

PETROGRAFÍA DE LAS IGNIMBRITAS DEL GRUPO CHOIYOI EN LA SIERRA DE VARELA, SAN LUIS, ARGENTINA

Amancay Martínez¹, Daniel Codega¹ y David Aguilera¹

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco 917, (5700), San Luis, Argentina.

INTRODUCCIÓN

En la provincia de San Luis, sector central de Argentina, existen tres subcuencas denominadas Beazley, Las Salinas y Mercedes. Estas cuencas corresponden a depocentros de rift elongados en sentido NO, que alojan sedimentos y rocas ígneas de edad triásica con espesores que varían entre 3500 m para la cuenca de Mercedes y 4000 m para las otras dos cuencas (Yrigoyen et al. 1989). Las rocas de la Formación Cerro Varela (Flores y Criado Roque 1972) constituyen los últimos asomos australes de la sierra de San Luis y forman parte del relleno de la cuenca de Beazley. Las riolitas triásicas que afloran en la sierra homónima, se disponen en cuevas asimétricas elongadas en dirección ONO que se encuentran marginadas por fallas normales de orientación general 290°-310° e inclinación 60°-70° NE (Costa et al. 1998). El sentido del movimiento de las fallas determinó una estructura tipo hemigraben con un borde activo en el sector occidental del mismo. Este esquema estructural refleja un ambiente extensional asociado a la formación de las cuencas de rift continentales de vasta extensión regional durante todo el Triásico. Por su litología, edad y contexto regional, las rocas de la Formación Cerro Varela integran el magmatismo gondwánico del Grupo Choiyoi Permo-Triásico de amplia distribución en la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan (Martínez y Giambiagi 2009). Cabe destacar que la presencia de unidades volcánicas triásicas en una situación tan oriental dentro del antepaís con respecto a la cordillera andina, es de gran importancia ya que son escasas las evidencias de manifestaciones gondwánicas en la sierra grande de San Luis.

PETROGRAFÍA DE LAS FACIES PIROCLÁSTICAS

La Formación Cerro Varela integrada en su mayor parte por depósitos ignimbríticos y escasas tobas, se ubica por encima del basamento cristalino cámbrico en forma discordante y es cubierta por sedimentos cretácicos de la Fm. Lagarcito. Costa et al. (1998) realizaron dataciones radiométricas sobre rocas volcánicas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ arrojando edades de $239,83 \pm 0,61$ Ma y $239,95 \pm 0,58$ Ma cuya asignación cronológica corresponde al Triásico Medio (Anisiano) (ISC 2009). Las unidades estudiadas se alojan en el perfil "El Sampalito" (Codega 2005) y se hicieron mediciones con báculo que arrojaron un espesor de 102 metros. En los afloramientos los mantos ignimbríticos presentan una estratificación grosera definida por la textura eutaxítica que se manifiesta por la aparición de bancos de diferente espesor y color (Figuras 1a y b). También es muy importante la presencia de disyunción columnar en ciertos sectores del depósito donde la soldadura es extrema. Texturalmente son rocas macizas, bien consolidadas con variados tonos de rojos, morados, rosados, anaranjados y blanquecinos. Siempre presentan textura porfiroclástica donde los componentes están sumergidos en una matriz afanítica. A continuación se describen en detalle las unidades reconocidas y analizadas.

IGNIMBRITA SOLDADA CRISTALINA DE COMPOSICIÓN FENO-RIOLÍTICA

Las rocas estudiadas al microscopio presentan textura porfiroclástica formada por fenoclastos de cuarzo y sanidina dentro en una matriz eutaxítica, microgranosa y felsítica (Figuras 1c, d y e). Relación matriz/componentes es de 30%/70%. Los cristaloclastos de cuarzo (10%) se presentan subhedrales, están fracturados y engolfados con bordes de reacción con la matriz. Las fracturas se encuentran rellenas por óxidos de hierro y algunos preservados euhedrales. La sanidina (5%) es subhedral y presenta la macla de dos individuos de Carlsbad. Se encuentra fresca y con fracturamiento. La biotita (10%) se observa subhedral con marcado pleocroísmo de incoloro a castaño, con minerales opacos dentro de los planos de clivaje. Los minerales opacos (10%) son anhedrales dispersos por la matriz o bien asociados a zircones euhedrales (5%) y a los cristales de biotita. Se reconocen dos tipos de litoclastos juveniles: unos son rojos redondeados (20%) junto a los zircones y biotitas. Los otros son felsíticos (15%) incoloros y redondeados

con texturas microgranosas por la desvitrificación del vidrio ácido. Los vitroclastos (20%) están integrados por pómez aplastadas, transformadas a un agregado de cuarzo y feldespatos, que en algunos casos desarrollaron un mayor tamaño de grano y un aspecto euhedral junto a sericita y carbonatos como alteración. En los bordes de la pómez pueden crecer los cristales de manera perpendicular generando texturas axiolíticas o bien texturas esferulíticas. La pómez por la compactación pueden presentar gran longitud y escaso espesor. La matriz presenta como principal textura la eutaxítica además de la microgranosa felsítica, se observa teñida por óxidos de hierro y con pequeños minerales opacos, que delinean un bandeamiento subparalelo que se acomoda al contorno cristalino.

