



LA CALDERA CUATERNARIA DEL PAYÚN MATRÚ, RETROARCO ANDINO DE LA ZONA VOLCÁNICA SUR

Irene R. HERNANDO¹, Ivan A. PETRINOVIC², Damián A. GUTIÉRREZ³, Joaquín BUCHER¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), Diagonal 113 N° 275, B1904DPK, La Plata, Argentina.
E-mail: ihernando@cig.museo.unlp.edu.ar

²Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CONICET-UNC), Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA, Córdoba, Argentina.

³Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), calle 60 y 120 S/N, La Plata, Argentina.

ABSTRACT

The Payún Matrú Quaternary caldera, Andean back-arc of the Southern Volcanic Zone. The Payún Matrú Quaternary caldera is the only one registered in Payenia (Andean back-arc of the Southern Volcanic Zone). The caldera-forming eruption deposits are represented by the Portezuelo Ignimbrite. A study of the Portezuelo Ignimbrite on the basis of stratigraphic sections, facies analysis and petrographic studies is carried out. In addition, the caldera type and the onset of caldera collapse are determined.

Palabras clave: Payenia, depósitos piroclásticos, clastos juveniles.

Keywords: Payenia, pyroclastic deposits, juvenile clasts.

El volcanismo cuaternario de Payenia (33°30' - 38° S, 68° - 69°50' O), retroarco de la Zona Volcánica Sur, está representado mayormente por basaltos alcalinos (Kay *et al.* 2006; Llambías *et al.* 2010). El Campo Volcánico PayúnMatrú (CVPM; Plioceno-Holoceno) es uno de los campos volcánicos dentro de Payenia. La presencia de depósitos de corrientes piroclásticas ampliamente distribuidos se restringe al CVPM, en donde tuvo lugar una erupción explosiva responsable de la formación de la única caldera de Payenia, la caldera del PayúnMatrú. A fin de determinar la naturaleza del evento explosivo se presenta un estudio detallado de dichos depósitos piroclásticos.

Payenia presenta alrededor de 800 centros monogenéticos basálticos junto con relativamente escasos (ca. 5) volcanes poligenéticos cuaternarios. Se conforma principalmente por basaltos alcalinos, con menor participación de rocas más diferenciadas (Kay *et al.* 2006; Llambías *et al.* 2010). El Campo Volcánico Payún Matrú se compone de la caldera homónima, además del estratovolcán Payún Liso y de más de 200 conos monogenéticos de composición basáltica. La caldera del Payún Matrú se formó entre los 148 y 82 ka, de acuerdo con las edades determinadas en lavas previas y posteriores a la Ignimbrite Portezuelo (Germa *et al.* 2010; Hernando *et al.* 2014a), la cual corresponde a la erupción formadora de la caldera (Llambías 1966). El colapso de la caldera fue precedido por una actividad volcánica importante la cual construyó un edificio volcánico con forma de escudo, de

composición mayormente traquítica (Hernando *et al.* 2012 y 2014a). Como eventos post-caldera se reconoce actividad volcánica mayormente efusiva con depósitos piroclásticos subordinados, primero con emisión de lavas intermedias, y luego con coladas, domos, coladas dómicas y conos pumíceos de composición traquítica (Hernando *et al.* 2012).

Se relevaron en el campo 17 secciones estratigráficas de detalle de los depósitos de la Ignimbrite Portezuelo, localizados tanto al sur como al norte de la caldera, y en posiciones proximales a distales. Se determinaron las facies piroclásticas presentes y sus asociaciones, realizándose además correlaciones entre los diferentes sitios relevados usando como principal criterio de correlación la presencia de diferentes tipos de clastos juveniles. Se realizaron análisis petrográficos sobre muestras de la Ignimbrite y sobre clastos juveniles.

La caldera del Payún Matrú presenta una forma aproximadamente circular, de ~8,5 km de diámetro, con una parte de su borde topográfico preservado, mientras que el borde (estructural) restante es inferido a partir de la localización de los conductos post-caldera (Hernando *et al.* 2014b). Dicha caldera posee características que sugieren una subsidencia del tipo *trapdoor* (Lipman 1997), como son una distribución asimétrica de los conductos post-caldera y una combinación de una falla arqueada bien definida con un borde estructural menos evidente, tal como es reproducido en modelos análogos (Kennedy *et al.* 2004).

La Ignimbrita Portezuelo está distribuida radialmente a partir del borde de la caldera, con los depósitos más distales a ~35 km de la misma. Estimaciones previas de su volumen son de 25 km³ (Germa *et al.* 2010) y 33 km³ (Llambías *et al.* 2010). Una estimación precisa de dicho volumen es problemática por diversas razones (ej: falta de información de la ignimbrita intra-caldera, espesores totales de las facies extra-caldera desconocidos en su mayor parte por no aflorar la base de la ignimbrita, siendo estos en general < 25 m, etc.). Sin embargo, se pueden realizar estimaciones de su volumen asumiendo que el volumen de colapso de la caldera corresponde al volumen de magma evacuado durante la erupción (Lipman 1984), y considerando diferentes valores de subsidencia. Si bien el volumen de colapso no se conoce con precisión (debido al desconocimiento del espesor de ignimbrita intra-caldera), se pueden realizar aproximaciones a dicho volumen asumiendo diferentes espesores de la ignimbrita intra-caldera (incluyendo el caso de la ausencia de facies intra-caldera). Estimaciones conservativas de dicho volumen rondan los 30 km³(DRE), mientras que otras estimaciones asumiendo un espesor razonable y significativo de ignimbrita intra-caldera (ej: 200 m), dan un volumen de 46 km³ (DRE).

