



ESTRATO VOLCANES Y DOMOS COALESCENTES DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR EN LA FRANJA DE MARICUNGA: LOS SISTEMAS CERROS BRAVOS-ESPERANZA Y LA COIPA

Paula C. CORNEJO(1) y Constantino MPODOZIS(1)

INTRODUCCION

La Franja de Maricunga, parte del frente volcánico Oligoceno superior-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales, se extiende por más de 200 km, a lo largo del borde occidental del Altiplano, desde el Salar de Pedernales (26°S) hasta Cerro Pulido (28°S) en las nacientes del río Copiapó^{1,2,3,4}. La actividad volcánica se inició, aproximadamente a los 26 Ma, al igual que en gran parte de los Andes Centrales, después de la ruptura de la placa Farallón y subsecuente aumento en la velocidad de convergencia en el Oligoceno superior^{5,6}. Diversos eventos discretos de actividad volcánica ocurridos entre los 26 y 6 Ma se superponen en la franja asociados a ciclos recurrentes de alteración hidrotermal, y mineralización de plata y oro^{1,2,7,8}. El centro volcánico de mayor volumen relacionado al período inicial de actividad (26-22 Ma) está formado por los estratovolcanes coalescentes Cerros Bravos y Barros Negros, y sus domos periféricos (Esperanza, La Ola, Carachapampa). Otro centro de importancia en la zona central de la Franja de Maricunga es el Complejo Volcánico La Coipa, al suroeste de Cerros Bravos, formado por un «cluster» de domos dacíticos del Oligoceno superior-Mioceno inferior.

EL COMPLEJO VOLCANICO CERROS BRAVOS-ESPERANZA (25-22 Ma)

Corresponde a un centro volcánico de 25 km de diámetro y 150 km² de superficie emplazado sobre las trazas NW de fallas sinistales que limitan por el sur el batolito de Pedernales y la faja de cabalgamientos de

Quebrada Asientos Potrerillos^{9,10}. La actividad volcánica comenzó (Fase I) con la construcción de los estratovolcanes Cerros Bravos y Barros Negros iniciada con la emisión de un extenso flujo de ignimbritas riódacíticas (K-Ar, biotita: 24.5±0.9 y 23.9±0.9 Ma), seguido por la erupción de flujos de lavas andesíticas y dacandesíticas de hornblenda y piroxeno y depósitos piroclásticos de bloques y ceniza, con edades K-Ar comprendidas entre 25.1±1.0 Ma 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 en el rango 25.0±1.0 - 21.7±1.0 Ma.

En etapas más avanzadas de la evolución del sistema (Fase 2) se emplazó, en el flanco noreste del volcán Cerros Bravos, sobre el basamento de rocas sedimentarias paleozoicas y triásicas, un complejo de domos riódacíticos (Domos de Esperanza). Estos constituyen cuerpos subcirculares, extrusivos a subvolcánicos de 4 a 6 km² de superficie, con edades K-Ar entre 24 y 22 Ma, elongados en dirección NW en una faja de 8 km de largo (Fig. 1). Los domos extrusivos están rodeados y cubiertos por gruesas carcacas brechizadas («crumble-breccias») formadas mecánicamente, por desgasificación y explosiones freatomagmáticas, durante su emplazamiento. Tobas riolíticas finas de cristales y lapilli (K-Ar: 24.0±1.5 Ma) 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 NW Quebrada Salitral⁹. Los domos están intruídos, al noroeste, por pequeños cuerpos de pórfidos dacíticos verdes, no alterados, con edades K-Ar de 22.5±0.8 y 22.4±0.7 Ma, emplazados en zonas

(1) Servicio Nacional de Geología y Minería.
Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile.

