

Evolución del sistema Volcánico Toconce (Región de Antofagasta, Chile) mediante interpretación fotogeológica, petrográfica y geoquímica

Cristopher López¹, Felipe Aguilera¹, Benigno Godoy², Gerhard Wörner³ y Shoji Kojima⁴

¹ Departamento de Geología, Universidad de Atacama, Chile

² Doctorado en Ciencias mención Geología, Universidad Católica del Norte, Chile

³ Abteilung Geochemie, GZG, Universidad de Göttingen, Alemania

⁴ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Chile

* E-mail: cristopher.lopez.88@gmail.com

Resumen. La evolución del volcán Toconce, localizado en la cadena volcánica San Pedro-Linzor (SPL) en los Andes Centrales, se divide en 3 etapas, todas de composición andesítica-dacítica. La fase inicial estuvo dominada por la emisión de flujos de lava que se depositaron sobre el basamento correspondiente a la Ignimbrita Toconce. La fase intermedia se caracteriza por la formación de flujos de lavas de gran potencia y diferenciada microscópicamente por la presencia de escasos cristales de cuarzo. La fase final corresponde a la construcción de la mayor parte del edificio volcánico, en la que también se encuentran depósitos de morrenas asociados a la última glaciación del Altiplano. Los datos geoquímicos indican un magma de origen subcalcalino, de la serie calcoalcalina de alto K, típico de un margen continental activo, donde posiblemente existe un fuerte influencia de procesos de contaminación cortical y/o mezcla con magmas originados en la corteza continental.

Palabras Claves: Volcán Toconce, Lavas dacíticas, Lavas andesíticas, calcoalcalino, alto K.

1 Introducción

Los Andes Centrales corresponden a la zona volcánica distribuida entre los 14° y 27°S. El actual arco volcánico, de orientación principal N-S, ha estado activo desde el Oligoceno tardío (e.g. Wörner et al. 2000). El volcanismo en esta zona se encuentra dominado por la emisión de flujos de lavas andesíticas a dacíticas, que constituyen los prominentes estratovolcanes, y de ignimbritas dacíticas a riolíticas sobre las cuales gran parte de estos volcanes se han construido (de Silva and Francis, 1991; Trumbull et al., 2006). Así, esta cadena magmática presenta decenas de volcanes, concentrándose gran parte de ellos en la Cordillera Occidental, la cual se localiza a ~120 km sobre el slab y a 300-350 km hacia el este de la fosa de subducción. De los volcanes localizados en este sector de los Andes Centrales, algunos de ellos se encuentran aún activos (e.g. San Pedro, Lascar), y sólo algunos han sido estudiados en detalle (e.g. Parinacota, Ollagüe, Lascar) (e.g. Clavero et al., 2004; Vezolli et al., 2008; Gardeweg et al., 1998).

El volcán Toconce (22°11'17"S, 68°04'43"W) presenta una altura de 5335 m s.n.m., y se localiza en la parte media

de la cadena volcánica San Pedro-Linzor (SPL), la cual se encuentra distribuida en orientación NW-SE, de manera transversal al arco volcánico principal de los Andes Centrales. El objetivo principal de este trabajo es determinar de forma preliminar los estados evolutivos de construcción de este sistema volcánico, mediante la interpretación de fotografías aéreas, descripción macro y microscópica de rocas y caracterización geoquímica de las mismas.

2 Área de estudio

La cadena volcánica SPL tiene una longitud de ~65 km (Fig. 1) y se encuentra orientada en dirección NW-SE, siendo paralela a los lineamientos de Lipez-Coranzuli-Pastos Grandes, Calama-Olacapato-El Toro y transversal a la cadena principal de orientación N-S (Fig. 1). Esta cadena incluye el complejo volcánico San Pedro-San Pablo y los volcanes Paniri, Cerro del León, Toconce y Linzor, encontrándose en ella además el cono de escoria La Poruña y los domos Chao y Chillahuíta (Fig. 1).

