asociado a una extensa aureola de alteración hidrotermal. Coladas de dacitas, reconocidas al norte del volcán Azufre, parecen provenir de un sistema volcánico sobreimpuesto al aparato principal (volcán 'Azufre Norte'; Fig. 6). Para el volcán Azufre se obtuvieron edades radiométricas K-Ar, en roca total de 11,2±0,9 y 9,2±0,9 Ma, en el mismo rango que las edades de las coladas del flanco norte (11,9±0,7 y 10,8±0,5 Ma) y de las de los pórfidos que intruyen al núcleo del volcán (10,8±0,5 Ma). Dichos

valores (Mpodozis, 1995) son compatibles con una datación ³⁹Ar-⁴⁰Ar de 10,09±0,2,3 Ma (Mulja, 1986; Zentilli *et al.*, 1991) y permiten indicar, razonablemente, que la actividad en el Complejo Volcánico Copiapó se inició alrededor de los 11-10 Ma.

En forma casi sincrónica con la construcción del volcán Azufre, e inmediatamente a norte de éste, se produjo una notable actividad volcánica explosiva, asociada al emplazamiento de domos dacíticos y secuencias piroclásticas, que afloran hacia el norte (Quebrada Villalobos), oeste (La Pepa) y suroeste del cerro Copiapó. La base de esta secuencia (100-300 m de potencia), incluye niveles de ignimbritas de poco volumen, depósitos de bloques y cenizas que alternan con niveles delgados de tobas de caída plinianas, flujos de detritos proximales, lahares y areniscas de ambiente fluvial. Estos niveles están afectados por una generalizada, aunque leve, alteración hidrotermal argílica y en algunas zonas por extrema silicificación. El episodio culminó con el emplazamiento de dos niveles de ignimbritas. El inferior (Ignimbrita Copiapó I) corresponde a una secuencia de flujos ignimbríticos (pómez y ceniza) de poco volumen, de color gris blanquecino, débil a medianamente soldados, con abundantes pómez y rica en fragmentos líticos. El nivel superior (Ignimbrita Copiapó II) es una toba rosada a pardo rojiza fuertemente soldada, constituida por una unidad de enfriamiento y varias unidades de flujo, cuyos techos están marcados por la concentración de grandes pómez, exhibe una base localmente no soldada, diaclasamiento columnar y notables texturas eutaxíticas en los niveles medio y superior, con pómez colapsadas y estiradas (Mpodozis *et al.*, 1994).



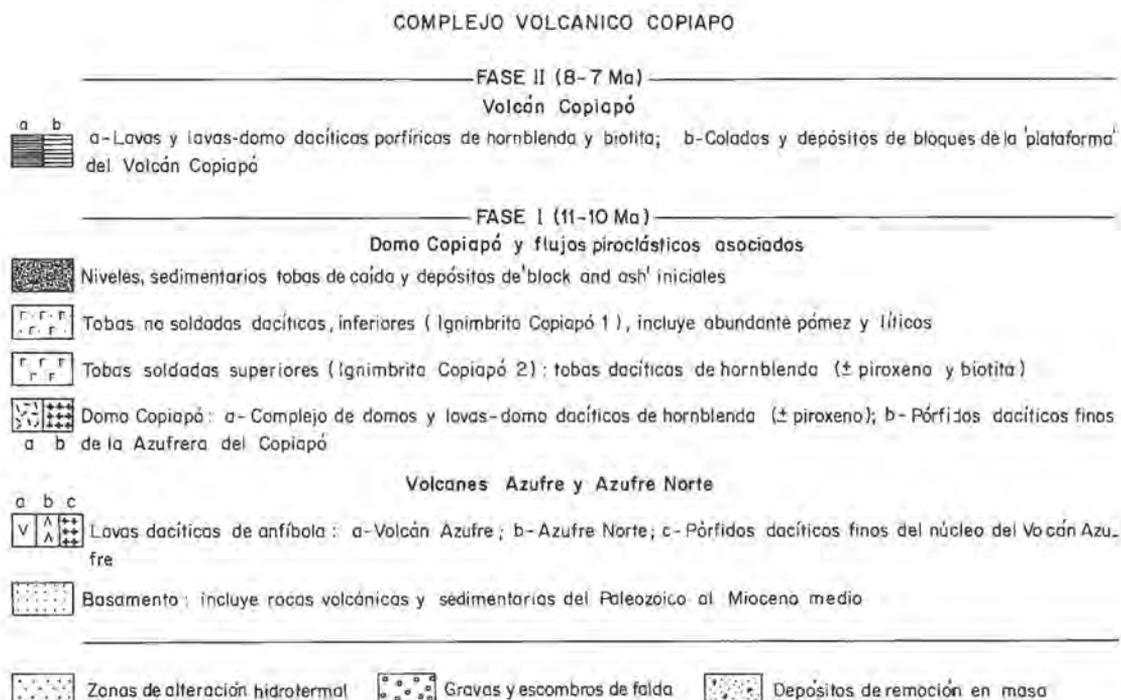
COMPLEJO VOLCANICO COPIAPO

Ambas ignimbritas son tobas dacíticas de anfíbola (oxihornblenda) con clinopiroxeno y ortopiroxeno subordinados. Las ignimbritas rodean, por el norte y oeste, el macizo del Copiapó y, por el sur y este, engranan con dacitas de hornblenda, probablemente, asociadas a un complejo de domos y lava-domo coalescentes, de 15 km de diámetro, que forman un 'escudo' bajo el cono tardío del cerro Copiapó (Fig. 6). En su extremo noroeste está intruido por apófisis de pórfidos, asociados a la zona de alteración hidrotermal solfatárica de la Azufrera del Copiapó (Zentilli *et al.*, 1991). El valor de cuatro edades K-Ar (roca total) de las ignimbritas, entre $11,0 \pm 2,2$ y $9,6 \pm 0,8$ Ma, es compatible con el rango de cinco edades K-Ar en roca total obtenidas para el complejo de domos ($11,7 \pm 0,6$ - $9,8 \pm 0,7$ Ma), y otra de los pórfidos de la Azufrera (K-Ar, roca total: $10,8 \pm 0,5$ Ma; C. Mpodozis, 1995').

Zentilli *et al.* (1991) indicaron que los flujos piroclásticos del volcán Copiapó estarían ligados a

la evolución de una 'caldera resurgente', pero el reducido volumen de los flujos piroclásticos y la ausencia en terreno de los rasgos litológicos y estructurales distintivos de calderas, sugieren que este tipo de estructura volcánica no sería la fuente de las ignimbritas. Los tipos y rasgos de los depósitos piroclásticos observados en el CVC se semejan más a aquéllos asociados a grandes complejos volcánicos centrales de tipo mixto, tales como el Monte Peleé, Santa Helena (Washington, EE.UU) y Tumisa, en el norte de Chile (Gardeweg, 1991). Estos complejos, formados generalmente por dacitas y andesitas silíceas están frecuentemente coronados por un conjunto de domos y lavas asociados a una fase eruptiva terminal, pobre en volátiles. Sin embargo, la existencia de una pequeña caldera de colapso (3-4 km de diámetro) no puede ser descartada del todo, ya que la fuente de las ignimbritas estaría, actualmente, cubierta por el complejo de domos emplazados con posterioridad y por el cono

FIG. 6. Mapa Geológico del Complejo Volcánico Copiapó (11-7 Ma), indicando la distribución de estratovolcanes, domos, lavas, flujos piroclásticos e intrusivos (pórfidos) subvolcánicos.



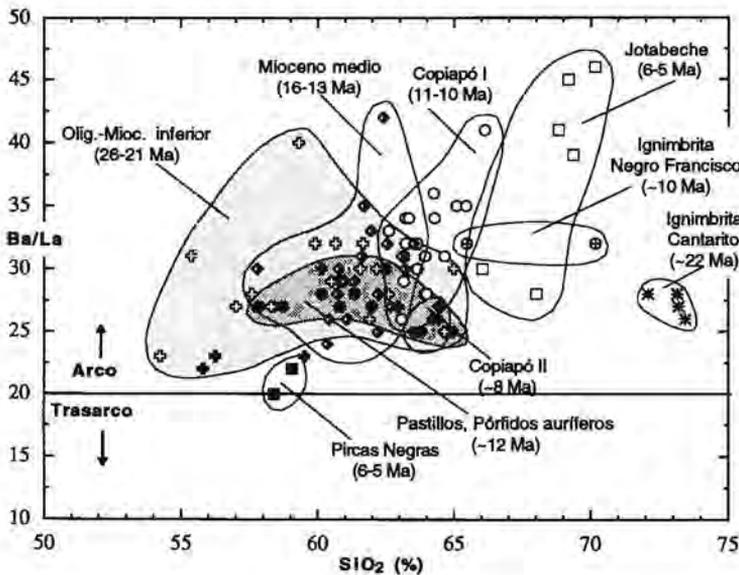
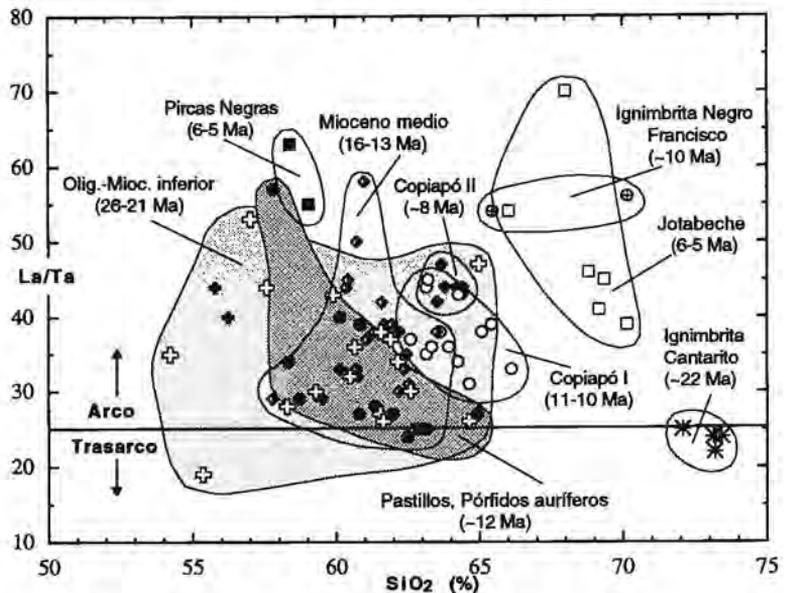


FIG. 7. Diagrama Ba/La versus SiO_2 para las unidades volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno de la Franja de Maricunga. Simbología como en la figura 5.

