

COMUNICACIÓN

ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LAS FACIES PIROCLÁSTICAS DE LA FORMACIÓN CERRO VARELA EN EL SUR DE LA SIERRA DE SAN LUIS

Amancay N. MARTÍNEZ¹, Daniel CODEGA¹, David AGUILERA¹

¹ Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, San Luis.
E-mails: amartinez@unsl.edu.ar, dcodega@unsl.edu.ar, adavid@unsl.edu.ar

RESUMEN

En la provincia de San Luis, existen tres sub-cuencas denominadas Las Salinas, Beazley y Mercedes. Estas cuencas corresponden a depocentros de *rift* elongados en sentido NO, que alojan rocas ígneas de edad triásica con espesores que llegan hasta los 4.000 metros. Las rocas ígneas de la Formación Cerro Varela forman parte del cerro homónimo que constituye los últimos asomos australes de la sierra de San Luis. Las riolitas triásicas que afloran en la sierra de Varela se disponen dentro de un esquema estructural extensional asociado a la formación de cuencas de tipo *rift*. Las unidades analizadas de la Formación Cerro Varela están compuestas por tobas cristalinas tanto de alto grado como de bajo grado de soldadura, de composición riolítica e interpretadas como depósitos originados por flujos piroclásticos. Por su litología, edad y contexto regional, las rocas de la Formación Cerro Varela integran el magmatismo gondwánico del Grupo Choiyoi de edad permo-triásica de la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan.

Palabras clave: *Gondwana, Grupo Choiyoi, San Luis, magmatismo permo-triásico.*

ABSTRACT: *Petrographic study of the pyroclastic facies of the Cerro Varela Formation in the south of the Sierra de San Luis.* In the San Luis province, there are three sub-basins called Las Salinas, Beazley and Mercedes. These basins correspond to elongated rift depocenter with a NO orientation that host Triassic igneous rocks with thicknesses that reach 4,000 meters. The igneous rocks from Cerro Varela Formation, part of the homonym hill, is the last vestige of the southern Sierra San Luis. The Triassic rhyolites that crop up in the sierra de Varela, are placed within a structural pattern associated with the formation of extensional basins. Crystal tuffs of Cerro Varela are corresponds to tuffs with high and low degree of welding, of rhyolitic composition and interpreted as pyroclastic deposits. For its lithology, age and regional context, the rocks of the Cerro Varela Formation integrate the Gondwanic magmatism of Permo-Triassic age, related to the Choiyoi Group of the Cordillera Frontal of Mendoza and San Juan.

Keywords: *Gondwana, Choiyoi Group, San Luis, permo-triassic magmatism.*

INTRODUCCIÓN

La sierra de San Luis forma parte del sistema de las Sierras Pampeanas caracterizado por la presencia de un basamento estructurado en bloques que forma sistemas serranos de orientación meridiana. Existe al sur de la provincia de San Luis una amplia zona deprimida constituida por las cuencas extensionales de Mercedes, Las Salinas y de Beazley elongadas en dirección NO y que alojan en su interior gran cantidad de sedimentos. La cuenca de Beazley ostenta un relleno sedimentario de 4.000 metros de potencia con una estructuración profunda de grandes bloques de basamento fallados tensional-

mente y que por la acción de la tectónica andina ascendieron a superficie núcleos de basamento cristalino y de rocas volcánicas triásicas tal como ocurre en la sierra de Varela (Yrigoyen *et al.* 1989).

El objetivo del presente trabajo es caracterizar de manera petrográfica y genética a las unidades agrupadas bajo el nombre de Formación Cerro Varela, que por su litología, edad y contexto regional integran el magmatismo gondwánico de edad permo-triásica del Grupo Choiyoi.