Considerando las relaciones estratigráficas con las ignimbritas distribuidas en el área de estudio (Salisbury et al., 2011), dataciones radiométricas (Lahsen, 1982; Seelenfreund et al., 2009), y la morfología de los edificios volcánicos, una edad Plesitoceno Superior – Holoceno ha sido asignada a la cadena SPL (Ramirez y Huete, 1980; Marinovic y Lahsen, 1984).

El basamento corresponde a la Ignimbrita Toconce (Guest, 1969), el cual pertenece a la Formación Toconce, la cual se dispone concordantemente sobre la Ignimbrita Sifón, en el sector de Caspana, y entre los ríos Toconce y Salado. Presenta una potencia máxima de 150 m en el curso medio y superior del río Toconce.

2 Evolución Volcánica y Petrografía

2.1 Etapa 1

Corresponde a la unidad inferior y se distribuye en el sector NE del área de estudio, sobre el basamento ignimbrítico. Está constituida por flujos de lavas de composición andesítica. En términos generales, las lavas están constituidas por plagioclasa (35-38% vol.), clinopiroxeno (3% vol.), ortopiroxeno (2% vol.), biotita (1-2% vol.), vidrio (50-54% vol.) y minerales opacos (3-4% vol.). Los cristales de plagioclasa aparece en su mayoría como fenocristales de hasta 2 mm de diámetro y solo un 10% como microlitos, mientras que los piroxenos se presentan abundantemente como microlitos y fenocristales, estos últimos de hasta de 2 mm de diámetro. La matriz está constituida predominantemente por vidrio. Las principales texturas presentes son pórfidica, glomeroporfídica, traquítica, vesicular y esferulítica (producto de la desvitrificación del vidrio de la matriz). La principal alteración corresponde a la argílica y sericitica de las plagioclasas.

2.2 Etapa 2

Corresponde a un evento intermedio de voluminosos flujos de lavas andesíticas que afloran en los flancos NNE y SSE. La mineralogía de estas unidades corresponde a plagioclasa (44-59% vol.), ortopiroxeno y clinopiroxeno (5-8% vol.), cuarzo (3-4% vol.), biotita (3-15% vol.), vidrio (25-30% vol.) y minerales opacos (4-5% vol.). El cuarzo y las biotitas aparecen como fenocristales. El tamaño de los cristales de plagioclasa varía desde microlitos de 0.02 mm hasta fenocristales de 7 mm, mientras que los ortopiroxenos y clinopiroxenos aparecen como microfenocristales de 0.06 mm, y principalmente fenocristales de hasta 2 mm. La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa y principalmente vidrio. Estas rocas presentan texturas pórfidica, glomeroporfídica, traquítica, poiquilítica (cadaristales de ortopiroxeno en oikocristales de plagioclasa), vesicular, amígdaloidal (cuarzo secundario como relleno), zonación de plagioclasas, texturas de corrosión en biotitas y texturas de desvitrificación (axiolítica). La única alteración observada corresponde a la oxidación de los ortopiroxenos y clinopiroxenos.

2.3 Etapa 3

Etapa final que incluye la última emisión de flujos de lava, la cual corresponde a la principal etapa de construcción del edificio volcánico. Los flujos de lava están representados mayoritariamente por andesitas. Una marcada erosión glaciaria se observa tanto en el cráter principal como en sus flancos SE y NE, la que se caracteriza por la presencia de extensivos depósitos de morrenas, todos localizados sobre los 4.300 m s.n.m. Estas corresponden a morrenas laterales, terminales y sedimentos periglaciales. Los depósitos morrénicos estarían asociados a la última glaciación del Altiplano, ocurrida entre ~15.000 y ~11.000 AP (Ammann et al., 2001). Los flujos de lava están

