

Geología de la cadena volcánica Paniri-Toconce, Zona Volcánica Central, Altiplano de la Región de Antofagasta, Chile

Edmundo Polanco^{1*}, Jorge Clavero¹ y Aldo Giavelli¹

¹ *Energía Andina S.A. Darío Urzúa 2165, Providencia, Santiago, Chile*

*E-mail: epolanco@energiandina.cl

Resumen. La cadena volcánica del Paniri-Toconce (NW-SE) localizada en el Altiplano de la Región de Antofagasta se caracteriza por un fuerte control estructural a través de su evolución durante el Pleistoceno. Esta cadena volcánica de más de 30 km de longitud es dominada por dacitas de anfíbola y biotita y subordinadamente por andesita de piroxeno±anfíbola±biotita e incluye al domo torta más voluminoso del planeta, el Domo Chao, donde nuevas dataciones Ar/Ar señalan su actividad culminaría en el Pleistoceno Superior. Evidencias de terreno, petrográficas y geoquímicas indican la cristalización fraccionada como proceso dominante durante la evolución de los magmas que dieron origen a las rocas a los distintos centros eruptivos de esta cadena pero también la ocurrencia de continuos procesos de mezcla de magma.

Palabras clave: Cadena volcánica, dataciones Ar/Ar, cristalización fraccionada, mezcla de magmas

1 Introducción

La cadena volcánica Paniri-Toconce (Pleistoceno) se localiza en la Región de Antofagasta, unos 80 km al NE de la ciudad de Calama, inmediatamente al SE de los volcanes San Pedro y San Pablo en la provincia volcánica denominada Zona Volcánica Central (16-28° S) (Stern, 2004; Stern et al., 2007). Esta cadena volcánica constituye una estructura alineada de dirección NW-SE (N130°E) que se extiende por más de 30 km desde el Complejo Volcánico Paniri (CVP) hasta el volcán Toconce. Está conformada de NW a SE por los siguientes centros eruptivos: CVP, Domo Chao, Complejo Volcánico del León-Lagunita y el volcán Toconce.

La geología del área de estudio fue realizada con el apoyo de estudios petrográficos, análisis químicos de roca total y dataciones radiométricas Ar/Ar de muestras de roca seleccionadas.

En el presente trabajo se exponen los principales resultados obtenidos del levantamiento geológico realizado en esta cadena volcánica en el marco de la exploración superficial de la concesión de exploración de energía geotérmica Paniri otorgada a Energía Andina S.A.

2 Geología

El Complejo Volcánico del León-Lagunita (CVLL) corresponde a un centro de larga evolución que está

conformado por los volcanes del León (5.753 m s.n.m.) y Lagunita (5.404 m s.n.m.) que se ubican al W del volcán Toconce. El Volcán Lagunita corresponde a un estratovolcán más antiguo fuertemente erosionado, de más de 7 km de diámetro en dirección E-W que presenta importantes zonas afectadas por procesos de alteración hidrotermal y está constituido por coladas de lava andesíticas y dacíticas (59 y 65-66% en peso de SiO₂) y depósitos piroclásticos de bloques y ceniza. El Volcán del León es un estratovolcán de más de 6 km de diámetro conformado principalmente por coladas de lava andesíticas y dacíticas de piroxeno y anfíbola aunque también tiene depósitos piroclásticos de bloques y ceniza asociados. En su cima tiene dos cráteres semicirculares anidados de 260-270 m de diámetro. El estado de conservación de las coladas y sus relaciones de contacto señalan que la construcción de este centro eruptivo se ha formado en 3 etapas evolutivas.

El volcán Toconce (5.408 m s.n.m.) es un estratovolcán fuertemente erosionado que tiene profundos escarpes glaciares hacia el este y norte de su cima. La erosión ha permitido exponer zonas afectadas fuertemente por procesos de alteración hidrotermal de la parte central del edificio volcánico. Está conformado por potentes coladas de lava porfíricas dacíticas y andesíticas (varían entre 57 y 67% en peso de SiO₂), construidas en dos etapas evolutivas. Se dispone de una edad de $1,1 \pm 0,1$ Ma (Baker y Francis, 1977; Marinovic y Lahsen, 1984) que la asigna al Pleistoceno.