FIG. 8. Diagrama La/Ta versus SiO_2 para las unidades volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno de la Franja de Maricunga. Simbología como en la figura 5. Nótese la tendencia a valores más altos de la razón La/Ta en las rocas más jóvenes de la franja incluyendo valores extremadamente altos para las lavas de Pircas Negras (Discusión... p. 304).



tardío del volcán Copiapó, situación que es similar a la que caracteriza, por ejemplo, la caldera de Cerro Panizos en la Puna argentina.

FASE TARDIA II (8-7 Ma)

La actividad en el CVC culminó con la construcción del cono del Cerro Copiapó entre los 8 y 7 Ma (Fig. 6), después de un lapso para el cual no hay registro de actividad. Este centro volcánico está formado por lavas y lavas-domo dacíticas, fluidales, de hornblenda y biotita (\pm piroxeno). Cuatro data-

ciones K-Ar (roca total) indican valores comprendidos entre $8,4 \pm 0,4$ y $6,9 \pm 1,1$ Ma. Esta última es similar a la edad K-Ar ($6,9 \pm 1,6$ Ma), obtenida para una dacita del cerro San Román (Fig. 6), un pequeño domo parásito, ubicado al norte del cerro Copiapó y a la edad $^{39}Ar-^{40}Ar$ en hornblenda 'plateau' de $6,6 \pm 0,3$ Ma dada a conocer por Mulja (1986), y que Zentilli *et al.* (1991) interpretaron como edad de cristalización. Una edad en biotita, de la misma muestra indicó, sin embargo, una edad $^{39}Ar-^{40}Ar$ (gas total) discordante, de 8 Ma que podría indicar un exceso de Ar (Zentilli *et al.*, 1991). A pesar de

estos problemas geocronológicos, las edades disponibles indicarían que el cono del Copiapó representa una fase volcánica discreta e independiente, a lo menos 2 Ma más joven que la fase del volcán Azufre y el complejo de domos y flujos piroclásticos.

GEOQUIMICA

Las volcanitas del CVC son rocas más ácidas que las lavas del Mioceno medio, ya que corresponden exclusivamente a dacitas (63-68% SiO₂), de alto potasio (Fig. 4), con hornblenda (\pm biotita) dominante sobre los piroxenos. Poseen características de arco con Ba/La variable entre 26 y 36 (Copiapó I= 28-39; Copiapó II= 24-27) y La/Ta entre 31 y 50 (Figs. 7, 8). La inclinación de sus patrones de

Tierras Raras es notablemente más elevado que el de las rocas pre-11 Ma, siendo mayor en las rocas más jóvenes (Copiapó I=22-36; Copiapó II=34-44; Fig. 10). Este valor está controlado por las elevadas pendientes de los patrones de Tierras Raras Pesadas (TRP) (Sm/Yb, Copiapó I=3,5-6,5; Copiapó II=5-7; Fig. 11), lo cual es compatible con la presencia de granate como fase residual en la fuente. Considerando, que las rocas del Complejo Volcánico Copiapó son notablemente más sódicas (Na₂O 4,1-5,1%, Fig. 5) que las rocas pre-11 Ma, junto al hecho que muestran sólo pequeñas anomalías de Europio (Eu/Eu* > 0,90) y poseen valores elevados de Sr. Kay *et al.* (1994) sugirieron, que estas rocas evolucionaron dejando un residuo, en la fuente, del tipo de granulitas o eclogitas granatíferas.

EL EVENTO VOLCANICO FINAL: EL COMPLEJO VOLCANICO JOTABECHE (MIOCENO SUPERIOR: 6-5 Ma)

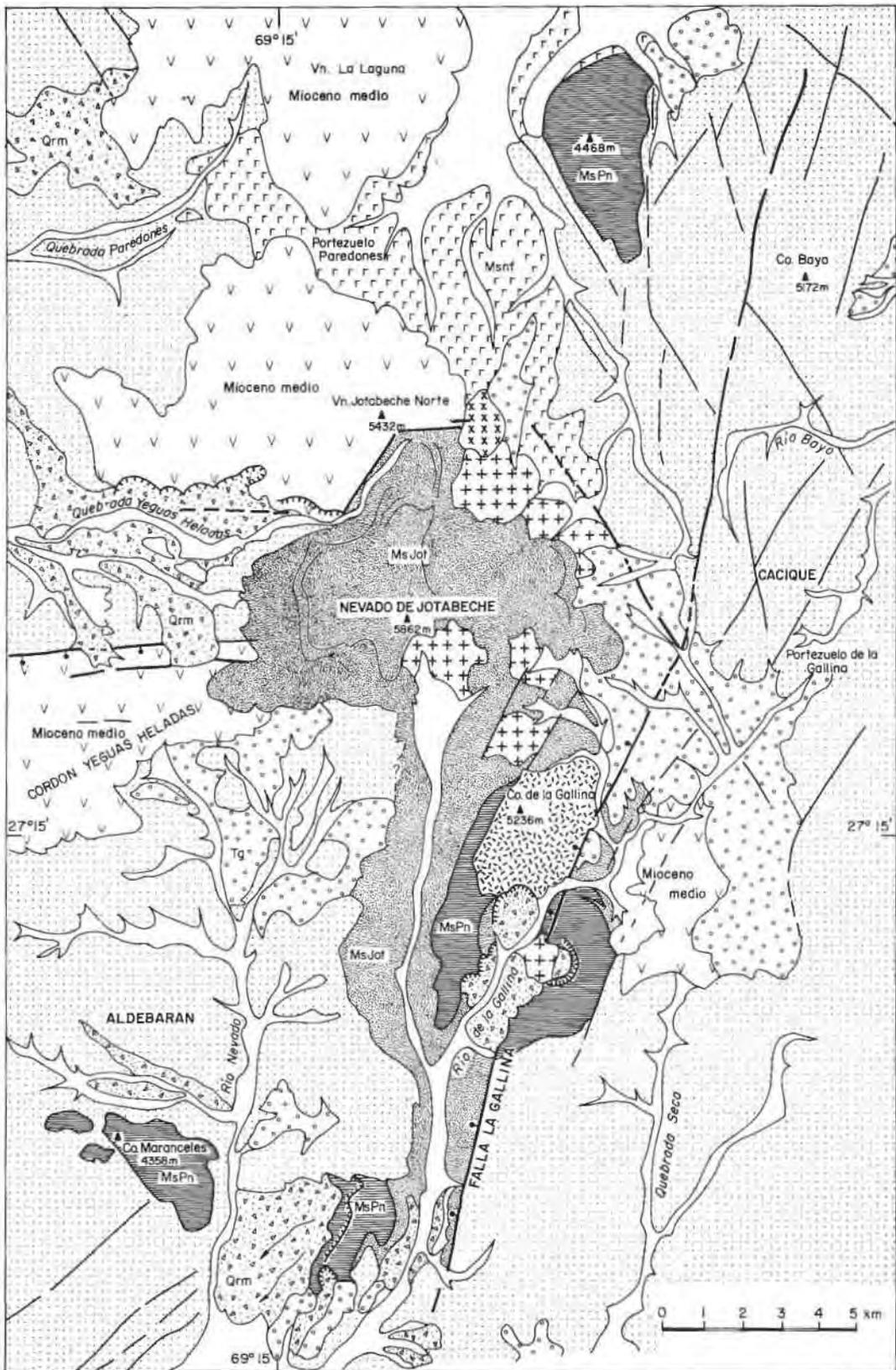
La actividad volcánica terminal (6-5 Ma) en la Franja de Maricunga fue de intensidad reducida y se concentró exclusivamente en el extremo sur de ésta, en la región del Nevado de Jotabeche (Figs. 2, 9). El Nevado de Jotabeche se ubica en la intersección del sistema de fallas normales de rumbo este-oeste (Mioceno medio), del cordón Yeguas Heladas, con la familia de fallas verticales NNW y NNE de la zona de los ríos La Gallina y río Astaburuaga (Fig. 9). La intersección de ambos sistemas produjo un diseño hexagonal que limita una cuña estructural deprimida, abierta al suroeste y bordeada al este por la falla La Gallina. Al oriente de ésta, que se habría formado entre los 11-12 Ma y que muestra evidencias de reactivación tardía cuaternaria, se encuentran afloramientos de granitos y pórfidos del Paleozoico Superior (Fig. 9).

La cuña estructural del Nevado de Jotabeche limita una estructura volcánica de tipo caldera, cuya actividad inicial se manifestó por el emplazamiento de flujos piroclásticos riolíticos (Ignimbrita Negro Francisco). Estos cubrieron, hacia el norte, la Depresión de la Laguna del Negro Francisco y fluyeron hacia el oeste a través del portezuelo entre los volcanes La Laguna y Jotabeche Norte (Fig. 9). Para esta ignimbrita se obtuvieron edades K-Ar de 8,6 \pm 2 Ma (biotita) al norte y 8,5 \pm 0,6 Ma (roca total, río Aguas Blancas), al oeste del Nevado de Jotabeche.

La Ignimbrita Negro Francisco parece provenir de un conducto ubicado sobre la falla este-oeste que limita, por el norte, la caldera del Jotabeche y sobre cuya traza, se emplaza un domo riolítico datado en 10,1 \pm 0,9 Ma (K-Ar, roca total; C. Mpodozis, 1995').

El pulso principal de actividad, ligado a la formación de la caldera del Jotabeche, está relacionado a la erupción de dacitas y riolitas de alto potasio que forman el núcleo del complejo, constituido por una asociación de más de 500 m de lavas dacíticas, ignimbritas, tobas plinianas y voluminosas lavas y lavas-domo riolíticas y riolíticas, fluidales, intruidas por un domo riolítico. Potentes flujos de ignimbritas se extienden hacia el sur desde el Nevado de Jotabeche a lo largo del valle del río La Gallina (Fig. 9). Tres dataciones K-Ar de lavas y tobas del núcleo del Nevado de Jotabeche indican valores concordantes de 6,2 \pm 0,7, 6,2 \pm 0,7 (biotita) y 5,9 \pm 0,6 Ma (roca total) (C. Mpodozis, 1995').

