

Geología y geoquímica del Complejo Volcánico Tinguiririca (Pleistoceno Superior-Holoceno), Andes del Sur, Chile

Edmundo Polanco^{*1}, Germán Pineda², Bárbara Droguett³, Jorge Clavero^{3,4}, Rodrigo Arcos⁵, Carlos Pérez de Arce⁵ y Jorge Parra⁶

1 *Departamento de Geología General, Servicio Nacional de Geología y Minería, Av. Santa María 0104, Santiago, Chile*

2 *Santiago Metals Ltda., Lo Fontecilla 201, Oficina 534, Las Condes, Santiago, Chile*

3 *Amawta Consultores Ltda. Almirante Pastene 185 Of. 804, Providencia. Santiago, Chile*

4 *Escuela de Geología, Universidad Mayor*

5 *Consultor Independiente, Santiago, Chile*

6 *Energía Andina, Cerro El Plomo 5630, Piso 14, Las Condes, Santiago, Chile*

* email: edmundo.polanco@sernageomin.cl

Resumen. El Complejo Volcánico Tinguiririca (CVT) se localiza en la Cordillera de los Andes en el segmento norte de la Zona Volcánica Sur (ZVSN). Este complejo se caracteriza por estar formado por tres volcanes independientes (Montserrat, Tinguiririca y Fray Carlos de norte a sur) y cuatro cráteres o conos adventicios que conforman una estructura alineada NNE de más de 5,5 km de largo. Edades Ar/Ar realizadas en el Laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) en masa fundamental en dos coladas de lava de bloques recientes de los volcanes Montserrat y Tinguiririca (68 y 21 ka, respectivamente) permiten extender al menos hasta el Pleistoceno Superior el volcanismo más reciente del CVT. Un volcanismo bastante homogéneo desde el punto de vista geoquímico (56-61% en peso de SiO₂) y la petrografía de las rocas estudiadas (plagioclasa-piroxeno±olivino-óxidos de Fe-Ti) en los últimos 200 ka. Evolución geoquímica dominada por la ocurrencia de procesos de cristalización fraccionada como evidencia la impronta geoquímica de sus productos (coladas de lava y piroclastos) junto con la ocurrencia de procesos de mezcla de magma evidenciado por la identificación de inclusiones máficas en terreno y al microscopio, así como por la presencia de bombas bandeadas.

Palabras Claves: ZVSN, Complejo Volcánico, Edades Ar/Ar, Cristalización Fraccionada y Mezcla de Magmas

1 Introducción

El Complejo Volcánico Tinguiririca (CVT; 34°49'S y 70°21'W) se localiza en la Cordillera de la VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins al este de la ciudad de San Fernando en la parte alta de la hoya hidrográfica del río Claro que está delimitada por los ríos Tinguiririca por el sur, Las Damas por el este y Del Azufre por el norte. Este complejo volcánico forma parte del segmento norte de Zona Volcánica Sur (Stern et al., 2007: 34,5-37°S) y está constituido de norte a sur por los volcanes Montserrat, Tinguiririca y Fray Carlos que forman una alineación de orientación NNE (Clavero et al., 2011) de más de 5,5 km de longitud y aproximadamente 1 km de ancho e incluye al menos 7 cráteres asociados y un cono de piroclastos, el

Cerro Natalia (Arcos, 1987).

En el marco de los trabajos de exploración de energía geotérmica desarrollados por Energía Andina S.A. en el área del CVT (Clavero et al., 2011), se realizó el levantamiento de la geología más reciente (Pleistoceno Superior-Holoceno) asociada al complejo volcánico a escala 1:20.000 apoyado por dataciones Ar/Ar y análisis de la petrografía y geoquímica de sus productos. Tanto las dataciones, como los análisis químicos de roca total fueron realizados en el Laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). En el presente resumen se expone los principales resultados de este trabajo.

2 Geología y geoquímica

Arcos (1987) definió como Grupo Volcánico Tinguiririca y Secuencias Volcánicas Altos del Padre a una serie de rocas volcánicas (principalmente coladas de lava e ignimbritas) de distintas fuentes y de predominante composición química intermedia (andesitas y andesitas basálticas) ubicadas en la Cordillera Principal con una edad máxima de 1,101±0,068 Ma (K-Ar en roca total; Arcos, 1987) (Pleistoceno Inferior), cuyas rocas más antiguas cubren a la Formación Colimapu (Arcos, 1987; Arcos et al., 1988).