IGNIMBRITA POCO SOLDADA CRISTALINA DE COMPOSICIÓN FENO-RIOLÍTICA

Las rocas al microscopio presentan textura porfiroclástica formada por fenoclastos de cuarzo y sanidina dentro en una matriz microgranosa y felsítica donde se observan los contornos de trizas preservadas sin deformación (Figura 1f). Relación matriz/componentes es de 40%/60%. Los cristaloclastos de cuarzo (10%) se presentan anhedrales, están fracturados y engolfados con borde de reacción con la matriz. La sanidina (5%) es subhedral, presenta la macla de dos individuos de Carlsbad y borde de reacción con la matriz. Se encuentra fresca y algo de fracturamiento. La plagioclasa (5%) es subhedral, con macla polisintética, fresca y con bordes de reacción con la matriz. La biotita (15%) se observa subhedral con leve pleocroismo de incoloro a castaño claro por la pérdida de hierro. Los minerales opacos (5%) son subhedrales dispersos por la matriz o bien asociados a zircones subhedrales prismáticos (5%). Se reconocen dos tipos de litoclastos juveniles: unos son rojos redondeados (20%) con cristaloclastos de cuarzo rotos por donde penetra la matriz. Los otros son felsíticos (15%) con coloraciones más claras y redondeados con texturas eutaxítica con fluidalidad y microgranosa por la desvitrificación del vidrio ácido. Los vitroclastos (20%) están integrados por pómez aplastadas, transformación a un agregado de cuarzo y feldespatos en textura esferulítica y axiolítica y que presentan una intensa coloración roja por los óxidos de hierro tan abundantes. Pueden mostrar un delgado espesor por la compactación, contener cristales euhedrales preservados de cuarzo en su interior, alteración moderada a sericita y fracturas por donde penetra la matriz. La matriz presenta textura microgranosa felsítica donde pueden reconocerse las abundantes trizas preservadas con muy escasa compactación, donde los agregados finos de minerales opacos permiten reconocer sus típicas formas en Y (Figura 1f).

INTERPRETACIÓN DE LA GÉNESIS DE LAS FACIES PIROCLÁSTICAS

Las facies piroclásticas analizadas correspondientes a la Formación Cerro Varela fueron formadas a partir de una erupción explosiva de alta energía, donde el depósito ignimbrítico se habría formado a partir del colapso de una columna eruptiva como el principal mecanismo de generación. El desmoronamiento tiene lugar cuando la densidad efectiva de la columna eruptiva es mayor que la de la atmósfera, produciéndose el colapso y la consecuente formación de los grandes flujos piroclásticos, vinculados a un ambiente de calderas. Dichos flujos están compuestos por piroclastos magmáticos juveniles derivados de la desintegración del magma, tales como pómez, trizas, cristales y líticos. El depósito piroclástico se empobrece en cenizas por el movimiento vigoroso del gas durante el avance del flujo. Este fenómeno conocido como elutriación de finos produce la concentración de los componentes en los niveles superiores durante el avance del flujo piroclástico, lo que provoca que los depósitos ignimbríticos posean una alta concentración de componentes. También si el magma tuviera en su composición original una gran cantidad de cristales primarios debido a algún proceso de diferenciación magmática, se pueden generar ignimbritas cristalinas. La deformación plástica en caliente de los piroclastos juveniles, tales como pómez y trizas, constituye la soldadura del depósito, generada luego del emplazamiento y a partir de la eliminación de los poros convirtiendo al agregado friable en una roca coherente y densa parecida a una lava: una ignimbrita soldada. Dicha compactación genera una “estratificación” paralela definida por pómez aplastadas que se convierten en fiammes que junto a las trizas constituyen la textura eutaxítica. El origen de esta textura estaría vinculado con la compactación a altas temperaturas (500-650° C) que sufre el depósito. Este proceso genera que estas rocas sean ignimbritas de muy alto grado por lo denso del soldamiento, resultando así muy similares a lavas coherentes sin evidencias a simple vista del evento piroclástico. En la zona de estudio las ignimbritas presentan un grado de soldadura variable entre muy soldado y poco soldado, determinado en función de la

preservación de pómez y trizas. La devitrificación del vidrio de composición ácida a altas temperaturas es típica de estas rocas. Este fenómeno se asocia a la nucleación y crecimiento de cristales a temperaturas subsolidus, por la inestabilidad termodinámica del vidrio que es reemplazado por un fino agregado de feldespato alcalino y cuarzo generando por ejemplo esferulitas. Los depósitos piroclásticos no soldados se encuentran en forma conspicua, lo que se interpreta como producto de la combinación de los procesos de erosión donde se preserva la parte central soldada de los flujos piroclásticos, más resistentes que el resto de los depósitos volcánicos.