En forma sincrónica con el volcanismo ácido, y partir de la traza de la falla La Gallina (Fig. 9) hicieron erupción, además, varias coladas de lavas andesíticas gris oscuras, datadas (K-Ar, en roca total) en 6,2 \pm 0,9 Ma (C. Mpodozis, 1995'). Estas coladas, denominadas Lavas de Pircas Negras por Kay *et al.* (1991) y Mpodozis *et al.* (1991) se caracterizan por la presencia de fenocristales de anfíbola y cúmulos de clinopiroxeno, en un masa fundamental fina,



traquítica fluidal, con microlitos de plagioclasa. Las lavas de Pircas Negras se extienden hacia el oeste hasta cubrir los depósitos de avalancha del Cerro Cadillal, inmediatamente al sur de Aldebarán, donde fueron datadas (Cerro Maranceles) en $6,7 \pm 0,9$ Ma (K-Ar, roca total). Aislados remanentes se encuentran, incluso, 30 km al sur del Nevado de Jotabeche en el Paso Pircas Negras y río Comecaballos (edad K-Ar, $5,2 \pm 0,9$ Ma). En el río La Gallina, las lavas de Pircas Negras están intruidas por un domo dacítico de anfíbola (K-Ar, en roca total: $6,0 \pm 0,4$, $5,4 \pm 0,5$ Ma; Fig. 9). Coladas de similar composición (K-Ar, roca total: $5,6 \pm 2,5$ Ma) hicieron erupción al norte del Nevado de Jotabeche a partir de un conducto ubicado en la intersección de dos fallas de rumbo NNE y NNW, respectivamente (Figs. 2, 9; Mpodozis, 1995').

GEOQUIMICA

Las rocas del Nevado de Jotabeche y la secuencia de Pircas Negras muestran características químicas

marcadamente diferentes al resto de las unidades de la Franja de Maricunga, que las hacen únicas dentro de las secuencias volcánicas terciarias de los Andes Centrales. El conjunto representa una asociación bimodal de riolacitas de alto potasio y sodio (Nevado de Jotabeche $63,0-70,1\%$ SiO_2 ; $\text{Na}_2\text{O} = 4,6-4,8\%$) y andesitas ricas en sodio con valores intermedios de K_2O (Pircas Negras, $57-63\%$ SiO_2 ; $\text{Na}_2\text{O} = 4,1-4,7\%$). Sólo el domo de La Gallina se ubica en una posición intermedia entre ambos grupos ($\sim 67\%$ SiO_2 , Figs. 4, 5).

Las riolacitas del Nevado de Jotabeche poseen razones La/Yb extremadamente altas (52-75, Fig. 10), entre las más altas reconocidas hasta la fecha en los Andes. Presentan pequeñas anomalías de Europio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* > 90$) y elevadas concentraciones de Sr. Poseen valores de las razones La/Ta (45-70) y Ba/La (39-41), notablemente más altas que las del Complejo Copiapó (Figs. 7, 8). De acuerdo a Kay *et al.* (1994), las riolacitas del Jotabeche pueden derivar de porcentajes bajos de fusión de una fuente granatífera de alta presión, probablemente niveles profundos de una corteza tectónicamente engrosada, en facies de eclogita o granulitas de granate. Esta corteza incluye una notable 'señal de arco' como lo indican sus valores altos de las razón Ba/La y La/Ta, lo que podría explicarse si se considera que la corteza inferior puede contener una importante componente basáltica incorporada ('underplated') durante el episodio magmático del Mioceno medio (Kay *et al.*, 1994).

Las andesitas de Pircas Negras, presentan razones La/Ta anormalmente altas (> 55 ; Fig. 8), valores moderados de la razón Ba/La (20-26; Fig. 7) y pendientes empinadas de Tierras Raras (La/Yb 26 a 64; Fig. 10) que pueden indicar la influencia de una componente derivada de porcentajes pequeños de fusión de un manto litostérico granatífero. Este manto habría sido modificado por la incorporación de una fuerte componente derivada de una placa subductada fría, como lo indican los valores muy altos de la razón La/Ta, demasiado elevados para ser considerados de origen cortical (Kay *et al.*, 1994). Sus texturas vítreas, ausencia de fenocristales de plagioclasa, y presencia de hornblenda oxidada indican un tránsito muy rápido a través de la corteza, canalizados probablemente por discontinuidades estructurales como lo prueba su directa asociación con zonas de falla (Figs. 2, 9).

FIG. 9. Mapa geológico del Complejo Volcánico Jotabeche. Nótese la caldera del Nevado de Jotabeche y la relación entre las lavas de Pircas Negras con fallas de importancia regional, tales como la falla La Gallina.



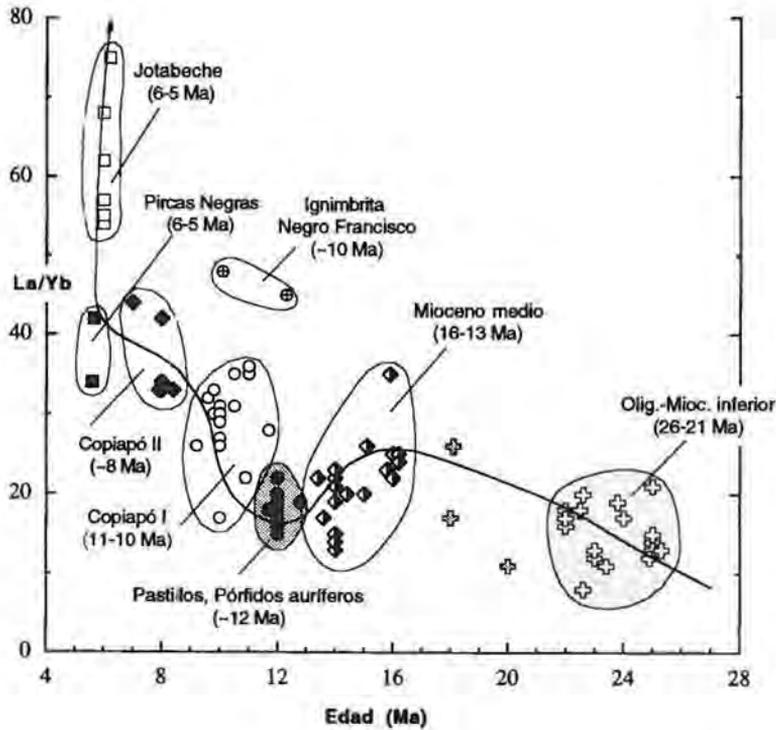
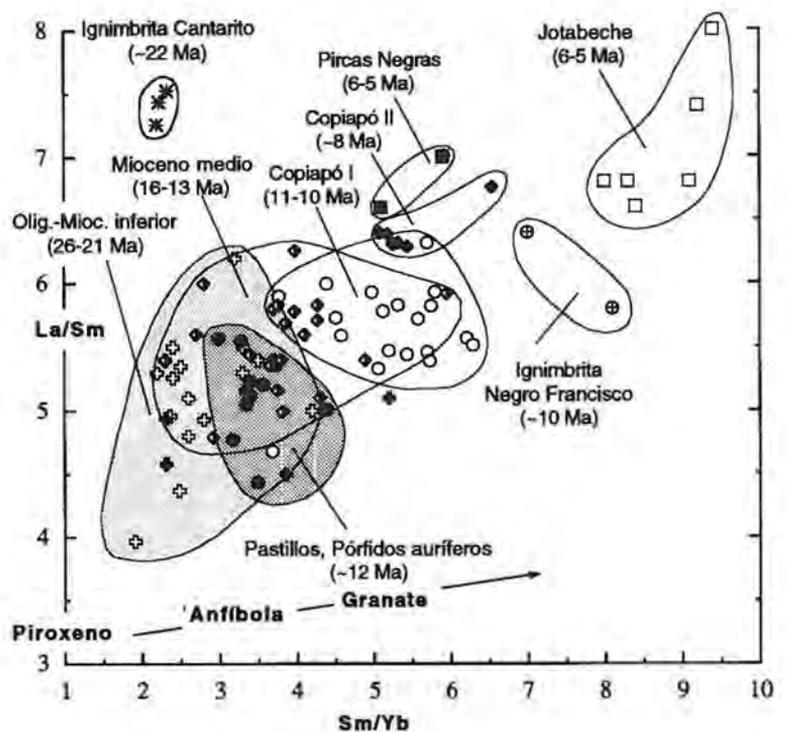


FIG. 10. Gráfico de la razón La/Yb versus edad para la Franja de Maricunga. Nótese el aumento progresivo de ésta, desde valores bajos (<25) a los 26-21 Ma hasta alcanzar niveles extremadamente elevados (60-80) en el Nevado de Jotabeche (6-5 Ma). Nótese los valores de La/Yb <25 para el volcán Pastillos y los pórfidos 'auríferos' de Marte y Lobo (Discusión... p. 304).

FIG. 11. Diagrama Sm/Yb (pendiente de Tierras Raras Pesadas) versus La/Sm (pendiente Tierras Raras Livianas) para la Franja de Maricunga. Los cambios en la razón La/Yb están relacionados a cambios en la pendiente de las Tierras Raras Pesadas, ligados a cambios desde asociaciones mineralógicas residuales con anfíbola (\pm piroxeno) como fase estable hacia asociaciones de alta presión dominadas por granate (Discusión... p. 304). Simbología como en la figura 5.



DISCUSION

EVENTOS VOLCANICOS

En la figura 12 se presenta un espectro e histograma de 214 edades K-Ar y ^{39}Ar - ^{40}Ar de la Franja de Maricunga. La densidad y homogeneidad del muestreo es tal, que puede ser considerado como una aproximación cualitativa del volumen de cada uno de los eventos. La actividad volcánica del Cenozoico superior comenzó, aproximadamente, a los 26 Ma en la totalidad de la Franja, en un ciclo que se mantuvo hasta los 21 Ma, especialmente concentrado en la zona de Cerros Bravos, Esperanza y La Coipa (~26°30'S; tabla 2). El volcanismo disminuyó en intensidad entre los 20 y 17 Ma, reanudándose con vigor entre los 16 y 14 Ma. A partir de los 13 Ma, cesó la actividad en la zona norte (26-27°S), para mantenerse hasta los 5 Ma sólo en la zona sur (27-28°S). En la zona sur, el volcanismo, entre los 13 y 12 Ma está representado por el volcán Pastillos, y los pórfidos auríferos de Marte y Lobo. El diagrama muestra, de igual modo, en forma distintiva las dos etapas del Complejo Copiapó (11-10 y 8-7 Ma), así como el evento final del Complejo Nevado de Jotabeche-Pircas Negras (6-5 Ma), manifestación póstuma de la actividad volcánica, antes que el frente magmático migrara por completo hacia el oriente (zona del Ojos del Salado), a partir de los 5 Ma.

