



Evolución petrotectónica del volcanismo plio-pleistoceno del Campo Volcánico Varvarco, provincia de Neuquén (36°20' S)

Sofía B. IANNELLI^{1,2}, Vanesa D. LITVAK^{1,2}, Marie TRAUN³ y Andrés FOLGUERA^{1,2}

¹Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Pabellón II, C1428EGA Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. ²Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)- Universidad de Buenos Aires (UBA). Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Pabellón II, C1428EGA Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. ³University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark. emails: sofia.iannelli@gmail.com, vane_lit@yahoo.com.ar, mkt@ign.ku.dk, andresfolguera2@yahoo.com.ar

El Campo Volcánico Varvarco (CVV) forma parte de la fosa de Las Loicas una cuenca tectónica de orientación N-NE, controlada por fallas extensionales (Folguera et al. 2006). El desarrollo de este magmatismo se dio en un contexto de régimen extensional a partir del Plioceno superior en los Andes Centrales del Sur (Kay et al. 2006; Ramos et al. 2014). Entre los 35° y 37° LS, sincrónicamente con el emplazamiento del CVV, tuvo lugar el desarrollo de calderas y campos volcánicos como la caldera Calabozos y el campo volcánico Puelche (Hildreth et al. 1984, 1999).

El CVV posee una extensión de 840 km² y se caracteriza por la presencia de niveles subhorizontales de lavas mayormente basálticas, intercaladas con niveles de brechas volcánicas, autobrechas y rocas piroclásticas. La secuencia, además, se encuentra localmente intruida por stocks riolíticos y diques basálticos. Una datación U/Pb realizada sobre un nivel basal de tobas vítreas ubicado por debajo de las lavas subhorizontales, presenta una edad de 2.36 Ma, lo que indicaría que el magmatismo del CVV se inició en el Pleistoceno inferior (Fig. 1a).

En general, los niveles de lavas basálticas se describen como rocas con textura porfírica compuestas principalmente por fenocristales (25%) de plagioclasa (50%) y cantidades variables de olivina (20%), clinopiroxeno (15%) y ortopiroxeno (10%), inmersos en una pasta de textura intergranular a intersertal, formada por microlitos de plagioclasa (65%), piroxeno (20%) y minerales opacos (15%). El vidrio, cuando está presente, se observa fresco y localmente alterado a arcillas rojizas. Los niveles de rocas piroclásticas se caracterizan por ser tobas vítreas compuestas principalmente por trizas y fragmentos de pómez (70%), cristaloclastos (20%) de cuarzo, plagioclasa y biotita y en cantidades menores, fragmentos líticos (10%) de basaltos y andesitas. Por otro lado, los intrusivos riolíticos que afectan tanto a los niveles basales como superiores, se describen como rocas porfíricas caracterizadas por fenocristales (40%) de feldespato alcalino (65%), cuarzo (25%) y plagioclasa (10%), en una pasta mayormente microgranosa que por sectores se muestra felsítica a esferulítica.

En particular, se observó que la composición geoquímica de las lavas basálticas difería de base a techo por lo cual se subdividieron en dos grupos: Flujos de Lava Superiores (FLS) y Flujos de Lava Basales (FLB). Se observa que los FLB poseen un contenido de SiO₂ entre 53,9 y 61,6 %, un rango

de álcalis entre 5.75 y 7.38 % y valores de FeO/MgO de 1.57 - 2.7 %. Por su parte, los FLS presentan SiO₂ = 57 - 54.7 %, Na₂O+K₂O = 5.03 - 6.01 % y FeO/MgO = 1.51 - 2.5 % (Figs. 1b y c). Así, el magmatismo del CVV se caracteriza por un primer pulso de traquiandesitas basálticas y traquiandesitas y un segundo pulso de traquibasaltos, andesitas basálticas y traquiandesitas basálticas. Se observa una disminución entre el primer y segundo pulso, en los contenidos de álcalis y sílice lo que se condice con la afinidad más calcoalcalina de los niveles basales que gradan hacia toleíticos en los niveles superiores, considerando sus contenidos en FeO/MgO.

Las relaciones de elementos traza como La/Ta (FLB = 41.3 - 54; FLS = 44.2 - 68.7) y Ba/Nb (FLB = 61.5 - 47.3, FLS = 67.1 - 53.5) muestran una marcada influencia de fluidos provenientes de la losa en ambos niveles.

Los valores obtenidos para las relaciones de isótopos de Sr, Nd y Pb en ambos niveles de lavas basálticas indicarían una fuente magmática empobrecida y, de acuerdo a modelos de FC, se observa que a pesar de las diferencias mencionadas entre ambos pulsos, los mismos provendrían de la misma fuente, pero con distinto grado de fraccionamiento. Por su parte, la composición isotópica de los intrusivos riolíticos señala una fuente mantélica, con participación de componentes corticales.