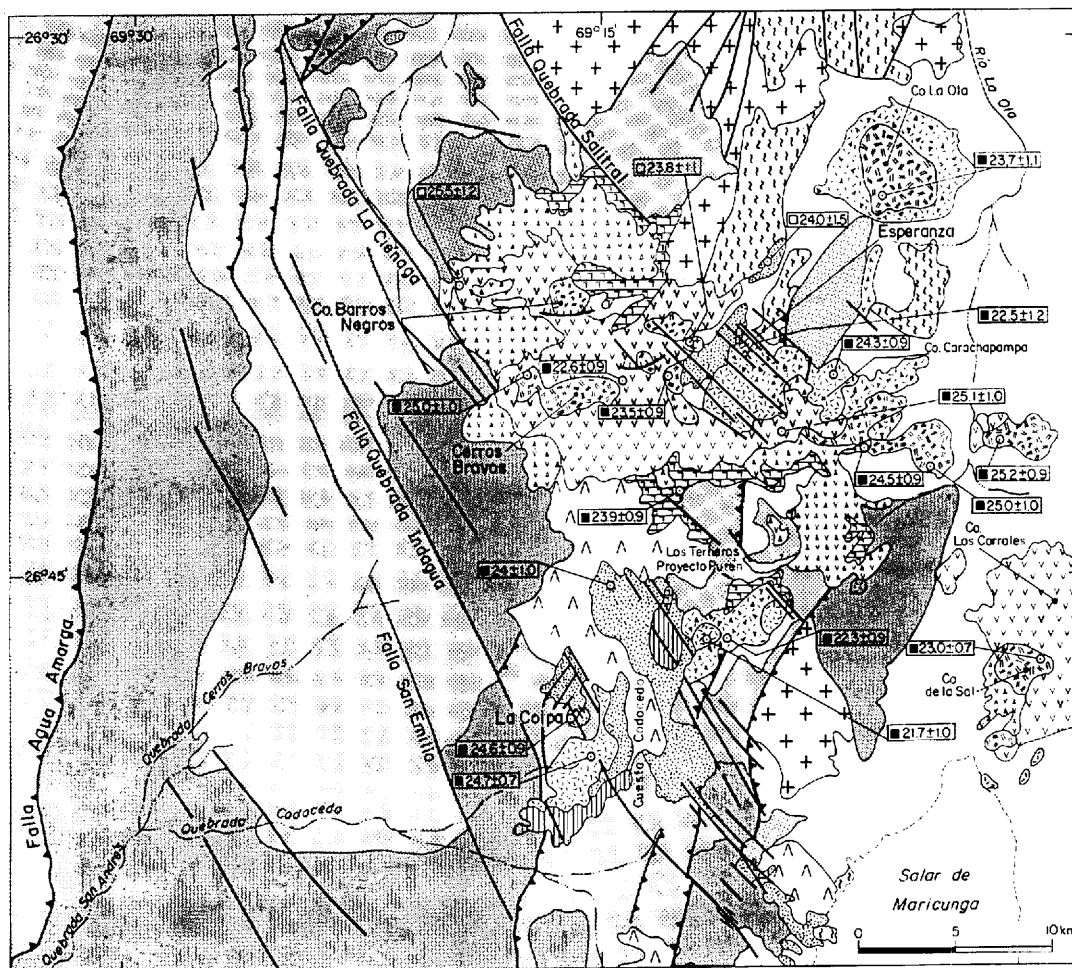


Fig. 1.- SISTEMAS VOLCANICOS DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR (25-22 Ma.)

Complejo Volcánico Cerros Bravos-Esperanza

Fase II: Sector Esperanza

- Pórfidos dacíticos verdes, no alterados
- Complejo de domos dacíticos alterados y mineralizados
- Cubierta de brechas de caparazón (crumble-breccias)
- Depósitos piroclásticos finos de caída

Fase I: Estratovolcanes Cerros Bravos-Barros Negros

- Domos dacíticos de núcleo
- Lavas andesíticas y dacíticas
- Flujos piroclásticos de bloques y ceniza
- Flujo ignimbrítico inicial

(Igual leyenda para los complejos volcánicos

Cerros de La Sal, Los Corrales y La Ola)

Complejo de Domos Coalescentes de La Coipa

- Brechas y tobas de lapilli superiores
- Domos riodacíticos y dacíticos alterados
- Depósitos piroclásticos finos de caída

Unidades del Entorno Geológico

- Complejos volcánicos del Mioceno medio (lavas y domos dacíticos . 18-15 Ma)
- Secuencias volcánicas del Cretácico superior-Paleoceno
- Secuencias sedimentarias marinas y continentales del Triásico-Cretácico inferior
- Rocas graníticas y riolíticas del Paleozoico superior (Batolito Pedemales y Fm. La Tabla)
- Formación Chinchés (Devónico)