EVOLUCION TECTONICA Y SU REGISTRO GEOQUIMICO: CONTROLES DE LA MINERALIZACION

Las diferentes fases volcánicas de la Franja de Maricunga muestran rasgos geoquímicos claramente distintivos. Las rocas del Oligoceno superior-Mioceno inferior (26-21 Ma) presentan el mayor intervalo de variación composicional e incluyen una serie de variación continua, con contenidos normales a altos de potasio, desde andesitas basálticas (55% SiO_2) hasta riolitas (71% SiO_2), aunque predominan, sobre todo en la zona de Cerros Bravos, las composiciones intermedias. Las lavas e intrusivos del Mioceno medio (17-11 Ma) están formados, en cambio, sólo por andesitas y daciandesitas (58-65% SiO_2 ; K_2O ~1-3%). El Complejo Copiapó está constituido, exclusivamente, por dacitas (63-68% SiO_2) de alto potasio ($\text{K}_2\text{O} \geq 2\%$). Las rocas más

jóvenes de la franja muestran, por último, una composición francamente bimodal ya que incluyen, por un lado, las riolitas (70-72% SiO_2) del Nevado de Jotabeche y, por otro, las andesitas de Pircas Negras (55-63% SiO_2). Sólo el domo dacítico de La Gallina (6-5 Ma) se ubica en el espacio entre ambos grupos (Fig. 4).

Las rocas volcánicas e intrusivas de la Franja de Maricunga, que en su totalidad presentan valores

TABLA 2. CRONOLOGIA RESUMIDA DE LOS DIFERENTES EVENTOS Y PROCESOS EN LA FRANJA DE MARICUNGA ENTRE LOS 26 Y 5 Ma.

EVENTO	EDAD	26° - 27°S	27°-28°S	REGIMEN TECTONICO
V. Fin del volcanismo, actividad aislada en el extremo sur de la Franja de Maricunga				
Flujos andesíticos aislados Caldera Jotabeche	6 - 5 Ma		Pircas Negras Jotabeche	Extensión Local
IV. Importante disminución del ángulo de subducción entre los 28° y 33°S				
Complejo dacítico (2 fases)	8 - 7 Ma 11 - 10 Ma		Copiapó II Copiapó I	Compresión
III. Volcanismo a gran escala, estratovolcanes compuestos				
Intrusivos subvolcánicos	13 - 12 Ma	Pórfidos de oro (Marte-Lobo)	Pórfidos de oro (Albebarán)	Extensión
Estratovolcanes	12 Ma 14 Ma	Pastillos Villalobos	Cadital, Yeguas Heladas	?
Estratovolcanes	16 - 15 Ma	Pastillitos, Ojo de Maricunga, Santa Rosa	Jotabeche Norte	Compresión
II. Actividad reducida en la Franja de Maricunga, deformación compresiva entre los 28° y 33°S				
Domos	21 - 18 Ma	Torito-Toro Sal		Compresión
I. Arco magmático activo sobre zona de subducción relativamente inclinada				
Estratovolcanes y complejos de domos múltiples	26 - 21 Ma	Esperanza-La Coipa Cerros Bravos	Refugio Pantaniño	Extensión?

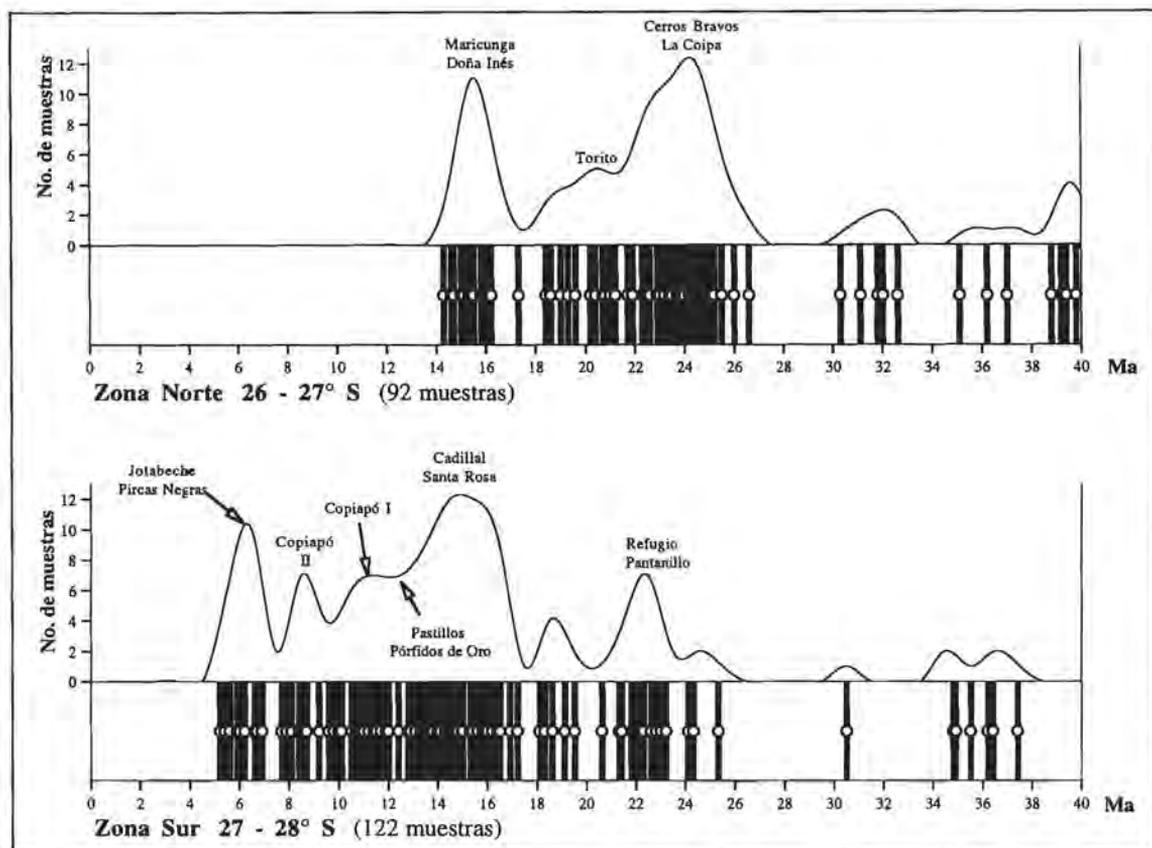


FIG. 12. Espectro e histograma de edades radiométricas de los segmentos norte y sur de la Franja de Maricunga. Incluye, además de los datos K-Ar presentados en la figura 2, datos ya publicados (K-Ar y ^{39}Ar - ^{40}Ar) de Quirt (1972); Mortimer (1973); Zentilli (1974); González-Ferrán *et al.* (1985); Muñoz (1986); Mulja (1986); Moulds (1989); Zentilli *et al.* (1991); Sillitoe *et al.* (1991); Moscósó *et al.* (1993) y McKee *et al.* (1994).

de Ba/La mayores que 20, y La/Ta > 25, típicas de magmas asociados a zonas de subducción activa (Figs. 7, 8), muestran variaciones extremas en sus contenidos de elementos trazas, incluyendo las Tierras Raras (TR). Sus razones La/Yb, función de la inclinación de los patrones de TR, fluctúan entre 15 y 70 (Fig. 10). En comparación, las andesitas y dacitas neógenas de la ZVS muestran valores La/Yb ≤ 35 (Kay *et al.*, 1987) mientras que las rocas volcánicas de la ZVC, al norte de los 25°S, muestran razones La/Yb ≤ 45 . Sólo algunas de las rocas miocenas de la actual zona con subducción subhorizontal ('flat-slab region') de los Andes chileno-argentinos alcanzan, a los 30°S, valores de La/Yb de hasta 55, aunque la mayoría de las rocas neó-

genas de esa zona muestran valores La/Yb ≤ 35 (Kay *et al.*, 1991, 1994).

Kay *et al.* (1987, 1991) postularon que el aumento en el tiempo del valor de las razones La/Yb, detectado para las rocas volcánicas neógenas (26-6 Ma) de la región con subducción subhorizontal (28-33°S), de los Andes chileno-argentinos, se debería a un incremento progresivo en el espesor cortical. Esta inferencia se basó en una analogía con las variaciones espaciales que se observan de norte a sur a lo largo del frente volcánico moderno de la Zona Volcánica de los Andes del Sur (ZVS), donde un incremento en el espesor de la corteza desde 35 km a los 38°S hasta 55-60 km a los 33°S se ve reflejado en un incremento paralelo del valor

de la razón La/Yb (López-Escobar *et al.*, 1977; Hildreth y Morbath, 1988; Tormey *et al.*, 1991; Kay *et al.*, 1987, 1991). Razones La/Yb ≥ 40 , y, especialmente > 50 , como las que caracterizan algunas de las rocas más jóvenes de la Franja de Maricunga, sólo se producirían en condiciones de corteza extremadamente gruesa. Pendientes tan elevadas de los patrones de Tierras Raras controlados por granate (\pm anfíbola) sugieren una mineralogía residual de alta presión (eclogitas, anfibolitas de granate o granulitas granatíferas) (López *et al.*, 1977; Tormey *et al.*, 1991; Kay *et al.*, 1987, 1991).

El gráfico de la razón La/Yb *versus* edad para la Franja de Maricunga (Fig. 10), muestra que ésta aumenta en forma progresiva desde valores relativamente bajos (≤ 20) a los 26-21 Ma, hasta alcanzar niveles extremadamente elevados (60-80) en el Nevado de Jotabeche (6-5 Ma) indicando, a grandes rasgos, una historia similar a la ocurrida en la región de subducción subhorizontal. Dicha evolución se caracteriza por un incremento paulatino en el espesor cortical entre los 26 y 5 Ma, acompañado por la aparición en las lavas miocenas, de rasgos geoquímicos indicativos de asociaciones mineralógicas residuales de alta presión (Kay *et al.*, 1991). Los valores de la razón La/Yb (7-21) para las rocas de 26 y 21 Ma en la Franja de Maricunga son bajos, comparables con lavas de volcanes recientes alrededor de los 34°S en la ZVS, donde el espesor de la corteza es del orden de 45 km (Hildreth y Morbath, 1988). Aunque, según Tittler (1995), en ambas zonas la fase máfica residual de los magmas fue la anfíbola, rocas de la misma edad en la zona sur de la franja (Refugio-Pantaniello) muestran valores algo más bajos de la razón La/Yb (7-14). Este hecho, unido a anomalías de Europio más altas en el sur, indicaría que, en esa zona, el espesor de la corteza era ligeramente menor y los magmas evolucionaron a menor presión.