La composición de la Ignimbrita Portezuelo es traquítica (Hernando *et al.* 2014b), y se distinguen tres tipos diferentes de clastos juveniles en base a su color, tamaño y forma, vesicularidad y cristalinidad: pómez/fiamme gris claro, pómez gris oscuro y juveniles negros (estos últimos presentan en ocasiones formas ameboidales que los distingue del resto de los clastos juveniles presentes e indican su naturaleza magmática). Los fenocristales presentes son plagioclasa ± feldespato alcalino + clinopiroxeno + biotita ± olivina + apatita y óxidos de Fe-Ti, variando de acuerdo a la posición estratigráfica dentro de la ignimbrita.

Las facies de la Ignimbrita Portezuelo son mayormente de lapilli-ceniza masivas (con algunas variaciones dependiendo de los componentes juveniles y/o gradaciones presentes), y en menor medida eutaxíticas, vitrofíricas o de ceniza masiva. No se han encontrado depósitos significativos correspondientes a una fase pliniana de caída. De acuerdo al esquema de correlación de los depósitos piroclásticos, la erupción comienza con la emisión de un solo tipo de clasto juvenil (gris claro). Estos depósitos afloran en el borde de la caldera, en donde la ignimbrita tiene su base expuesta y posee escaso espesor (< 10 m), y en sectores medios. Posteriormente, la composición de fragmentos juveniles se diversifica, primero con la aparición de juveniles negros, y luego se incorporan (en menor proporción que el resto) los pómez gris oscuro. La abundancia y tamaño de estos clastos juveniles varían según su posición lateral y vertical dentro de la ignimbrita.

La ausencia de depósitos de caída al comienzo de la erupción indica un colapso temprano de la columna eruptiva. La dominancia de facies de lapilli-ceniza masi-

vas indica una depositación a partir corrientes piroclásticas densas, en donde la cizalla está suprimida (Sulpizio *et al.* 2008). La facies de ceniza masiva se encuentra en el sector sur de la caldera por encima de depósitos piroclásticos masivos, y se interpreta como depósitos relacionados a la pluma co-ignimbritica con una zona de límite de flujo dominada por caída (Sulpizio *et al.* 2008).

La apertura de diversos conductos durante la erupción puede ser favorecida por el colapso del edificio volcánico. A su vez, la presencia de una población mixta de clastos juveniles dentro de la Ignimbrita puede ser debida al vaciamiento de la cámara mediante múltiples conductos, los cuales pueden evacuar porciones de la cámara con composiciones diferentes (*e.g.* Milner *et al.* 2003). La aparición de los clastos juveniles negros podría indicar entonces la apertura de diversos conductos que evacúan porciones diferentes de la cámara y el inicio del colapso, lo cual ocurre luego de la depositación de la ignimbrita con pómez gris claro. La presencia de un espesor significativo de depósitos asignados a la secuencia pre-colapso, sugeriría que la caldera del PayúnMatrú es del tipo *underpressure*, según la clasificación genética de calderas de Martí *et al.* (2009).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y. y Tchilinguirian, P. 2010. Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matrú volcanic field (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 29: 717-730.
- Hernando, I.R., Llambías E.J., González, P.D. y Sato, K. 2012. Volcanic stratigraphy and evidence of magma mixing in the Quaternary Payún Matrú volcano, andean backarc in western Argentina. *AndeanGeology*39(1): 158-179.
- Hernando, I.R., Aragón, E., Frei, R., González, P.D. y Spakman, W. 2014a. Constraints on the origin and evolution of magmas in the Payún Matrú Volcanic Field, Quaternary andean back-arc of western Argentina. *Journal of Petrology* 55(1): 209-239.
- Hernando, I.R., Franzese, J.R., Llambías, E.J. y Petrinovic, I.A. 2014b. Vent distribution in the Quaternary Payún Matrú Volcanic Field, western Argentina: Its relation to tectonics and crustal structures. *Tectonophysics* 622: 122-134.
- 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. 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 (35°–39°S latitude)*, Geological Society of America Special Paper 407: 19-60, Colorado.
- Kennedy, B., Stix, J., Vallance, J.W., Lavallée, Y. y Longpré, M. 2004. Controls on caldera structure: Results from analogue sandbox modelling. *GSA Bulletin* 116: 515-524.
- Llambías, E.J. 1966. Geología y petrología del volcán Payún-Matrú. *Acta Geológica Lilloana* 8: 265-315.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. y Hernando, I.R. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (2): 278–300.
- Lipman, P.W. 1984. The roots of ash flow calderas in western



- North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research* 89: 8801-8841.
- Lipman, P.W. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* 59: 198-218.
- Martí, J., Geyer, A. y Folch, A. 2009. A genetic classification of collapse calderas based on field studies, and analogue and theoretical modelling. En Thordarson, T., Self, S., Larsen, G., Rowland, S.K. y Hoskuldsson, A. (Eds.) *Studies in volcanology: The legacy of George Walker*. Geological Society, Special Publications of IAVCEI 2: 249-266, London.
- Milner, D.M., Cole, J.W. y Wood, C.P. 2003. Mamaku Ignimbrite: a caldera-forming ignimbrite erupted from a compositionally zoned magma chamber in Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 122: 243-264.
- Sulpizio, R., De Rosa, R. y Donato, P. 2008. The influence of variable topography on the depositional behavior of pyroclastic density currents: The examples of the Upper Pollara eruption (Salina Island, southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 175: 367-385.