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 NE, puede deberse a un colapso parcial del edificio hacia el noreste, ocurrido, con anterioridad o en forma sincrónica (gatillado por) el emplazamiento de los domos, aunque, en la actualidad, no se preserven 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, intensamente alteradas y fracturadas. Corresponden a cuerpos silicificados vetiformes y brechosos de orientación NNW y NNE, (cuerpos de sílice oquerosa o «vuggy-silica» 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 (Fm. Chinchos) sobre cuarcitas triásicas (sector Chimberos). La mineralización epitermal de plata y oro de Esperanza^{7,11} está asociada a alteración tipo ácido-sulfato¹². La zona fue afectada, posteriormente, por procesos supérgenos, durante los cuales se produjo la depositación de cerargirita, yodargirita, argentojarosita y trazas de plata nativa y con valores erráticos de oro. La mineralización hipógena solo estaría presente en algunas sectores en profundidad y consiste en sulfuros primarios tales como, pirita, calcopirita y galena.

LOS DOMOS COALESCENTES DE LA COIPA (25-23 Ma).

La Coipa es un centro volcánico independiente, de menor volumen, ubicado 20 km al Suroeste de Esperanza y formado por un «cluster» de domos riódacíticos del Oligoceno superior-Mioceno inferior y sus productos piroclásticos asociados (Fig.1). 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-paleocenas⁹, con la falla Quebrada Indagua, una de las mayores del sistema sinistral NW eoceno de la zona de Potrerillos-Maricunga¹⁰. Rocas de caja de los domos son lutitas negras lacustres y cuarcitas del Triásico superior⁹. Los domos 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 ± 0.7 Ma mina La Coipa, sector Ladera, 24.0 ± 1.0 Prospecto Purén) 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 dacítica y riódacítica, extremadamente ricos en cristales (cuarzo, plagioclasa y biotita) generalmente intruyen a las tufitas de la unidad inferior y son cubiertos o engranan con las brechas superiores. Durante su emplazamiento, ocurrido en forma sincrónica a la reactivación sinistral de las fallas NW 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 de los domos más tardíos y no alterados indican valores de 24.6 ± 0.9 , 23.8 ± 0.7 , y 22.9 ± 0.8 Ma, edades que, al igual que en Esperanza, son más antiguas que las obtenidas en concentrados de alunita de alteración hidrotermal (20.2 ± 1.2 , 18.4 ± 0.7 , 17.3 ± 1.0 Ma²) e incluso más antigua que una edad en roca total del domo dacítico intensamente alterado de la mina vieja de La Coipa (20.8 ± 0.6 Ma).

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 generalmente 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-sulfato¹². La alteración se debe probablemente, a la interacción de aguas meteóricas con gases o fluidos magmáticos derivados de la intrusión y desgasificación del complejo de domos, que aportaron un gran volumen de azufre, responsable de la extrema acidez de los fluidos. 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 Codocedo 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 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 permeables¹³. La mena consiste en cerargirita, argentita, electrum y plata y oro nativo, asociada a alteración argílica avanzada, con predominancia de sulfatos sobre arcillas (alunita, caolinita, dickita, cuarzo, jarosita y goethita). 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 «stock-work» de vetillas de sílice negra mineralizadas en las lutitas de los Estratos El Mono, las que exhiben una intensa silicificación y alunitización en los halos del cuerpo mineralizado¹⁴.