A partir de los 18 Ma, y hasta los 16 Ma, las lavas de la Franja de Maricunga evolucionaron hacia rocas con valores elevados de las razones La/Yb (≥ 20) y Sm/Yb (2-6,5), compatibles con asociaciones residuales de alta presión con granate como fase estable (Figs. 10 y 11). Esta situación, se relacionaría con un corteza más gruesa y un régimen tectónico más compresivo que en el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Kay *et al.*, 1994). En la actual zona con subducción subhorizontal, entre los 28° y 33°S, una fase de deformación compresiva

regional ha sido datada entre los 18 y 16 Ma y ligada al inicio del proceso de disminución del ángulo de subducción. En la zona de El Indio esta fase se manifiesta por deformación del basamento en estilo 'thick skinned' y fallas inversas de alto ángulo (Maksaev *et al.*, 1984; Mpodozis y Cornejo, 1988; Kay *et al.*, 1991; Martín *et al.*, 1995). En la Franja de Maricunga, aunque no existen evidencias directas del fenómeno, el inicio de la acumulación durante el período del enorme volumen de las Gravas de Atacama en la precordillera de Copiapó, al oeste de la Franja de Maricunga, sería un efecto del comienzo del alzamiento del Altiplano, gatillado, de igual modo, por el inicio del proceso de disminución del ángulo de subducción.

Entre los 16 y 12 Ma, las pendientes de los patrones de Tierras Raras disminuyen hasta alcanzar, alrededor de los 12 Ma (Pastillos, pórfidos auríferos de Lobo y Marte), valores de La/Yb (22-15) y Sm/Yb (~3-4,5), tan bajos como los de las rocas de 26-21 Ma, indicando un retorno hacia magmas evolucionando en condiciones de presión intermedia, con anfíbola (mineral hidratado) como fase residual estable (Figs. 10, 11). Durante este período, el régimen tectónico también varió hacia condiciones extensionales. Fallas normales de la zona sur de la Franja de Maricunga, que afectan a ignimbritas de 15 Ma, están cubiertas por tobas y coladas, no deformadas, asociadas al Complejo Volcánico Copiapó (11-7 Ma). El establecimiento del régimen endorreico en el Altiplano y el cese, al oeste, de la acumulación de las Gravas de Atacama, antes de los 11 Ma, puede estar relacionado, al menos en parte, con el fallamiento normal.

Entre los 11-7 Ma, el régimen tectónico muestra un retorno hacia condiciones más compresivas asociadas a engrosamiento cortical. Las rocas del Complejo Volcánico Copiapó, son notablemente más sódicas que aquéllas pre-11 Ma. Están enriquecidas en Sr y muestran sólo pequeñas anomalías de Europio ($Eu/Eu^* > 0,90$). Estos hechos, junto a pendientes más altas de los patrones de Tierras Raras y progresivamente más elevadas razones Sm/Yb (Copiapó I=3,5-6,5; Copiapó II=5-7), indican que estas rocas evolucionaron en equilibrio con un residuo de granulitas o eclogitas granatíferas. La tendencia hacia una corteza cada vez más gruesa, se mantiene hasta los 6-5 Ma. Los valores extremadamente altos de la razón La/Yb en las riocitas sódicas del Nevado de Jotabeche (Figs. 10, 11) son

compatibles con su derivación a partir de la fusión de la base de la corteza tectónicamente engrosada, rica en granate y pobre en feldespato. Las andesitas relativamente magnésicas de Pircas Negras (6-5 Ma) derivarían, por último, de la fusión del manto litosférico, frío, granatífero, y 'contaminado' por una importante componente derivada de la placa subductada como lo indican sus anormalmente elevadas razones La/Ta (Kay *et al.*, 1994; Tittler, 1995).

Dentro de este contexto, es claro que los dos episodios principales de mineralización ocurridos en la Franja de Maricunga (26-21 Ma y 14-12 Ma) sucedieron antes de fases mayores de deformación y/o engrosamiento cortical. La geoquímica de ambos grupos es compatible con mineralogías residuales hidratadas, dominadas por anfíbola. Duran-

te esos periodos, los magmas evolucionaron en niveles intermedios de la corteza, probablemente en régimen tectónico extensional y/o neutral. Los magmas que hicieron erupción después de ambos eventos de mineralización de metales preciosos son completamente diferentes, ya que se caracterizan por mineralogías residuales anhidras dominadas por granate en una corteza tectónicamente engrosada.

La existencia de periodos alternantes de engrosamiento cortical y extensión se puede extender hacia atrás en el tiempo hasta el Mesozoico. La figura 13 es un gráfico de la razón La/Yb *versus* SiO₂ para rocas volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno (70-50 Ma) y pórfidos cupríferos (40-30 Ma) del norte de Chile, comparados con muestras del Oligoceno superior-Mioceno inferior (26-21 Ma) de la Franja de Maricunga.

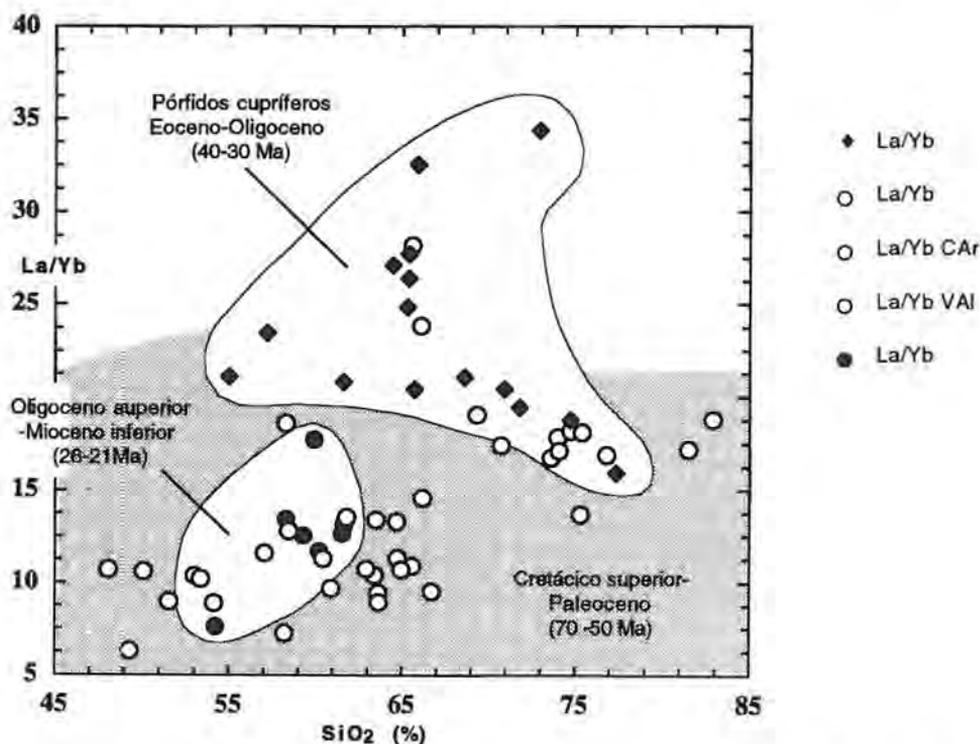


FIG. 13. Gráfico de la razón La/Yb *versus* SiO₂ para rocas volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno (70-50 Ma) y pórfidos cupríferos (40-30 Ma) del norte de Chile, comparadas con muestras del Oligoceno superior-Mioceno inferior (26-21 Ma) de la Franja de Maricunga. Los valores bajos de la razón La/Yb para las muestras del Cretácico Superior-Paleoceno son consistentes con la hipótesis de Cornejo *et al.* (1993, 1994), la cual indica que representaría una asociación volcánica sinextensional edificada sobre corteza delgada. Los valores altos de la razón La/Yb de los pórfidos cupríferos Eoceno-oligocenos, que se acompañan de valores 'primitivos' de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (≤0,7046) y εNd (+3a-1, Fig. 14) indicarían que se derivan, probablemente, de un manto litosférico frío, bajo una corteza engrosada tectónicamente por la fase de deformación transpresiva 'Incaica' eocena (Maksaev, 1990; Tomlinson *et al.*, 1993, 1994). Los valores nuevamente bajos de la razón La/Yb en el Oligoceno superior-Mioceno inferior de la Franja de Maricunga pueden indicar un adelgazamiento cortical y extensión en el Oligoceno superior? Discusión... p. 304. Datos de Maksaev (1990); López-Escobar (1982); Rogers (1985) y este trabajo.

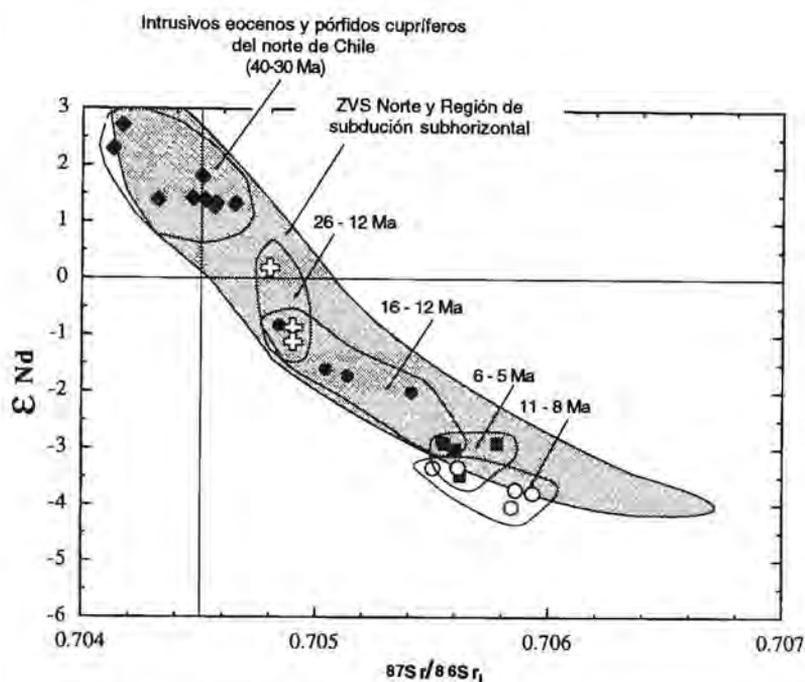


FIG. 14. Diagrama de ϵNd versus $^{87}Sr/^{86}Sr$, para rocas de la Franja de Maricunga. Nótese la disminución en el valor de ϵNd desde 0 a -1 a los 26-21 Ma hasta -4 a los 11-8 Ma y el incremento desde 0,7049 hasta 0,705E en la razón $^{87}Sr/^{86}Sr$, la que se explica por una creciente participación de material cortical en la génesis de los magmas. Los valores relativamente más primitivos en las rocas de 6-5 Ma reflejan, probablemente, la presencia de una componente derivada del manto (Lavas de Pircas Negras; Discusión... p. 304). Los datos corresponden a valores obtenidos por Tittler (1995), excepto los valores de los pórfidos cupríferos del norte de Chile (Chuquicamata, El Salvador: Maksaev 1990; El Abra: Rogers, 1985).

del Oligoceno superior-Mioceno inferior (26-21 Ma) de la Franja de Maricunga. Los valores bajos de la razón La/Yb para las muestras del Cretácico Superior-Paleoceno son consistentes con la hipótesis de Cornejo *et al.* (1993, 1994) que indica que estas rocas representan una asociación volcánica sinextensional edificada sobre corteza delgada. Los valores altos de la razón La/Yb de los pórfidos cupríferos Eoceno-oligocenos, que se acompañan de razones $^{87}Sr/^{86}Sr$ relativamente bajas ($\leq 0,7046$) y valores de ϵNd elevados (+3 a +1; Fig. 14) indicarían que derivan, probablemente, del manto litosférico, donde el granate era un fase estable (Maksaev, 1990; King, 1992). Estos magmas se originaron, al norte de los 27°15'S (La Coipa-El Salvador) bajo una corteza engrosada tectónicamente por la fase de deformación transpresiva 'incaica' eocena (Cornejo *et al.*, 1993; Mpodozis *et al.*, 1994; Tomlinson *et al.*, 1993, 1994). Los valores nuevamente bajos de la razón La/Yb en el Oligoceno superior-Mioceno inferior de la Franja de Maricunga pueden indicar un adelgazamiento cortical y extensión, post-deformación. Las razones La/Yb más elevadas en la zona de Cerros Bravos representarían, probablemente, la 'señal' geoquímica de la deformación eocena, documentada al norte de los 27°15'S.