EL GRUPO CHOIYOI Y EL MARGEN OCCIDENTAL DEL GONDWANA

El magmatismo gondwánico del Grupo Choiyoi se desarrolló sobre el arco de los Gondwanides de Keidel (1916) o cinturón orogénico de Samfrau (acrónimo de Sudamérica, África y Australia) de du Toit (1937). Dicha faja coincide con una anisotropía litosférica asociada a la sutura generada por las reiteradas colisiones de varios terrenos alóctonos ocurridas durante el Paleozoico Inferior contra el proto-margen del Gondwana (Kay et al. 1989). Cabe mencionar que Varela et al. (2008) encuentran indicios del evento gondwánico en las Sierras Pampeanas de Córdoba, más concretamente reconocen el evento compresivo previo al magmatismo gondwánico del Grupo Choiyoi denominada Fase Orogénica San Rafael, reconocida también en el bloque de San Rafael, bloque de Chadileuvú, López Lecube y sierra de la Ventana. La zona de debilidad coincidente con el cinturón orogénico de los Gondwanides favoreció la salida a superficie de grandes volúmenes magmáticos del Grupo Choiyoi, cubriendo los terrenos exóticos amalgamados. La formación del supercontinente Pangea, llevó aparejada perturbaciones termales del manto, que produjeron tanto el subplacado basáltico responsable de la fusión cortical, así como la generación de un magmatismo ácido de gran extensión areal. La fusión cortical reinante se confinó a la franja de terrenos exóticos donde la corteza caliente y joven era más fácil de fundir que las regiones cratónicas frías. Los basaltos se valieron de las fracturas para su ascenso a superficie, los que marcaron el inicio de la ruptura entre África y Antártida para el Jurásico Medio. La estabilidad del supercontinente Pangea duró menos de 70 Ma, edad a partir de la cual comenzaron los fenómenos de *rifting* que terminaron con su desmembramiento final. Este magmatismo gondwánico tuvo su desarrollo en el Perú con el Grupo Mitu de edad permo-triásica, que dio paso hacia el Sur al Grupo Choiyoi con una extensión de 200.000 km² y éste al Chon Aike jurásico que se extiende desde la Patagonia y hasta la Antártida Peninsular a lo largo de una superficie de 235.000 km². También en los Montes Ellsworth-Withmore de la Antártida Peninsular y en la provincia Nueva Inglaterra en la costa Este de Australia afloran unidades equiparables con la Formación Cerro Varela de la Sierra de San Luis.

REFERENCIAS

- Costa C. H., Gardini, C. E. y Schmidt, C. J. 1998. Dataciones ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), provincia de San Luis. Nota Breve. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (2): 282-285.
- Codega, D. 2005. Geología del sector austral de la sierra de Varela, provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad Nacional de San Luis. (Inédito). 133 pp.
- du Toit, A. L. 1937. Our wandering continents. Oliver and Boyd. 366 ppto Jurassic silicio magmatism at the Gonwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? Geology, 17, 324-328.
- Flores, M. A. y Criado Roque, P. 1972. Cuenca de San Luis. En: Geología Regional Argentina (A. F. Leanza Ed.). Academia Nacional de Ciencias, 567-579. Córdoba.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicio magmatism at the Gonwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? Geology, 17: 324-328.
- Keidel, J. 1916. La geología de las sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud África y los Andes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, 4 (3): 1-78.
- Martínez, A. y Giambiagi, L., 2009. El ciclo magmático gondwánico del Grupo Choiyoi en el cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. XII Congreso Geológico Chileno. Actas en CD. Santiago.
- Varela, R., Basei, M. y Sato, A. M. 2008. Granitoides famatinianos y gondwánicos en Sierra Grande. Nuevas edades radiométricas método U/Pb. XVII Congreso Geológico Argentino: 914-915. Jujuy.
- Yrigoyen, M. R., Ortiz, A. y Manoni, R. 1989. Cuencas sedimentarias de San Luis. Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán. Correlación Geológica, Serie 6: 203-220.