DISCUSION

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 Faja de Maricunga. El resto de los sistemas volcánicos de esa edad (Esperanza, La Coipa, La Pepa, Pantanillo, Refugio, Santa Cecilia)^{1,2} están formado por complejos de domos dacíticos coalescentes múltiples («dome clusters») de pequeñas dimensiones, asociados a anillos de piroclastos y brechas de explosión. En casi todos los casos estos se relacionan con sistemas de fallas de rumbo NW a WNW, activas durante su emplazamiento. La totalidad de los complejos de domos de esta edad, ubicados a lo largo del frente volcánico de la Faja de Maricunga, muestran evidencias de mineralización^{1,2,15}. Los productos de este episodio volcánico se caracterizan por presentar alteración hidrotermal generalizada independientemente de su cercanía a los centros volcánicos. Tal como ha sido documentado más al norte, en los niveles de enriquecimiento supérgeno de La Escondida¹⁶, las condiciones climáticas durante el Oligoceno superior para la Faja de Maricunga, parecen haber sido relativamente más húmedas que actuales. Esta relativa

abundancia de agua habría favorecido el desarrollo de campos geotermales y alteración hidrotermal a gran escala, sincrónicamente con el depósito de flujos piroclásticos y emplazamiento de domos entre los 25-22 Ma, al comenzar la actividad volcánica neógena en la faja de Maricunga.

Agradecimientos: Este trabajo se realizó gracias a fondos aportados por CODELCO-Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería y FONDECYT (Proyecto 149/92). Se presenta como una contribución al Proyecto IGCP 345: «Andean Lithospheric Evolution»

REFERENCIAS

1. Davidson, J., Mpodozis, C., 1991. Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile: *Economic Geology*, v. 86 (6), p.1174-1186.
2. Sillitoe, R. H., McKee, E. H., Vila, T., 1991. Reconnaissance K-Ar geochronology of the Maricunga gold-silver belt, Northern Chile: *Economic Geology*, v. 86 (6), p. 1261-1270.
3. 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): *Geological Society of America, Special Paper 265*, p. 113-137.
4. 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): *Geological Society of America, Special Paper 265*, p. 139-155.
5. Wortel, M. R. J., Cloetingh, S., 1981. On the Origin of the Cocos Nazca spreading center: *Geology*, v. 9, p. 425-430.
6. Pardo-Casas, F.; Molnar, P.; 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time: *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.
7. Vila, T., 1991. Epithermal Silver-Gold Mineralization at the Esperanza Prospect, Maricunga Belt, High Andes of Northern Chile: *Revista Geológica de Chile*, v. 18 (1), p. 37-54.
8. Vila, T., Sillitoe, R., 1991. Gold-Rich Porphyry

Systems in the Maricunga Belt, Northern Chile:
Economic Geology, v. 86, p. 1238-1260.

9. Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C. F., Tomlinson, A.J., 1993. Estudio Geológico de la región de El Salvador y Potrerillos: Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, informe abierto, p. 1-258, Santiago.
10. Tomlinson, A. J., Mpodozis, C., Cornejo, P., Ramírez, C. F., 1993. Structural Geology of the Sierra Castillo-Agua Amarga Fault System, Cordillera of Chile, El Salvador-Potrerillos: Proceedings, Second International Symposium on Andean Geodynamics, p. 259-262, Oxford, U. K.
11. Moscoso, R.; Maksiyev, V.; Cuitiño, L.; Díaz, F., Koepfen, R., Tosdal, R., Cunningham, C., Mckee, E., Rytuba, J., 1993. El Complejo volcánico Cerros Bravos, región de Maricunga, Chile: Geología, Alteración hidrotermal y Mineralización: Investigación de Metales Preciosos en los Andes: Proyecto BID/TC-88-02-32-5, p. 163-169.
12. Heald, P., Foley, N., Hayba, D., 1987. Comparative anatomy of Volcanic Hosted Epithermal deposits: Acid sulfate and Adularia Sericite types: Economic Geology, v. 82(1), p. 1-26.
13. Oviedo, L., Aguilar, A., Grez, E., Fuster, N., Ribba, L., Tschichow, N., Zuccone, A., 1991. General Geology of La Coipa precious metal deposit: Economic Geology, v. 86 (6), p. 1287-1300.
14. Cecioni, A., Dick, L. A., 1992. Geología del yacimiento epitermal de oro y plata Can Can, Franja de Maricunga, Cordillera de Copiapó: Revista Geológica de Chile, v. 19 (1), p. 3-17.
15. Flores, R., 1993. Geología del Pórfido Aurífero Verde, Proyecto Refugio, Tercera Región, Chile: Revista Geológica de Chile, v. 20 (1), p. 57-69.
16. Alpers, Ch., 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, v. 100, p. 1640-1656.