GEOLOGÍA REGIONAL

El área de trabajo se encuentra circunscripta al ámbito de la cuenca de Beazley

en sus sectores marginales. La sierra de Varela junto a las otras serranías menores tales como Charlone-Alto del Pozo Peje-cerrillo de las Salinas (Criado Roque *et al.* 1981), representan el límite entre las cuencas de Beazley y la de Mercedes. Estos depocentros se encuentran separados por la llamada dorsal de San Pedro, elemento positivo del subsuelo que se extiende desde El Gigante hasta villa General Roca con rumbo N70°E y que es paralelo a la megatrazza regional que segmentan a las Sierras Pampeanas. Al igual que las otras cuencas triásicas del oeste argentino, la cuenca de Beazley se encuentra limitada por importantes sistemas de fallas que tuvieron distinto grado de actividad du-

rante el desarrollo de los rellenos sedimentarios. Desde el punto de vista genético Charrier (1979) y Uliana y Biddle (1988) sostienen que luego de un régimen compresional a finales del Paleozoico se implantó en el margen oeste del Gondwana un proceso extensional con reactivación de fallas paleozoicas que llevaron a la formación de las cuencas sedimentarias triásicas de tipo *rift* (Legarreta y Gulisano 1989, Uliana *et al.* 1989, Ramos y Kay 1991, Tankard *et al.* 1995). Ramos y Kay (1991) consideraron que se trata de cuencas de *riffts* limitadas por lineamientos tectónicos de primer orden que se asocian con las suturas originadas por la acreción de sucesivos terrenos como ser Cuyania y Chilena al margen del Gondwana. Por lo tanto los hemigrábenes de Ischigualasto-Ischichuca-Villa Unión, como su prolongación austral Marayes-Las Salinas-Beazley constituyen depocentros angostos y elongados ubicados al este de la megafactura de Valle Fértil (Spalletti 1999).

GEOLOGÍA LOCAL

Según Flores y Criado Roque (1972), el límite norte de la cuenca de Beazley coincide con la dorsal de San Pedro, el sur con la dorsal Alvear-Cerro Varela y en dirección este-oeste se extiende desde el sector sur de la sierra de San Luis hasta el río Desaguadero. Su geometría superficial es romboidal y su extensión areal alcanza los 4.000 kilómetros cuadrados. La cuenca de Beazley, rellena de sedimentos de dominio continental, se halla vinculada regional y cronológicamente al ciclo gondwánico del Grupo Choiyoi manifestado en los depósitos volcánicos de la Formación Cerro Varela. Esta cuenca inicia su desarrollo con posterioridad al clímax de actividad magmática, por lo que los primeros rellenos sedimentarios son coincidentes con las últimas manifestaciones de ese volcanismo (Spalletti 1999, Martínez 2005). Esto se ve reflejado en la aparición de rocas piroclásticas y volcánicas entre los primeros términos sedimentarios triásicos que están dispues-

tos en cuevas asimétricas elongadas en dirección ONO y que se encuentran marginadas por fallas normales de orientación general 290°-310° e inclinación 60°-70° NE (Costa *et al.* 1998) (Fig. 1a).

La sierra de Varela cubre una superficie aproximada de 56 km², elongada en dirección N-S. Su perfil topográfico transversal a esa posición es notoriamente asimétrico, donde la ladera occidental constituye la escarpa de falla y frente de levantamiento serrano. La unidad más antigua de la comarca está integrada por migmatitas y gneises del Precámbrico-Paleozoico inferior que constituyen el basamento de la sierra de Varela (Costa *et al.* 2001). La unidad litoestratigráfica siguiente en edad es la denominada Formación Cerro Varela (Flores y Criado Roque 1972), que se ubica por encima del basamento en forma discordante y está integrada en su mayor parte por depósitos generados por flujos piroclásticos. Costa *et al.* (1998) realizaron dataciones radimétricas sobre las rocas volcánicas de la Formación Cerro Varela por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar que arrojaron edades de 239,83 ± 0,61 Ma y 239,95 ± 0,58 Ma cuya asignación cronológica corresponde al Triásico Medio (Anisiano). Por encima se encuentra la Formación Lagarcito (Flores 1969) integrada por sedimentitas de ambiente fluvial y eólico asignadas al Cretácico Superior (Costa *et al.* 2001) y que cubren en discordancia erosiva y angular a la Formación Cerro Varela (Fig. 1a).