La evolución volcánica del Oligoceno superior-Mioceno de la Franja de Maricunga muestra una sucesión de eventos magmáticos correlacionables, en detalle, con los ocurridos en la actual región de subducción subhorizontal (Franja de Indio; Maksaev *et al.*, 1984; Mpodozis y Cornejo, 1988; Kay *et al.*, 1987, 1991; Martín *et al.*, 1995). Sin embargo, una de las diferencias fundamentales entre ambas zonas, se refiere a las edades de mineralización-alteración. En la Franja El Indio no existen equivalentes temporales de alteración y/o mineralización entre los 26 y 21 Ma. Las edades más antiguas de alteración se traslapan con las del evento de pórfidos auríferos (Marte, Lobo, Aldebarán) de Maricunga. Los eventos principales de alteración y mineralización (que en este caso no se asocian a pórfidos auríferos) ocurrieron en el intervalo entre los 12 y 5,5 Ma (Maksaev *et al.*, 1984; Martín *et al.*, 1995). Los datos geoquímicos de Kay *et al.* (1987, 1988, 1991) indican que los magmas evolucionaron, entre los 14 y 5 Ma, en la Franja El Indio, en presencia de asociaciones residuales con granate como fase estable, indicando, por lo tanto, que el modelo de mineralización-tectónica de Maricunga no es aplicable directamente para la Franja El Indio.

ISOTOPOS DE Sr Y Nd Y DOMINIOS DEL BASAMENTO: EL LIMITE NORTE DE CHILENIA?

En la figura 14, se presenta un gráfico ϵNd versus $^{87}Sr/^{86}Sr$, para rocas con edades entre 26 y 5 Ma de la Franja de Maricunga, incluyendo, además en éste, algunos datos publicados para los pórfidos cupríferos eoceno-oligocenos del norte de Chile. En general, las rocas de la Franja de Maricunga se sitúan dentro del campo definido por Kay y Gordillo (1994) para las rocas del Cenozoico superior de la región de subducción subhorizontal y la zona norte de la ZVS. Dentro del grupo existe una notable y progresiva disminución en el valor de ϵNd desde 0 a -1 a los 26-21 Ma hasta -4 a los 11-8 Ma y un incremento en la razón $^{87}Sr/^{86}Sr$ desde 0,7049 hasta 0,7058, la que podría explicarse por una creciente participación de material cortical en la génesis de los magmas, consistente con las inferencias efectuadas a partir de los análisis de elementos trazas, incluyendo Tierra Raras. Los valores relativamente más bajos en las rocas de 6-5 Ma, en comparación al Complejo Volcánico Copiapó (Fig. 14) señalan, probablemente, la presencia de una componente

adicional derivada del manto en las Lavas de Pircas Negras y Nevado de Jotabeche.

Los cambios en las razones $^{87}Sr/^{86}Sr$ pueden reflejar el engrosamiento tectónico de la corteza, ocurrido durante el Mioceno debido a la disminución del ángulo de subducción, situación que habría favorecido la interacción entre magmas básicos y corteza en compresión. Sin embargo, existen evidencias de que estos cambios no tienen que reflejar sólo fenómenos corticales. Algunas lavas básicas de la región de Ojos del Salado, al este de la Franja de Maricunga, que no presentan en su geoquímica evidencias mayores de interacción con la corteza, muestran cambios importantes en la razón $^{87}Sr/^{86}Sr$ derivados, probablemente del manto. En esa zona basaltos y andesitas basálticas (49-54% SiO_2) de ca. 25 Ma del Cordón Segerstrom (Kay *et al.*, 1994) muestran razones $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,70398, mientras que andesitas basálticas magnésicas (51% SiO_2 , 10-11 %MgO) de $\geq 0,5$ Ma, provenientes de conos parásitos del volcán Incaguasi, al este del Paso de San Francisco, tienen valores $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7052 (Kay y Mpodozis, in prep.). Este hecho indicaría que en la zona de Ojos del Salado (Maricunga?) habría

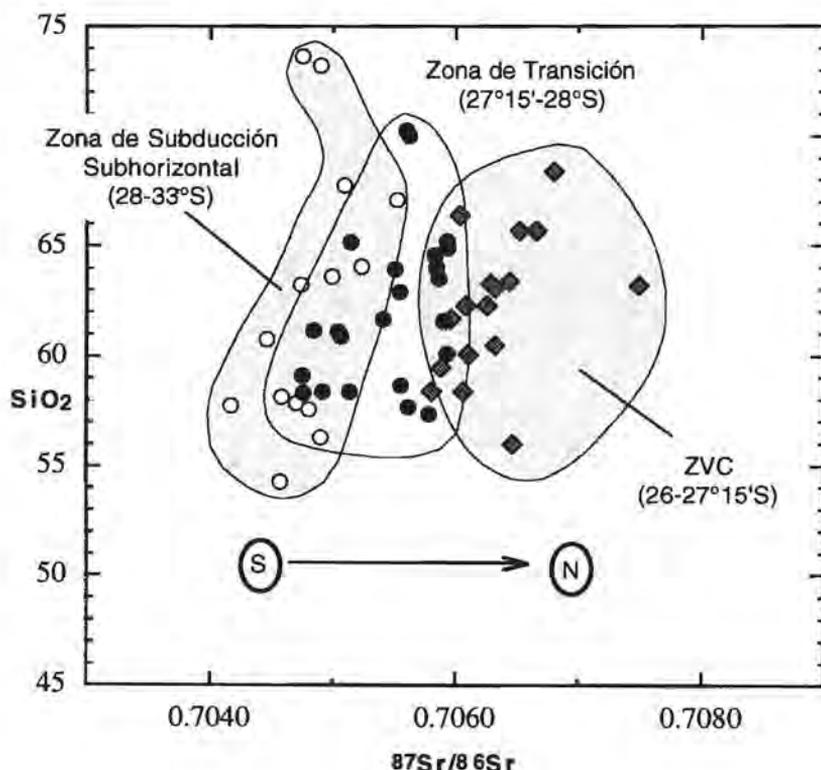


FIG. 15 Diagrama de $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus SiO_2 para rocas volcánicas del Cenozoico superior de la actual zona con subducción horizontal. Nótese el incremento hacia el norte en la razón $^{87}Sr/^{86}Sr$, desde la región de 'flat slab' (28°-33°S <0,7055) hasta la Franja de Maricunga. Dentro de esta última se pueden distinguir en forma clara dos dominios: un dominio norte (26°-27°15'S) con valores $^{87}Sr/^{86}Sr$ elevados, típicos de la ZVC (0,7075-0,7058) y un dominio sur (27°15'-28°S), transicional hacia los valores bajos de la región de 'flat slab' (0,7059-0,7047). Datos de Tittler (1995), Baker *et al.* (1987); Walker *et al.* (1991); Kay *et al.* (1991); McKee *et al.* (1994); Kay y Gordillo (1994).

ocurrido la adición de componentes corticales al manto. Ello sucedió, ya sea, en respuesta a fenómenos de erosión por subducción en el antearco como los supuestos por Stern (1991) o von Heune y Lallemand (1990), o bien, debido a los fenómenos de delaminación del manto litosférico y corteza inferior en la Puna austral, supuestos por Kay *et al.* (1994).

Fuera de variaciones en el tiempo, y sobreimpuestos a ella, en la Franja de Maricunga existen notables cambios espaciales en los valores de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Estos ya fueron mencionados por McKee *et al.* (1994), quienes creyeron detectar variaciones en sentido este-oeste que relacionaron con cambios en la naturaleza del basamento. Sin embargo, al considerar una base de datos más amplia, incluyendo los nuevos datos de Tittler (1995), se hace más evidente que estos cambios ocurren, pero en sentido norte-sur, y no este-oeste. La figura 15 es un gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, versus SiO_2 para rocas de la Franja de Maricunga y región de subducción subhorizontal. En la Franja de Maricunga se pueden

distinguir, en forma clara, dos dominios, independientes del contenido de SiO_2 : un dominio norte (26° - $27^\circ 15'$ S) con valores elevados, típicos de la ZVC ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7075$ - $0,7058$) y un dominio sur (ZVCT, $27^\circ 15'$ S- 28° S = $0,7059$ - $0,7047$), transicional hacia los valores bajos de la zona de subducción subhorizontal ($\leq 0,7055$) (Fig. 15). El paso entre la ZVC (Franja de Maricunga Norte) y ZVCT (Franja de Maricunga Sur) coincide con el corredor de Fallas de Valle Ancho, que se prolonga hacia el noroeste en el sistema de fallas sinistralas eocenas de Potrerillos-El Salvador (Fig. 2). Esta puede corresponder a una discontinuidad mayor entre dos dominios del basamento, separando un bloque más radiogénico al norte de un bloque menos radiogénico al sur de la discontinuidad. Es posible que este notable cambio represente un profundo quiebre estructural en el límite norte del terreno de Chileña, acrecionado contra el margen activo de Gondwana en el Paleozoico Superior (Ramos *et al.*, 1986).

CONCLUSIONES

La Franja de Maricunga registra actividad volcánica intermitente entre los 26 y -5 Ma, guardando un registro casi completo del volcanismo Oligoceno-Mioceno del frente volcánico de la zona sur de los Andes Centrales. Durante este período, la actividad varió en estilo e intensidad pudiendo distinguir 6 eventos magmáticos discretos; a- 26-21; b- 20-17; c- 16-12; d- 11-10; e- 8-7; f- 6-5 Ma, asociados a centros volcánicos independientes. Dos de éstos (a, c) están relacionados con alteración hidrotermal y mineralización, comprobada, de metales preciosos. Esta se asocia a complejos múltiples de domos dacíticos o 'pórpidos auríferos' emplazados en niveles subvolcánicos muy elevados. Los magmas hidratados, asociados a ambos episodios de mineralización, evolucionaron en condiciones de presión intermedia, dejando asociaciones mineralógicas residuales dominadas por anfíbola como fase estable.