constituidos mineralógicamente por plagioclasa (30-57% vol.), clinopiroxeno (2-15% vol.), ortopiroxeno (4-8% vol.), vidrio (25-60% vol.) y minerales opacos (2-8%). Los cristales de plagioclasas se encuentran como fenocristales de hasta 1.5 mm de diámetro y solo entre 2-20% como microlitos, mientras que los clinopiroxenos aparecen como microlitos de 0.2 mm y fenocristales de hasta 0.4 mm de diámetro. La matriz está formada por vidrio y en menor proporción plagioclasas. Estas rocas presentan texturas pórfidica, glomeroporfídica, traquítica, coronítica, zonación en las plagioclasas y textura amígdaloidal (rellenos de cuarzo). Las principales alteraciones corresponden a argilización y sericitización de las plagioclasas y oxidación de los piroxenos.

3 Geoquímica

Los resultados geoquímicos indican que las rocas provienen de un magma de tipo subcalcalino, con un rango de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ que fluctúan entre 5 y 8%, mientras que las concentraciones de SiO_2 se encuentran entre el 57 y 68%, correspondiente a andesitas y dacitas (Fig. 2). De acuerdo al diagrama de clasificación AFM (Fig. 3), las rocas pertenecen a la serie calcoalcalina, y que según la concentración de K_2O , estos pueden ser clasificados como de Alto K.

De acuerdo a la relación del SiO_2 con los distintos óxidos mayores, tanto el Al_2O_3 , CaO , FeO , Fe_2O_3 y MgO muestran comportamientos compatibles, en una correlación negativa con respecto al sílice. En el caso del Na_2O , esta muestra una fuerte dispersión, con una leve tendencia al aumento con respecto al incremento de SiO_2 . Sólo el caso del K_2O presenta un comportamiento de tipo incompatible.

El análisis geoquímico de rocas del volcán Toconce refleja el carácter típico de magmas provenientes de un margen continental activo, caracterizado por una signature de tipo calcoalcalina de alto K, esto último probablemente relacionado a un alto nivel de contaminación cortical y/o mezcla con magmas originados en la corteza continental, lo que traería como consecuencia un aumento en los contenidos de K.

4 Agradecimientos

Este trabajo está financiado por los proyectos DGIP-UCN N° 10301265 y CONICYT N° 24100002. B.G. es financiado por la beca de doctorado CONICYT y BecasChile-DAAD. Agradecemos al Sr. Jesús López (UDA) por la confección de los cortes transparentes. Los análisis químicos fueron realizados en la Universidad de Göttingen, Alemania.

5 Referencias

Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K., and Messerli, B.: Late

Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18–295 S), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 172: 313–326

Clavero, J.; Sparks, Sarks, S.: Planco, E.: Pringle, M. 2004. Evolution of Parinacota volcano, Central Andes, Northern Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 31: 317-347

de Silva, S. L., Francis, P.W. 1991. Volcanoes of the Central Andes. Springer-Verlag, Berlin. 218 pp.

Gardeweg M C, Sparks R S J, Matthews S J, 1998. Evolution of Lascar volcano, northern Chile. Journal of Geolical Society of London, 155: 89-104

Guest, J. E. 1969. Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta province, northern Chile. Geol Geological Society American Bulletin, Vol. 80: 337-362

Lahsen, A. 1982. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. Earth-Science Reviews, vol. 18: 285-302

Marinovic, N., Lahsen, A. 1984. Carta geológica de Chile, Hoja Calama, Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta n° 58, Santiago, Chile.

Ramírez, C., Huete, C. 1981. Carta geológica de Chile, Hoja Ollagüe. Escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta n° 40, Santiago, Chile.