El Complejo Volcánico Paniri (5.945 m s.n.m.) corresponde a un voluminoso centro eruptivo andesítico y dacítico (57 y 64-65% en peso de SiO₂) de más de 11 por 15 km de diámetro (direcciones E-W y N-S, respectivamente) que se ha construido en al menos 3 etapas evolutivas como señalan las variaciones en el estado de preservación, las relaciones de contacto y la variación litológica de las coladas de lava que constituyen el edificio volcánico. Se obtuvieron edades de 325 ± 8 y 260 ± 100 ka (Ar/Ar en masa fundamental) que permiten asignarla al Pleistoceno Medio-Superior.

El Domo Chao (5.166 m s.n.m.) es una estructura volcánica de forma alargada de más de 12 km de largo por un ancho máximo de unos 7 km que corresponde a uno de

los domos torta (o lava domo) más voluminosos del planeta con un volumen estimado de unos 26 km³ (de Silva et al., 1994). Este domo torta se ha construido en a lo menos tres etapas evolutivas e incluye unos importantes depósitos de flujos piroclásticos de pómez que se distribuyen en forma de abanico hacia el SW y NNE de su fuente (Chao 1). Petrográficamente corresponden a dacitas (66-67% en peso de SiO₂) porfíricas de anfíbola, biotita y piroxeno aunque resultados previos señalan también la ocurrencia de riodacitas (69-70% en peso de SiO₂) (de Silva et al., 1994).

Edades K-Ar en biotita permiten asignar al Domo Chao al Pleistoceno Superior (de Silva et al., 1994), a pesar que los errores son del orden de magnitud de las edades. No obstante, se obtuvo una edad de 350 ± 40 ka (Ar/Ar en anfíbola; este trabajo) para última etapa de este domo, la cual resulta concordante con la edad obtenida en el Domo Chillahuita ubicado inmediatamente al este de la cadena volcánica (370 ± 40 ka; Ar/Ar en anfíbola).

3 Petrografía

Los productos de esta cadena volcánica son coladas de lava, domos y domos torta con textura porfírica que petrográficamente corresponden a andesitas de piroxeno±anfíbola±biotita, dacitas y riodacitas de anfíbola y biotita. Además, comúnmente tienen inclusiones máficas (IM), característica habitual en los volcanes de la ZVC. Las IM son de formas redondeadas y corresponden a acumulaciones microcristalinas de plagioclasa, piroxeno±anfíbola y óxidos de Fe-Ti inmersos en vidrio incoloro a color pardo pálido. La plagioclasa es el mineral más abundante en las andesitas, dacitas y riodacitas de esta cadena volcánica y, comúnmente, algunos fenocristales de plagioclasa exhiben textura de zonación oscilatoria y núcleos con textura de cedazo y borde sobrecrecido.

El Complejo Volcánico Paniri está conformado por andesitas de piroxeno±anfíbola±biotita y dacitas de anfíbola±piroxeno±biotita (CVP 1 y 2) y dacitas de anfíbola-biotita±piroxeno (CVP 3). El CVLL tiene andesitas de piroxeno±anfíbola±biotita, además de dacitas de anfíbola±piroxeno±biotita y dacitas de anfíbola-biotita (volcanes del León y Lagunita, respectivamente). El Volcán Toconce está constituido principalmente por andesitas de piroxeno±anfíbola±biotita, mientras que, el Domo Chao está constituido por dacitas (domo y pómez) de textura porfíricas de anfíbola y biotita y riodacitas que se diferencian por la ocurrencia de cuarzo como fenocristal, comúnmente con textura de embahiamiento y fracturas curvas.

4 Geoquímica

Las rocas seleccionadas de los centros volcánicos de la cadena CVP-Volcán Toconce se caracterizan por un amplio intervalo de variación en su contenido de sílice (57-

68% en peso) conformadas predominantemente por dacitas y andesitas (Le Bas et al., 1986; Le Maitre et al., 1989; 2002) de afinidad subalcalina (límite según Irvine y Baragar, 1971) y corresponde a una serie de rocas calcoalcalinas de alto contenido de K (Peccerillo y Taylor, 1976).