Cada uno de los pulsos de actividad volcánica se caracteriza por una asociación específica de rocas volcánicas que muestran notables cambios en su geoquímica de elementos mayores y trazas, incluyendo Tierra Raras, e isótopos de Sr y Nd. Estos

cambios se relacionan a un progresivo engrosamiento de la corteza ocurrido durante el Mioceno, debido a procesos que condujeron a una disminución del ángulo de subducción, acortamiento tectónico, alzamiento del Altiplano y, finalmente, migración hacia el este del frente volcánico en el Mioceno superior (5 Ma). Variaciones espaciales en los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indican la existencia de una importante discontinuidad estructural oblicua al eje norte-sur de la Franja (Valle Ancho-Potrerillos) que separaría dentro del basamento prevolcánico un bloque de corteza más radiogénica al norte que al sur. Esta discontinuidad, la cual puede constituir un límite mayor dentro de los Andes Centrales, y pudiera representar el límite septentrional del terreno de Chileña, acrecionado al borde del continente sudamericano en el Paleozoico Superior.

La íntima relación entre estilos de volcanismo, cambios geoquímicos, fases de deformación, y períodos de mineralización de la Franja de Maricunga puede ser considerada como un ejemplo de la complejidad de los procesos volcánicos desarrollados en márgenes convergentes de borde continental.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado gracias a fondos aportados por el Fondo Nacional de Ciencias (Fondecyt, Proyecto 149/92) y el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Los autores agradecen las discusiones y el aporte en terreno de M. Gardeweg, C. Arévalo, S. Iriarte (SERNAGEOMIN), R. Allmendinger, T. Jordan (Cornell University) y B. Coira (Universidad Nacional de Jujuy); al personal del Laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería, C. Espejo, C. Roeschmann y muy especialmente a C. Pérez de Arce por la obtención de las edades K-Ar. Se agradecen los comentarios edito-

riales de L. López-Escobar (Universidad de Chile), W. Hildreth (U.S. Geological Survey), C. Stern (University of Colorado) y Francisco Camus (CODELCO). Agradecemos igualmente a J. Lobato, por su cooperación en el manejo de las bases de datos y diagramas geoquímicos, a O. González, por dibujar diligentemente las figuras y planos, y a A. Díaz, M. Díaz y J. Soto, por su valioso apoyo en terreno (SERNAGEOMIN). Este trabajo se presenta como una contribución al Proyecto 345 'Andean Lithospheric Evolution' del Programa Internacional de Correlación Geológica (PICG).

REFERENCIAS

- Alpers, C.N.; Brimhall, G.H. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, Northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 100, No. 10, p. 1640-1656.
- Arévalo, C.; Rivera, O.; Iriarte, S.; Mpodozis, C. 1994. Cuencas extensionales y campos de calderas del Cretácico superior-Terciario inferior en la Cordillera de Copiapó (27°-28°S), Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 2, p. 1288-1292. Concepción.
- Arévalo, C.; Mpodozis, C. 1991. Tectónica del Grupo Chañarcillo: una franja de cabalgamientos con vergencia al oeste en el valle del río Copiapó, Región de Atacama, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas*, p. 81-83. Viña del Mar.
- Baker, P.E.; González-Ferrán, O.; Rex, D.C. 1987. Geology and geochemistry of the Ojos del Salado volcanic region, Chile. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 144, p. 85-96.
- Bell, C.M. 1985. The Chinchas Formation: an early Carboniferous lacustrine succession in the Andes of Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 24, p. 29-48.
- Bell, M.C.; Suárez, M. 1989. Vertebrate fossils and trace fossils in Upper Jurassic Lower Cretaceous red beds in the Atacama region, Chile. *Journal of South American Earth Sciences* Vol. 2, No. 4, p. 351-357.
- Brown, A.J.; Rayment, B. 1991. Refugio gold project, Chile. *Mining Magazine*, Vol. 165, No. 5, p. 306-312.
- Brown, M.; Díaz, F.; Grocott, J. 1993. Displacement history and tectonic significance of the El Salado segment of the Atacama Fault System, Northern Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 105, p. 1165-1174.
- Cahill, T.; Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, Vol. 97, No. 12, p. 17503-17529.
- Cecioni, A.; Dick, L.A. 1992. Geología del yacimiento epitermal de oro y plata Can Can, Franja de Maricunga, Cordillera de Copiapó, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 1, p. 3-17.
- Clark, A.H.; Mortimer, C.; Sillitoe, R. 1967. Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature*, Vol. 215, p. 723-724.
- Cline, J.S.; Bodnar, R.J. 1991. Can Economic Porphyry Copper Mineralization be Generated by a Typical Calc-Alkaline Melt? *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, p. 8113-8126.
- Coira, B.; Davidson, J.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, Vol. 18, p. 303-332.
- Coira, B.; Kay, S.M.; Viramonte, J. 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna: a model for changing subduction geometry. *International Geology Review*, Vol. 35, p. 677-720.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Ramírez, C.F.; Tomlinson, A. 1993. Estudio Geológico de la región de El Salvador y Potrerillos. *Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, Informe Registrado*, No. 1, 250 p. Santiago.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C. 1994. Estratovolcanes y domos coalescentes del Oligoceno superior-Mioceno inferior en la Franja de Maricunga: Los sistemas Cerros Bravos-Esperanza y La Coipa. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 1, p. 13-17. Concepción.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Kay, S.M.; Tomlinson, A. 1994. Volcanismo bimodal potásico en régimen extensional del Cretácico Superior-Eoceno en la región de El Salvador (26°-27°S), Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 2, p. 1306-1310. Concepción.

- Cuitiño, L.; Moscoso, R.; Maksaev, V. 1994. Aspectos mineralógicos y termométricos del Prospecto Esperanza-Cerros Bravos, Maricunga, III Región, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 2*, p. 771-775. Concepción.
- Davidson, J.; Mpodozis, C. 1991. Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. *Economic Geology*, Vol. 86, No. 6, p. 1174-1186.
- Flores, R. 1993. Geología del Pórfido Aurífero Verde, Proyecto Refugio, Tercera Región, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, No. 1, p. 57-69.
- Gardeweg, M. 1991. The Geology, Petrology and Geochemistry of the Tumiza Volcanic Complex, North Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Kingston Polytechnic*, 374 p.
- González-Ferrán, O.; Baker, P.E.; Rex, D.C. 1985. Tectonic-volcanic discontinuity at latitude 27° South, Andean Range, associated with Nazca plate subduction. *Tectonophysics*, Vol. 112, p. 423-441.
- Harrington, H. 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces of Northern Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 45, No. 2, p. 169-197.
- Heald, P.; Foley, F.; Hahyba, D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology, Bulletin*, Vol. 82, No. 1, p. 1-26.
- Hedenquist, J.W. 1994. Flux of ore-forming metals from arc volcanoes, and the formation of high-sulfidation ore deposits. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 2*, p. 817-821. Concepción.
- Hildreth, W.; Moorbath, S. 1988. Crustal Contributions to Arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 98, p. 455-489.
- Jordan, T.E.; Gardeweg, P., M. 1989. Tectonic evolution of the late Cenozoic central Andes (20°-33°S). In *The Evolution of the Pacific Ocean Margins* (Ben-Avraham, Z.; editor). *Oxford University Press*, p. 193-207. New York.
- Kay, S.M.; Maksaev, V.; Mpodozis, C.; Moscoso, R.; Nasi, C. 1987. Probing the Andean Lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30.5° S) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, p. 6173-6189.
- Kay, S.M.; Maksaev, V.; Mpodozis, C.; Moscoso, R.; Nasi, C. 1988. Tertiary Andean Magmatism in Argentina and Chile between 28°-33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, p. 21-38.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A.; Munizaga, F. 1991. Magma source variations for Mid-Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28°-33°S). In *Andean Magmatism and its Tectonic setting* (Hamon, R.S.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, Vol. 265, p. 113-137.
- Kay, S.M.; Gordillo, C.E. 1994. Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly-dipping subduction zone in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, p. 25-44.
- Kay, S.M.; Coira, B.; Viramonte, J. 1994. Young mafic backarc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, p. 24323-24339.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Cornejo, P. 1994. Late Cenozoic evolution of the Southern CVZ (26°-28°S): A case of Progressive crustal thickening and lithospheric thinning. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas, Vol. 2*, p. 1372-1377. Concepción.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Tittler, A.; Cornejo, P. 1994. Tertiary Magmatic Evolution of the Maricunga Mineral Belt in Chile. *International Geology Review*, Vol. 36, No. 12, p. 1079-1112.
- King, A.R. 1992. Magmatism, Structure and Mineralization in the Maricunga Belt, N Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), *University of London*, 395 p.
- Kubaneck, F.; Zeil, W. 1971. Beitrag zur Kenntnis der Cordillera Claudio Gay (Nord Chile). *Geologische Rundschau*, Vol. 60, No. 3, p. 1009-1024.
- López-Escobar, L.; Frey, F.A.; Vergara, M. 1977. Andesites and High-Alumina Basalts from the Central South Chile High Andes; Geochemical Evidence Bearing on Their Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 63, p. 199-228.
- López-Escobar, L. 1982. Características geoquímicas de rocas ígneas asociadas con pórfidos cupríferos chilenos. *Revista Geológica de Chile*, No. 17, p. 3-19.
- Maksaev, V. 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits. Ph. D. Thesis (Unpublished), *Dalhousie University*, 554 p. Halifax, Nova Scotia, Canada.
- Maksaev, V.; Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31°S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, No. 21, p. 11-51.
- Martin, M.W.; Clavero, J.; Mpodozis, C.; Cuitiño, L. 1995. Estudio geológico regional de la Franja El Indio, Cordillera de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado*, IR95-6, 238 p. Santiago.
- McKee, E.H.; Robinson, A.C.; Rytuba, J.J.; Cuitiño, L.; Moscoso, R. 1994. Age and isotopic composition of volcanic rocks in the Maricunga Belt, Northern Chile; Implications for magma sources. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 7, No. 2, p. 167-177.
- Mercado, M. 1982. Hoja Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 56, 73 p. Santiago.
- Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological*