2.1 Basamento

Gran parte del Grupo Volcánico Tinguiririca constituyen el basamento del volcanismo más reciente del CVT. Comprende predominantemente coladas de lava andesíticas de edades inferiores 126±10 ka (Ar/Ar en masa fundamental; Pineda, 2010) y que coincide en gran medida a la unidad Conos actuales de los volcanes Tinguiririca y Fray Carlos (Qgvt10) definida por Arcos (1987) y Arcos et al. (1988). No obstante, a diferencia de estos autores y sobre los nuevos antecedentes de dos dataciones Ar/Ar realizadas en el laboratorio SERNAGEOMIN permiten extender la edad del CVT al Pleistoceno-Holoceno.

2.2 Estratigrafía del CVT

La estratigrafía volcánica reciente (Pleistoceno Superior-Holoceno) del CVT se ha dividido dependiendo de la fuente desde donde provienen las coladas de lava y depósitos piroclásticos. Esto es, de los volcanes Fray Carlos, Monserrat o Tinguiririca.

El volcán Fray Carlos (E 375.694 m, N 6.144.440 m y 4.012 m s.n.m.) corresponde a un centro eruptivo constituido por dos edificios volcánicos que conforman una alineación de dirección prácticamente N-S de más de 1,5 km de longitud. El edificio norte tiene un cráter de forma elongada (dirección NE-SW) de 380 por 320 m de diámetro, además de un pequeño cráter semicircular de 135 por 120 m de diámetro localizado en el flanco SW de este edificio volcánico. Por su parte, el edificio sur presenta dos cráteres semicirculares anidados. El cráter sur es de dimensiones ligeramente mayores, de 480 por 405 m de diámetro, mientras que el intermedio tiene 380 por 320 m de diámetro.

La parte alta del volcán Fray Carlos está escasamente conservada, dado que ha sido fuertemente afectado por la erosión principalmente glaciaria. Las coladas de lava (59-60% en peso de SiO₂) de este centro eruptivo se han asignado al Pleistoceno Superior y tienen una morfología caracterizada por una textura aborregada y superficie pulida y estriada. Se distribuyen principalmente hacia el sur y SE del complejo volcánico. Además incluye depósitos piroclastos asociados a un cono adventicio al norte del volcán con escorias vesiculares y rugosas de color negro de composición menos evolucionada (56% en peso de SiO₂). Finalmente, al sur de este volcán se reconoce un cono de piroclastos semicircular (760 por 630 m de diámetro en las direcciones E-O y N-S, respectivamente), Cono Natalia (Arcos, 1987), de una altura de 3.639 m s.n.m y con dos pequeñas coladas de lava subglaciales asociadas (57% en peso de SiO₂).

Por su parte, el volcán Monserrat (E 376.953 m, N 6.148.304 m y 4.230 m s.n.m.) es el centro eruptivo localizado más al norte del CVT conformado por un cráter de 520 por 460 m de diámetro. Además, inmediatamente al sur del cráter principal presenta un cono adventicio con un cráter de 535 por 450 m de diámetro.

El volcán Monserrat está conformado por coladas de lava (58% en peso de SiO₂) de bloques de color negro, además de una colada de lava (57% en peso de SiO₂) proveniente de su cráter adventicio. Se obtuvo una edad de 68±12 ka (Ar/Ar en masa fundamental) en una colada de lava de bloques de este volcán lo que permite asignarlo al Pleistoceno Superior-Holoceno.