Salisbury, M.J., Jicha, B.R., de Silva, S.L., Singer, B.S., Jiménez, N.C., Ort, M.H. 2011. ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. Geological Society American Bulletin, vol. 123:821-840

Seelenfreund, A., Fonseca, E., Llona, F., Lera, L., Sinclair, C., Rees, C. 2009. Geochemical analysis of vitreous rocks exploited during the Formative period in the Atacama region, northern Chile. Archaeometry, vol. 51: 1-25

Trumbull, R., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., & Hongn, F. 2006. The Time-Space Distribution of Cenozoic Volcanism in the South-Central Andes: a New Data Compilation and Some Tectonic Implications *In* Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., and Wigger, P. (Eds). The Andes Active Subduction Orogeny. Frontiers in Earth Sciences, vol. 1. Springer, Heidelberg, Berlin, Germany. p. 29-43

Vezzoli, L., Tibaldi, A., Renzulli, A., Menna, M., Flude, S. 2008. Faulting-assisted lateral collapses and influence on shallow magma feeding system at Ollagüe volcano (Central Volcanic Zone, Chile-Bolivia Andes). Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 171: 137-159

Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., Wilke, H. 2000. Geochronology (⁴⁰Ar/³⁹Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18–22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the Central Andes. Revista Geológica de Chile, Vol. 27: 205-240

Wörner, G., Harmon, R.S., Davidson, J., Moorbath, S., Turner, D.L., McMillan, N., Nye, C., Lopez-Escobar, L., Moreno, H. 1988. The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N Chile). Bulletin of Volcanology, vol 50: 287-303

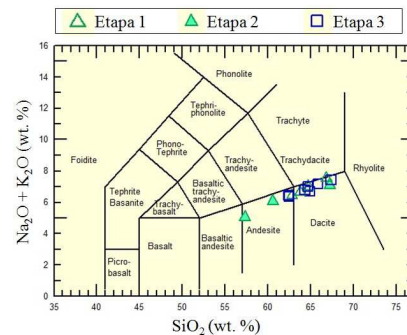


Figura 2. Diagrama TAS para rocas del volcán Toconce.

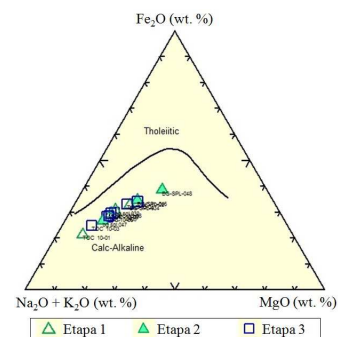


Figura 3. Diagrama AFM para rocas del volcán Toconce.

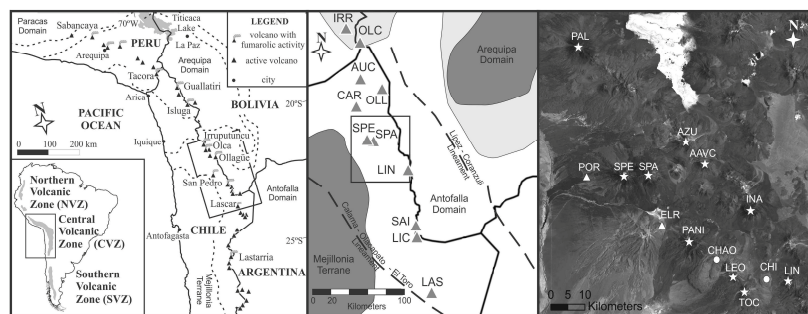


Figura 1. Mapa de ubicación y distribución de la cadena volcánica SPL. IRR: Irruputuncu; OLC: Olca; AUC: Aucanquilcha; CAR: Carcote; OLL: Ollagüe; SPE: San Pedro; SPA: San Pablo; LIN: Linzor; SAI: Sairecabur; LIC: Licancabur; LAS: Lascar; PAL: Palpana; AZU: Azufre; AAVC: Aguilucho-Apacheta; INA: Inacaliri; POR: La Poruña; ELR: El Rojo III; PANI: Paniri; Chao: Dacita Chao; LEO: Cerro del León; CHI: Domo Chillahuita; TOC: Toconce; LIN: Linzor.