- Society of London*, Vol. 129, p. 505-526.
- Moscoso, R.; Mpodozis, C. 1988. Estilos Estructurales en el Norte Chico de Chile (28-31°S), Regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 15, No. 2, p. 151-166.
- Moscoso, R.; Díaz, F.; Cuitiño, L.; Maksaev, V. 1991. Mineralización de metales preciosos y volcanismo Neógeno en los Andes del Norte de Chile (26°-28°S): el Prospecto Esperanza. In Seminario-Taller: Procesos Formadores de Depósitos Minerales en Ambientes Volcánicos. *Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Resúmenes*, 7 p. Lima, Perú.
- Moscoso, R.; Cuitiño, L.; Maksaev, V.; Koeppen, R. 1992. El Complejo Cerros Bravos; Marco volcanológico para la Alteración y Mineralización en la Franja de Maricunga, Copiapó, Chile. In Seminario-Taller, Procesos Formadores de Depósitos Epitermales de Metales Preciosos (Moscoso, R.; editor). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Resúmenes Expandidos*, p. 53-63, Santiago.
- Moscoso, R.; Maksaev, V.; Cuitiño, L.; Díaz, F.; Koeppen, R.; Tosdal, R.; Cunningham, C.; McKee, E.; Rytuba, J. 1993. El complejo volcánico Cerros Bravos, región de Maricunga, Chile: geología, alteración hidrotermal y mineralización. In Investigaciones de Metales Preciosos en el complejo volcánico neógeno-cuaternario de los Andes centrales (Bolivia, Servicio Geológico; et al.). *Banco Interamericano de Desarrollo*, p. 131-165.
- Moulds, T.N. 1989. The Geochemical Evolution of Volcan Doña Inés in The Central Volcanic Zone of Chile, Ph. D. Thesis (Unpublished), *Northern Illinois University*, 385 p.
- Mpodozis, C.; Cornejo, P. 1988. Hoja Pisco Elqui. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 68 (1:250.000), 163 p. Santiago.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Ericksen, G.; editor). *Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series*, Vol. 11, p. 59-90.
- Mpodozis, C.; Allmendinger, R.; Jordan, T. 1991. La Zona del Nevado de Jotabeche y Laguna del Negro Francisco: Evolución Tectónica y Volcánica de la extremidad meridional del Altiplano Chileno. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 6, Actas, p. 91-95. Viña del Mar.
- Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Gardeweg, M.; Kay, S.M. 1991. Geocronología y Evolución Volcánica de la región del Volcán Copiapó, Franja de Maricunga (27°15'S) In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 2, p. 1125-1129. Concepción.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic Evolution of The Pacific Gondwana Margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran Batholiths. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 104, p. 999-1014.
- Mpodozis, C.; Allmendinger, R. 1993. Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27°S). *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 105, p. 1462-1477.
- Mpodozis, C.; Tomlinson, A.; Cornejo, P. 1994. Acerca del control estructural de intrusivos eocenos y pórfidos cupríferos en la región de Potrerillos-El Salvador. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 2, p. 1596-1600. Concepción.
- Mulja, T. 1986. Hydrothermal Alteration, gold distribution and geochronology of epithermal gold mineralization in the Copiapó volcanic complex, Chile. B.Sc. Thesis (Unpublished), *Dalhousie University*, 156 p. Halifax, Nova Scotia, Canada.
- Munteam, J.L. 1995. Magma Hydrothermal gold deposits at Refugio, Maricunga Belt, Northern Chile. In *Geological Society of Nevada, U.S. Geological Survey and Sociedad Geológica de Chile. Symposium on the Geology and Ore Deposits of the American Cordillera Program with Abstracts*, p. A56-A57. Reno, Nevada.
- Naranjo, J.A.; Paskoff, R. 1980. Evolución geomorfológica del desierto de Atacama entre los 26° y 33° latitud sur: revisión cronológica. *Revista Geológica de Chile*, No. 10, p. 85-89.
- Oviedo, L.; Fuster, N.; Tschichow, N.; Ribba, L.; Zuccone, A.; Grez, E.; Aguilar, A. 1991. General Geology of La Coipa precious metal deposit, Atacama, Chile. *Economic Geology*, Vol. 86, p. 1287-1300.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, p. 233-248.
- Peccerillo, A.; Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastanomu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 58, p. 63-81.
- Quirt, G.S. 1972. A potassium-argon geochronological of the Andean mobile belt of North Central Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Queen's University*, 234 p. Ontario.
- Ramos, V.A.; Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Mpodozis, C.; Kay, S.M.; Cortés, J.M.; Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, Vol. 5, p. 855-886.
- Rapp, R.P. 1990. Vapor-absent partial melting of amphibolite/eclogite at 8-32 Kbars. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Rensselaer Polytechnic Institute*, 327 p.
- Reutter, K.J.; Chong, G.; Scheuber, E. 1993. The 'West Fissure' and the Precordilleran fault system of Northern Chile. *International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 2, Proceedings, p. 237-240. Oxford, U.K.
- Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Helmcke, D. 1991. Structural evidence of orogen-parallel strike-slip displacements in the Precordillera of northern Chile. *Geologische Rundschau*, Vol. 80, No. 1, p. 135-153.
- Rivera, O.; Mpodozis, C. 1991. Volcanismo explosivo del Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó, región de Atacama, Chile: Las calderas Lomas Bayas y El Durazno. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 6, Actas, p. 213-216. Viña del Mar.
- Rivera, O.; Mpodozis, C. 1994. La Megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas: volcanismo sinextensional del Cretácico superior-Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó. In *Congreso Geológico Chile-*

- no, No. 7, Actas, Vol. 1, p. 149-153. Concepción.
- Rogers, G. 1985. A Geochemical traverse across the North Chilean Andes. Ph.D. Thesis (Unpublished), Open University, 333 p. U.K.
- Rutland, W.R. 1970. Andean Orogeny and Sea Floor Spreading. *Nature*, Vol. 233, p. 252-255.
- Segerstrom, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 24, 58 p. Santiago.
- Sepúlveda, P.; Naranjo, J.A. 1982. Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 53, 60 p. Santiago.
- Sillitoe, R.H. 1992. Gold and copper Metallogeny of the Central Andes-Past, Present and Future Exploration Objectives. *Economic Geology*, Vol. 87, p. 2205-2216
- Sillitoe, R.H. 1994. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. *Geology*, Vol. 22, p. 945-948.
- Sillitoe, R.H.; Gappe, Jr., I.M. 1984. Philippine porphyry copper deposits: geologic setting and characteristics. *CCOP/Technical Publication*, No. 14, 89 p.
- Sillitoe, R.H.; McKee, E.H.; Vila, T. 1991. Reconnaissance K-Ar geochronology of the Maricunga gold-silver belt, Northern Chile. *Economic Geology*, Vol. 86, No. 6, p. 1261-1270.
- Smalley, R.; Isacks, B. 1987. A High Resolution Local Network Study of the Nazca Plate Wadati-Benioff Zone under Western Argentina. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B13, p. 13093-13912.
- Stern, C.R. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, Vol. 19, p. 78-81.
- Suárez, M.; Bell, C.M.; Hutter, T. 1994. Lower Triassic lacustrine sediments in La Coipa area, Atacama, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 8, No. 1, p. 9-15.
- Tittler, A. 1995. The Chemistry of miocene andean volcanic rocks from the 'flat-slab' to central volcanic zone transition, Chile, 26° to 28°S. M.Sc. Thesis (Unpublished), Cornell University, 142 p.
- Tomlinson, A.J.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Ramírez, C.F. 1993. Structural Geology of the Sierra Castillo-Agua Amarga Fault Zone System, Precordillera of Chile, El Salvador-Potrerrillos. *International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 2, *Proceedings*, p. 259-262. Oxford, U.K.
- Tomlinson, A.J.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Ramírez, C.F.; Dumitru, T. 1994. El sistema de fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: transpresión sinistral eocena en la precordillera de Potrerillos-El Salvador. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 2, p. 1459-1463. Concepción.
- Tormey, D.R.; Hickey-Vargas, R.; Frey, F.A.; López-Escobar, L. 1991. Recent lavas from the Andean Volcanic front (33°-42°S): Interpretation of along strike compositional variations. *In Andean Magmatism and its Tectonic setting* (Harmon, R.S., Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, Vol. 265, p. 57-77.
- Townley, B. 1991. Evolución y zonación de la mineralización de Au y Ag en el Sistema Epitermal Can-Can, III Región. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 143 p.
- Townley, B. 1993. Epithermal precious metal deposits hosted in the Cerros Bravos volcanic complex, Maricunga belt, Chile: A review. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, Vol. 44, p. 17-28.
- Vila, T. 1991. Epithermal Silver-Gold Mineralization at the Esperanza Area, Maricunga Belt, High Andes of Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 18, No. 1, p. 37-54.
- Vila, T.; Sillitoe, R.H. 1991. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology*, Vol. 86, No. 6, p. 1238-1260.
- Vila, T.; Sillitoe, R.; Betzhold, J.; Viteri, E. 1991. The Porphyry Gold deposit at Marte, Northern Chile. *Economic Geology*, Vol. 86, No. 6, p. 1271-1286.
- von Heune, R.; Lallemand, S. 1990. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 102, p. 704-720.
- Walker, J.A.; Fuss, D.M.; Zentilli, M. 1985. Neogene volcanism in the Central Chilean Andes (26°-28°S). *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones*, No. 35, p. 253-255.
- Walker, J.A.; Moulds, T.N.; Mattox, S.R.; Zentilli, M.; Feigenson, M.D. 1988. Temporal and spatial geochemical variations in a portion of the Central Volcanic Zone of the Andes. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, Vol. 20, No. 7, 9 p.
- Walker, J.A.; Moulds, T.; Zentilli, M.; Feigenson, M.D. 1991. Spatial and Temporal Variations in Volcanics of the Andean Central Volcanic Zone (26 to 28°S). *In Andean Magmatism and its Tectonic setting* (Harmon, R.S.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, Vol. 265, p. 139-155.
- Willis, B. 1929. Earthquake Conditions in Chile. *Carnegie Institution, Publication No. 382*, p. 1-178, Washington.
- Wortel, R.; Cloetingh, S. 1981. On the origin of the Cocos-Nazca spreading center. *Geology*, Vol. 9, p. 425-430.
- Zentilli, M. 1974. Geological evolution and metallogenetic relationships in the Andes of Northern Chile between 26° and 29° south. Ph.D. Thesis (Unpublished), Queen's University, 460 p. Kingston.
- Zentilli, M.; Stark, A.; Reynolds, P.H.; Mulja, T.; Walker, J.A.; Ulriksen, C. 1991. Native Sulphur Deposits as The Crown Of Epithermal Systems? - Isotopic and Geochronological Data On The Copiapó Complex, Maricunga, Northern Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 6, Actas, p. 616-620. Viña del Mar.