El volcán Tinguiririca (E 376.302 m, N 6.146.533 m y 4.280 m s.n.m.) corresponde al centro eruptivo más elevado de este complejo volcánico cuyo cráter principal

tiene 530 por 480 m de diámetro. En su extremo norte presenta un pequeño cráter anidado de sólo 70 por 110 m de diámetro, mientras que al oeste del cráter principal tiene un cráter adventicio elongado de 420 por 310 m de diámetro. En este volcán se distinguen coladas de lava de bloques (60% en peso de SiO₂) de color negro que preservan las formas lobulares y los levées (albardones) originales, y se presentan parcialmente cubiertas por material piroclástico de caída como el que conforma el cono principal. Además, incluye depósitos de flujo piroclástico de escorias (57% en peso de SiO₂) y mixtos (de escorias y pómez: 57-58 y 61% en peso de SiO₂, respectivamente), con bombas bandeadas, muy bien preservados que cubren el flanco oeste del CVT. Se obtuvo una edad de 21±13 ka (Ar/Ar en masa fundamental) en el frente de la colada de lava sur, permitiendo asignar la actividad eruptiva de este centro al Pleistoceno Superior-Holoceno.

Por otro lado, se infieren dos cicatrices de colapso subparalelas que nacen en los extremos del cráter principal del volcán Tinguiririca. Estas indicarían la existencia de un pequeño colapso parcial del edificio que es concordante con un rápido crecimiento del edificio volcánico y el control estructural de dirección NNE (N15-16°E) de los distintos volcanes, conos y cráteres adventicios que constituyen el CVT.

Finalmente, la erosión glaciaria y nival sumada a la inestabilidad estructural genera un paisaje fuertemente erosionado y/o colapsado en el flanco este de estos volcanes desde donde se ha removilizado el material a través del Cajón de Palacios hacia el sur alimentando el valle del río Damas.

2.2 Petrografía

La petrografía de las rocas del CVT se caracteriza por una monotonía mineralógica constituida por la paragénesis plagioclasa-piroxeno±olivino-óxidos de Fe-Ti con contenidos variables de cristales y vesículas. En este sentido, los piroclastos tienen comúnmente un mayor contenido de vesículas y menor porcentaje de cristales. En particular, destacan las idénticas fases minerales presentes en los fragmentos de pómez y las escorias que presentan diferencias texturales evidentes.

2.3 Clasificación de rocas del CVT

Los resultados de la química de roca total de elementos mayoritarios de las muestras de roca del CVT analizadas (11) permiten clasificarlas principalmente como traquiandesitas y traquiandesitas basálticas subordinadas (56-61% en peso de SiO₂) (diagrama TAS sugerido por Le Maitre et al., 2002) y son de afinidad calcoalcalina de alto K (modificado de Peccerillo y Taylor, 1976).

3 Discusión

La estratigrafía del volcanismo más reciente del CVT (Pleistoceno Superior-Holoceno) tiene tres unidades dependiendo del centro eruptivo del cual provienen sus rocas: los volcanes Monserrat, Tinguiririca y Fray Carlos ordenados de norte a sur. Las rocas más antiguas del complejo volcánico corresponden a las coladas de lava con morfología subglacial característica asociadas al volcán Fray Carlos como lo evidencia además, su aspecto fuertemente erosionado. Al contrario, los productos más jóvenes del CVT se concentran hacia la parte norte del complejo, en particular en los volcanes Monserrat y Tinguiririca, a excepción del Cono Natalia y su colada de lava asociada.

Los últimos eventos eruptivos asociados a la evolución en estos volcanes y sus conos adventicios parecen ser principalmente explosivos como indican los depósitos de flujo piroclástico muy bien preservados que cubren los flancos oeste de los edificios volcánicos.

Las edades Ar/Ar obtenidas en masa fundamental extienden el volcanismo más joven hasta los 8 ka. A partir de lo anterior, se infiere que la construcción de los volcanes del CVT se inicia en el Pleistoceno Superior, a pesar del excelente grado de preservación de las coladas de lavas de bloques (57-60% en peso de SiO₂), depósitos piroclásticos de caída de escorias (56% en peso de SiO₂) y depósitos de flujo piroclástico de escorias (57% en peso de SiO₂) y mixtos (57-58 y 61% en peso de SiO₂), en particular, los reconocidos en los flancos oeste de los volcanes Tinguiririca y Monserrat.