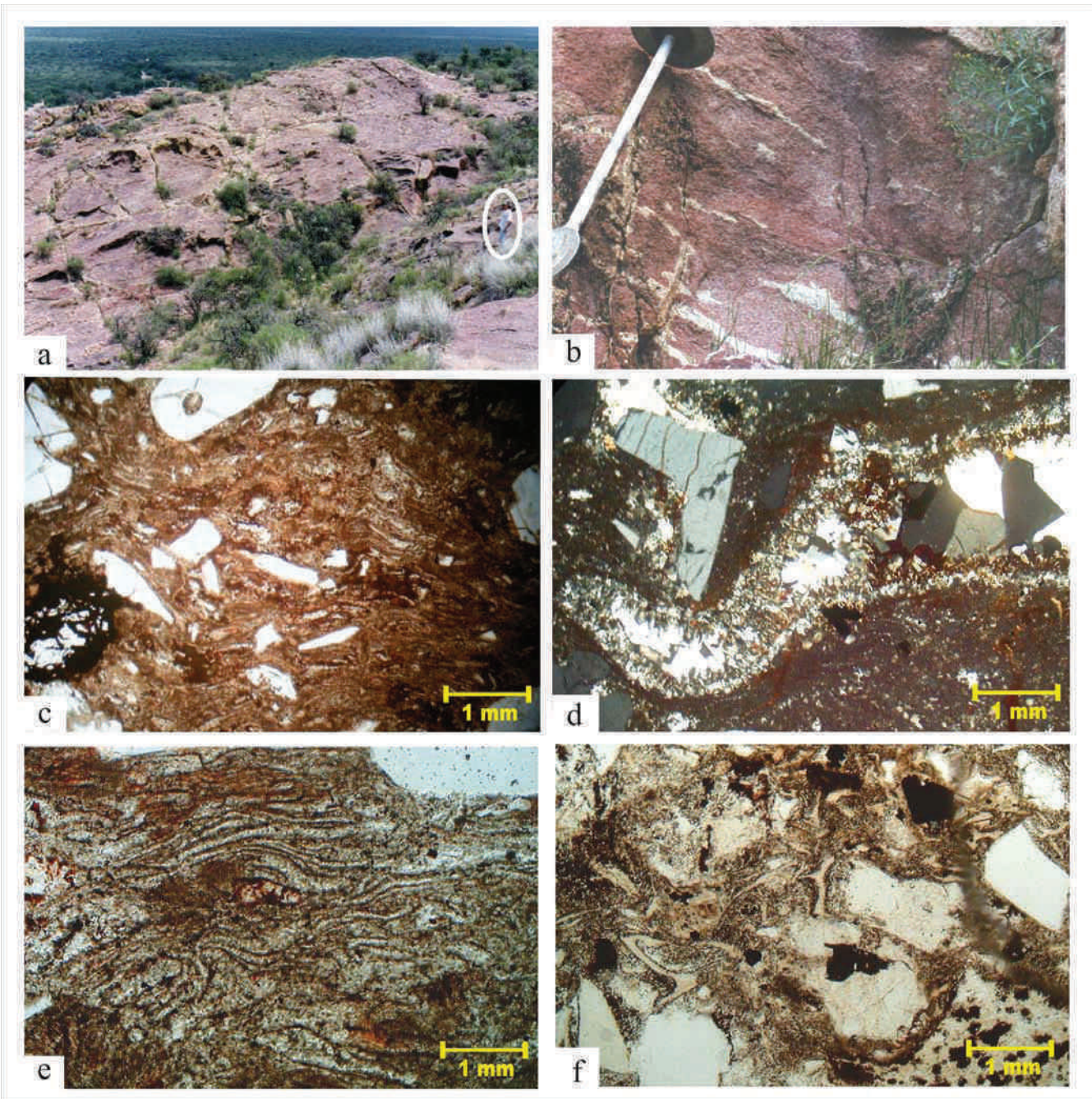


Figura 1. Fotografías de los afloramientos y cortes delgados de la Formación Cerro Varela del Grupo Choiyoi. a) Aspecto general de los afloramientos de los depósitos ignimbríticos. En el óvalo blanco una persona como escala. b) Detalle de la textura eutaxítica de los depósitos piroclásticos definida por intercalación de bandas de diferentes colores. c) Cristaloclastos de cuarzo y litoclastos sumergidos dentro de una matriz rojiza con desarrollo de la textura eutaxítica. NP. 5x. d) Vitroclastos de pómez elongada y deformada, desvitrificada a un agregado de cuarzo y feldespato con desarrollo de texturas microgranosa y axiolítica. NC. 5x. e) Detalle de la textura eutaxítica reconocible por una mayor cantidad de pequeños minerales opacos que permiten reconocer las diferentes bandas plegadas. NP. 5x. f) Cristaloclastos y litoclastos sumergidos dentro de una matriz conformada de trizas preservadas y sin deformar con sus típicas formas en Y. NP. 5x.