El CVP está conformado dominantemente por dacitas y subordinadamente andesitas y una traquiandesita (57, 61, 63-65 y 68% en peso de SiO₂). Por su parte, el Domo Chao representa prácticamente a las rocas más evolucionadas de esta cadena volcánica y corresponden a dacitas evolucionadas (66-68% en peso de SiO₂) El CVLL, por otro lado, está formado andesitas intermedias (~60% en peso de SiO₂) y dacitas y traquidacitas (64-68% en peso de SiO₂). En particular, el Volcán Lagunita representa un volcanismo bimodal (59 y 63-65% en peso de SiO₂) al igual que el Volcán del León (59-61 y 64% en peso de SiO₂). Finalmente, el Volcán Toconce tiene andesitas, andesita evolucionada (% en peso de SiO₂) y dacitas (57-59, 62 y 65-67% en peso de SiO₂) que corresponden a las tres etapas evolutivas de este centro eruptivo.

Por otro lado, los patrones de las tierras raras (REE) de las rocas estudiadas de esta cadena volcánica normalizados a condrita (valores de Sun y McDonough, 1989) son bastante similares y prácticamente paralelos, caracterizado por un enriquecimiento en las REE ligeras y un progresivo empobrecimiento en las REE pesadas con una evidente anomalía negativa de Eu. Los patrones idénticos de las REE señalan un origen común para los magmas que dieron origen a las rocas, mientras que, los patrones paralelos de REE indicarían distintos grados de fraccionamiento mineral. Además, la anomalía negativa de Eu indica que el fraccionamiento de la plagioclasa es dominante en el proceso de diferenciación magmática.

Por su parte, los patrones de los elementos incompatibles normalizados al MORB (Pearce, 1983) de las rocas analizadas de esta cadena volcánica son muy similares, caracterizado por un enriquecimiento en elementos incompatibles móviles (Sr, K, Rb y Ba) y un paulatino empobrecimiento en los elementos incompatibles inmóviles (Ta a Yb) con anomalías negativas en Nb, P y Ti. Comúnmente este tipo de patrón es interpretado como típico de magmas de márgenes convergentes donde los magmas se originan por la incorporación de fluidos derivados de la deshidratación de fondo oceánico subducido (enriquecido en elementos incompatibles móviles) y por la fusión del manto o cuña astenosférica (empobrecimiento en elementos incompatibles inmóviles) (Pearce, 1983).

5 Discusión

La cadena volcánica NW-SE del CVP al volcán Toconce se caracteriza por una actividad principalmente efusiva

durante el Pleistoceno dominada por dacitas de anfíbola y biotita y, subordinadamente, por andesitas de piroxeno±anfíbola±biotita (63-68 y 57-63% en peso de SiO₂, respectivamente). El alineamiento de los centros de emisión sugieren un control estructural en el ascenso de los magmas que generaron estos edificios volcánicos, como evidencia además, la diferencia de altura superior a 500 m del bloque NE con respecto al del SW.

Los volcanes Toconce y Lagunita corresponden a la etapa inicial de construcción de esta estructura volcánica en el extremo SE de la misma. Posteriormente, la actividad migra al NW donde se forma el Domo Chao coincidente en parte hace unos 325 ka con la construcción del edificio más antiguo del CVP dominado por andesitas de piroxeno (61-64% en peso de SiO₂). La actividad del Volcán del León es probablemente sincrónica con la segunda etapa del CVP que se caracteriza por la migración al NW de su fuente y las rocas evolucionan principalmente a andesitas y dacitas de piroxeno±anfíbola±biotita (64-65% en peso de SiO₂). En la última etapa de este complejo, hace unos 260 ka, existe una leve migración de la fuente hacia el SE, no obstante, no hay una variación composicional significativa (65% en peso de SiO₂) en las coladas de lava dacíticas que se distribuyen hacia el NE del cono y sellan la actividad de este complejo.