Por otro lado, no obstante la migración de centros eruptivos puntuales que son la fuente de las rocas del CVT (espacial y temporalmente), la petrografía de las rocas se caracteriza por una monotonía mineralógica. En particular, destaca las idénticas fases minerales presentes en los fragmentos de pómez y las escorias. Lo anterior, es consistente con los resultados de la química de roca total de las rocas analizadas, las cuales se caracterizan por diferencia máxima de 5% en peso en el contenido de sílice de las rocas del CVT. En particular, las diferencias en el contenido de sílice son de 3-4% para escorias y pómez (mixto) dentro de un mismo depósito piroclástico (bimodal: 57-58 y 61% en peso de SiO₂). Además, la fuente de los magmas es el resultado de la combinación de fluidos provenientes del manto (cuña astenosférica) y la deshidratación de los sedimentos continentales incorporados por la placa oceánica subductada como señalan los elementos trazas incompatibles coincidente con la interpretación para otros centros eruptivos de la ZVS (Stern et al., 2007).

Aunque la variación en la composición de las coladas de lava y piroclastos del CVT muestreados es escasa, las razones de las tierras raras (REE) ligeras y pesadas relativamente constantes, permite interpretar que las andesitas silíceas (productos más evolucionados de este

complejo) serían el resultado de la cristalización fraccionada como proceso de evolución magmática dominante. La anomalía de Eu reconocida en el patrón de REE sugiere que el fraccionamiento de plagioclasa ha sido el proceso predominante.

Por otro lado, la presencia de inclusiones máficas en diversos productos volcánicos del CVT es una evidencia de procesos de mezcla de magmas en la evolución de las rocas del CVT. La presencia de bombas bandeadas (piroclasto híbrido de composición intermedia entre un magma basáltico y otro más evolucionado) en depósitos de flujo piroclástico de las últimas etapas evolutivas son una sólida evidencia física de mezcla de magmas en su génesis (“mingling”). Además, los procesos de mezcla y de asimilación han sido propuestos en la evolución de las rocas de otros volcanes del segmento norte de la Zona Volcánica Sur de los Andes (Hildreth y Moorbath, 1988; Tormey et al., 1991). No obstante, el contenido de sílice anómalamente evolucionado (60% en peso) para una inclusión máfica, indicaría procesos incompletos de homogenización química de los magmas (“mixing”) que dieron origen a las rocas del CVT.

4 Conclusiones

La evolución de las rocas del CVT del Pleistoceno Superior al Holoceno se caracteriza por una continua migración de la fuente eruptiva a lo largo de una estructura de más 5,5 km y 1km de ancho de orientación NNE (N15-16°E) y una monotonía de la composición de los magmas que los originaron (56-61% en peso de sílice) y la asociación mineral resultante (plagioclasa-piroxeno±olivino-óxidos de Fe-Ti), cuyo proceso de diferenciación principal corresponde a la cristalización fraccionada a la que se superponen consecutivamente procesos de mezcla de magma.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Energía Andina S.A. por la oportunidad de publicar información inédita desarrollada en la Gerencia de Exploraciones de la compañía.

Referencias

- Arcos, R. 1987. Geología del cuadrángulo Termas del Flaco, provincia de Colchagua, VI Región, Chile. Memoria de Título (Unpublished), Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica: 279 p.
- Arcos, R.; Charrier R.; Munizaga F. 1988. Volcanitas Cuaternarias en la Hoya Superior del Río Tinguiririca (34°40' L.S.-70°21' L.W.): Características Geológicas, Antecedentes Geoquímicos y Geocronológicos. In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas: I245-I260. Santiago.
- Clavero, J.; Pineda, G.; Mayorga, C.; Giavelli, A.; Aguirre, I.; Simmons, S.; Martini, S.; Soffia, J.; Arriaza, R.; Polanco, E.; Achurra, L. 2011. Geological, geochemical, geophysical and first drilling data from Tinguiririca geothermal area, Central

Chile. Geo Geothermal Resources Council (GRC) Transactions 35: 731-734.

Hildreth, W.E.; Moorbath, S. 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology 98: 455-489.

Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B.; Le Bas, M.J.; Bonin, B.; Bateman, P.; Bellieni, G.; Dudek, A.; Efremova, S.; Keller, J.; Lamere, J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Woolley, A.R. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press: 236 p.

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.

Pineda, G. 2010. Geología del Proyecto Tinguiririca. Informe interno de Energía Andina S.A. (Unpublished): 47 p.