PETROGRAFÍA DE LA FORMACIÓN CERRO VARELA

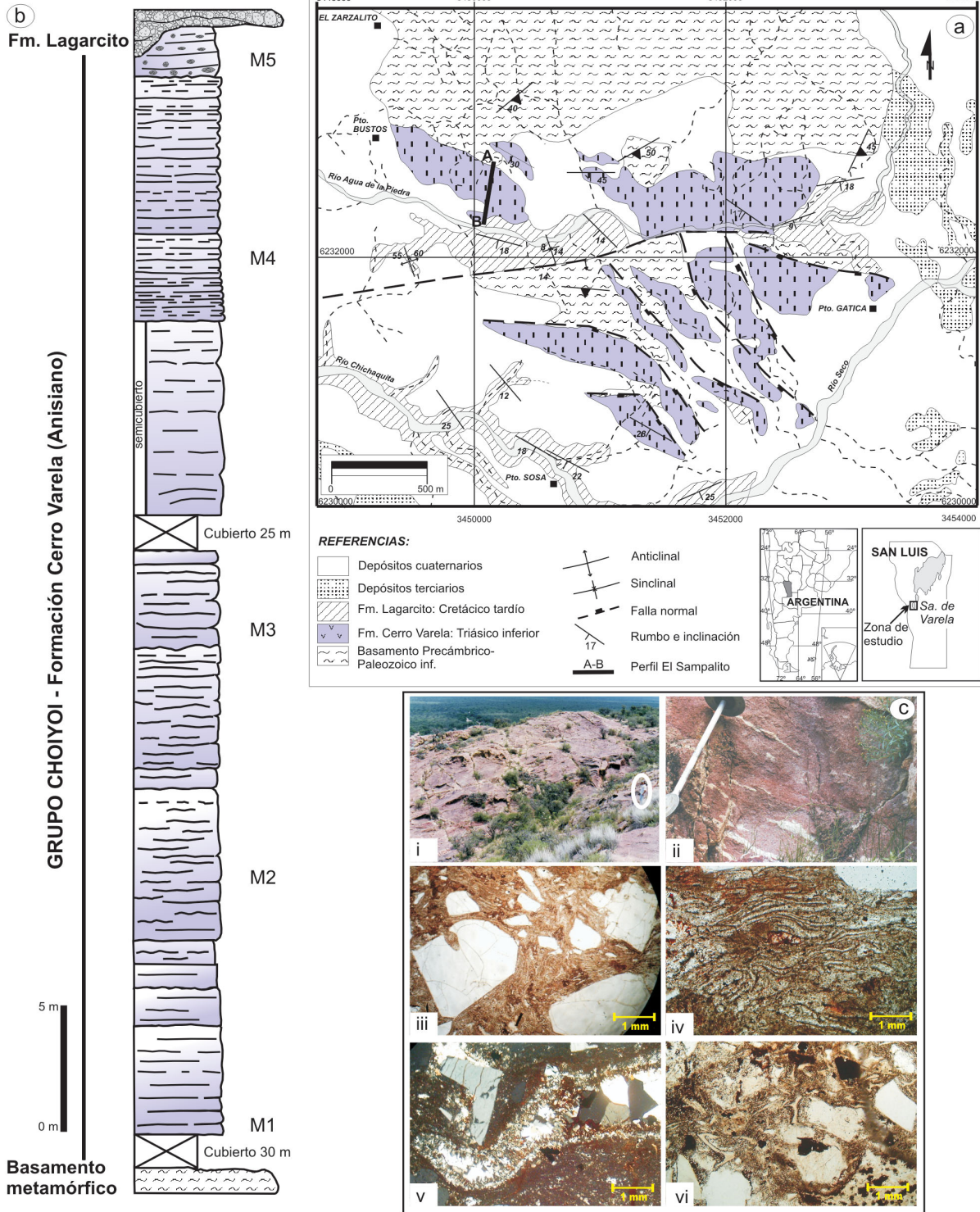
Perfil El Sampalito

El perfil El Sampalito (Fig. 1b) fue levantado por Codega (2005), siendo las coordenadas de la base: Y: 3450034, X: 6232835 y del techo: Y: 3450178, X: 6232305. Se eligió este sector pues aquí pudieron ser observadas las relaciones de yacencia estratigráficas de base y techo. Se hicieron mediciones con báculo que arrojaron un espesor de 100 metros de los cuales solo la mitad se encuentra bien expuesta. Se estudiaron muestras tomadas a los 31 (M1),