Las asociaciones minerales, las texturas petrográficas comunes reconocidas y la impronta geoquímica (tierras raras en especial) de las rocas analizadas indican una fuente común para los centros eruptivos que constituyen esta alineación volcánica. Los altos valores de los contenidos de elementos incompatibles móviles (Sr: 265-564 ppm, K₂O: 2,1-4,4% en peso, Rb: 58-228 y Ba: 547-949 ppm) son consistentes con procesos contaminación y asimilación de corteza continental que se correlaciona con el potente espesor cortical de la ZVC (≤70 km). Además, el fraccionamiento de nuevas fases minerales es el proceso dominante mediante el cual se originarían las dacitas evolucionadas a partir de andesitas primitivas. No obstante, evidencias macroscópicas (reconocimiento de inclusiones máficas en la mayoría de las rocas estudiadas) y también microscópicas (plagioclasas con textura de zonación oscilatoria y coexistencia de plagioclasas de con y sin textura de cedazo) indicaría la ocurrencia recurrente de procesos de mezcla de magma en la evolución de estas rocas.

6 Conclusiones

En conclusión, las rocas de la cadena NW-SE del CVP al volcán Toconce corresponden a dacitas y andesitas calcoalcalinas de alto contenido de potasio. Las rocas más primitivas de las cadenas corresponden a andesitas de piroxeno pertenecientes al volcán Toconce y la etapa 2 del CVP. Por el contrario, las rocas más evolucionadas corresponden a dacitas de anfíbola±biotita pertenecientes

al Domo Chao, Volcán Toconce y complejos volcánicos Paniri y del León-Lagunita. Las evidencias de terreno, petrográficas y geoquímicas señalan procesos de cristalización fraccionada, mezcla de magmas y contaminación y asimilación cortical en la evolución de los magmas que dieron origen a las rocas. En particular, los mecanismos de inyección de magmas más primitivos y más calientes a las zonas de acumulación es recurrente como indican la ocurrencia de andesitas de piroxeno en distintas etapas de la evolución de diferentes centros eruptivos pero en especial por los numerosos y abundantes enclaves máficos que se encuentran en las rocas estudiadas.

Agradecimientos

Este trabajo es resultado del equipo de geología de la Dirección de Exploraciones de Energía Andina S.A.

Referencias

- Baker, M.C.W.; Francis, P.W. 1978. Upper Cenozoic volcanism in the central Andes; age and volumes. *Earth Planetary Science Letter* 41(2): 175-187.
- de Silva, L.S.; Self, S.; Francis, P.W.; Drake, R.E.; Ramirez, C.F. 1994. Effusive silic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research* 29(B9): 17805-17825.
- González, O. 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar: 640 p. Santiago.
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.
- Marinovic, N.; Lahsen, A. 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta, escala 1:250.000. Carta Geológica de Chile, No. 58. Instituto de Investigaciones Geológicas: 140 p.
- Pearce, J.A. 1983. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In *Continental basalts and mantle xenoliths* (C.J. Hawkesworth; M.J. Norry; editors). Shiva: 230-249. Nantwich.
- Peccerillo, R.; Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution of Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31: 161-208.
- Stern, C.R.; Moreno, H.; López-Escobar, L.; Clavero, J.; Lara, L.; Naranjo, J.A.; Parada, M.A.; Skewes, M.A. 2007. Chilean volcanoes. In *Geology of Chile* (Moreno T.; Gibbons W.; editors). The Geological Society of London: 147-178. London.
- Sun, S.S.; McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In *Magmatism in oceanic basins* Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.). Geological Society of London. Special Publication 42: 313-345.
- Tierney, C.; de Silva, S.L.; Schmitt, A.K.; Jicha, B.; Singer, B.S. 2010. U-series in zircon and 40Ar/39Ar geochronology reveal the most recent stage of a supervolcanic cycle in the Altiplano-Puna Volcanic Complex, Central Andes. In *American Geophysical Union (AGU), Fall Meeting: V41B-2277*. San Francisco, California.