Stern, C.; Moreno, H.; López-Escobar, L.; Clavero, J.; Lara, L.E.; Naranjo, J.A.; Parada, M.A.; Skewes, M.A. 2007. Chilean Volcanoes. In T. Moreno; W. Gibbons (Eds.), The Geology of Chile. The Geological Society of London: 147-178.

Tormey, D.R.; Hickey-Vargas, R.; Frey F.; López-Escobar, L. 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42°S): interpretations of along-arc compositional variations. Geological Society of America Special Paper 265: 57-78.

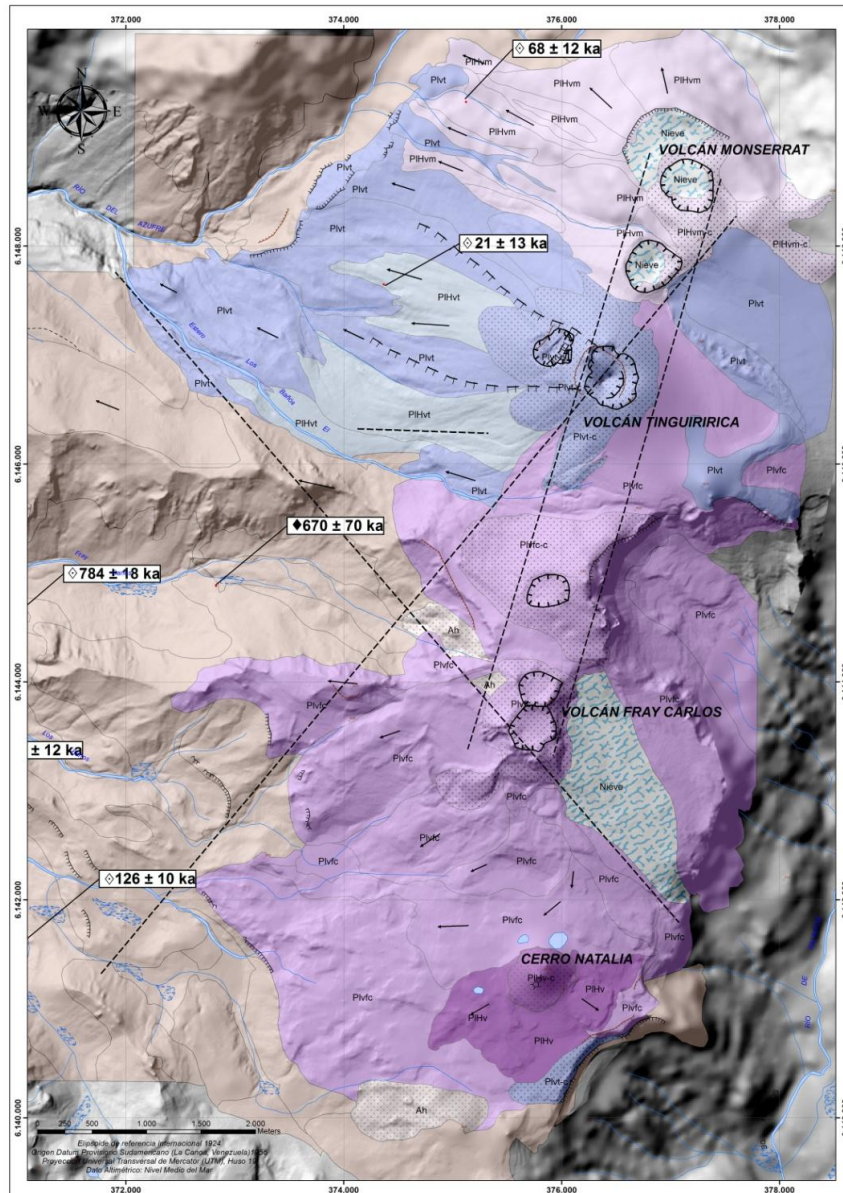


Figura 1. Geología simplificada del Complejo Volcánico Tinguiririca. PIVfc y PIVt: coladas de lava de los volcanes Fray Carlos y Tinguiririca, respectivamente (Pleistoceno), PIHv, PIHvm y PIHvt: coladas de lava del Cono Natalia y los volcanes Monserrat y Tinguiririca, respectivamente (Pleistoceno-Holoceno).