La disminución en el grado de fraccionamiento entre el pulso inferior (FLB) y superior (FLS) estaría relacionado con un aumento en la influencia del régimen extensional en la zona de estudio, que habría facilitado un rápido ascenso de los pulsos magmáticos más jóvenes. Esto habría limitado el tiempo de permanencia de los magmas en la cámara magmática, mostrando por lo tanto, menor grado de cristalización fraccionada que los pulsos previos. Finalmente, los intrusivos riolíticos representarían el subplacado de fundidos astenosféricos que habrían promovido la fusión de fuentes corticales. Así, la variación observada en las descripciones de campo junto a la composición geoquímica e isotópica de este magmatismo, muestran evidencia del desarrollo del régimen extensional que afectó a los Andes Centrales del Sur entre los 35 y 37°LS.

BIBLIOGRAFÍA

Folguera, A., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. En: Kay, S. M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin

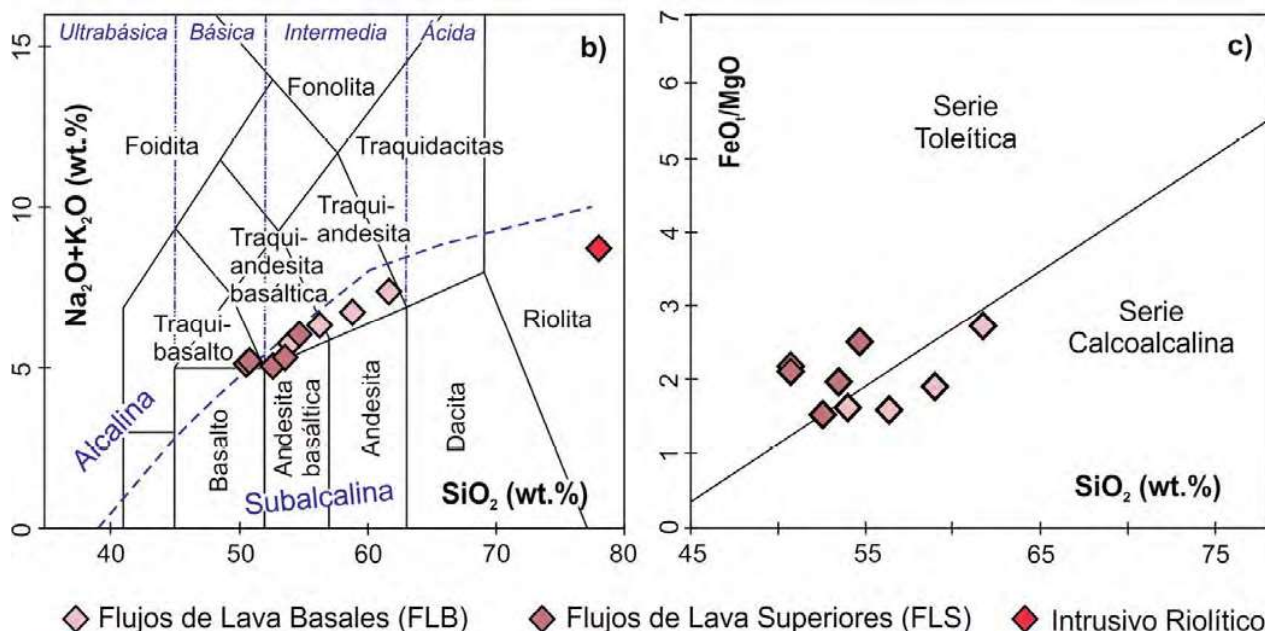


Figura 1. a) Afloramiento del nivel de tobas vítreas datado por U/Pb ubicado por debajo de los niveles de flujos de lavas; b) Diagrama de clasificación $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 para las rocas volcánicas del CVV (Le Maitre et al. 2002); c) Diagrama FeO/MgO vs. SiO_2 propuesto por Miyashiro (1974).

(35°-39°S lat), Geological Society of America Special Paper 407: 267-285.

Hildreth, W., Grunder, A. y Drake, R. 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile: Geological Society of America Bulletin 95: 45-54.

Hildreth, W., Drake, R., Godoy, E. y Munizaga, F. 1991. Bobadilla caldera and 1.1 Ma ignimbrite at Laguna del Maule, Southern Chile, in Proceedings. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 62-63, Viña del Mar.

Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. y Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. Special Papers Geological Society of America 407: 19.

Le Maitre, R. W. 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geo-

logical Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Cambridge, Cambridge University Press, 256 p.

Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and continental margins: American Journal of Science 274: 321-355.

Ramos, V.A., Litvak, V.D., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34-37 SL). Geoscience Frontiers 5(3): 351-367.