40 (M2), 55 (M3), 90 (M4) y 98 (M5) metros desde la base del perfil (Fig. 1b). El mismo comienza con mantos tobáceos que se apoyan sobre un basamento cristalino. Los mantos tobáceos presentan textura eutaxítica que se manifiesta por la superposición de bancos de diferente espesor y color (Figs. 1c i y ii), donde sus características texturales y composicionales son muy similares entre los diferentes pulsos piroclásticos. También es importante destacar la presencia de disyunción columnar en ciertos sectores del depósito donde la soldadura es extrema. Textualmente son rocas macizas, bien consolidadas con variados tonos de rojos, morados, rosados, anaranjados y blanquecinos. Presentan textura porfiroclástica y eutaxítica con cristaloclastos de cuarzo y sanidina inmersos en una matriz afanítica. En algunos paquetes pueden reconocerse fragmentos pumíceos blanquecinos. Hacia el techo del perfil se observan tobas no soldadas de color morado claro, de textura porfiroclástica y matriz afanítica con piroclastos pumíceos sin deformación. Sobre ellas conglomerados correspondientes a la Formación Lagarcito con clastos provenientes de las tobas basales. A continuación se describen en detalle las unidades reconocidas.

Toba cristalina soldada de composición riolítica:

Este tipo de roca constituyen la mayor parte del perfil, donde los fenocomponentes están representados por fragmentos pumíceos, litoclastos y cristaloclastos de cuarzo y sanidina inmersos en una matriz eutaxítica microgranosa, felsítica y granofírica (Figs. 1c iii y iv). La relación matriz/componentes es de 40%/60%. La fracción cristaloclástica está integrada por cristaloclastos subhedrales a anhedrales de cuarzo (20%) fracturados y engolfados con un borde de reacción con la matriz. Las fracturas se encuentran rellenas por óxidos de hierro. La sanidina (10%) es subhedral y presenta la típica macla de Carlsbad. Se encuentra fresca y presenta un reborde de reacción con la matriz. Muestra fracturas rellenas por óxidos de hierro. Los minerales opacos (10%) son subhedrales a anhedrales dispersos por la



matriz o bien asociados a zircones subhedrales (5%). Los vitroclastos (20%) están representados por pómez aplastados, con un reborde de óxidos de hierro y con cristales euhedrales de cuarzo y de minerales opacos en su interior. La desvitrificación se reconoce en las texturas granofílica felsítica y se observan parches de carbonatos como respuesta a eventos de origen secundario. Algunas pómez presentan textura axiolítica (Fig. 1c v) con un crecimiento más desarrollado perpendicular a la pared de cristales de cuarzo y feldespato potásico con leve alteración a arcillas. En cuanto a los litoclastos juveniles cognatos se reconocen de dos tipos: los felsíticos (15%) subredondeados, muestran claras evidencias de una composición ácida y presentan texturas de desvitrificación del tipo microgranosa y eutaxítica. Los otros líticos son rojos y redondeados (20%) con abundantes cantidades de óxidos de hierro, con zircones subhedrales y algunas biotitas en su interior.

La matriz presenta como principal textura la eutaxítica con trizas deformadas aún reconocibles, que se acomodan al contorno de los cristaloclastos y con óxidos de hierro que delimitan sus contornos (Fig. 1c iv). Las trizas están desvitrificadas a texturas microgranosa, felsítica, granofílica y esferulítica. La matriz se encuentra teñida por óxidos de hierro y está compuesta por pequeños cúmulos de minerales opacos en su interior.

Las facies piroclásticas sobre la base del tamaño de los componentes y de las cantidades de litoclastos, vitroclastos y cristaloclastos, corresponden a una toba cristalina de composición riolítica (M1 a M4) (Schmid 1981) que por encontrarse trizas deformadas se deduce su alto grado de soldadura.

Toba cristalina no soldada de composición riolítica: A los 98 metros de la base del perfil y con un grado de soldadura menor, pueden reconocerse mantos tobáceos con características texturales que revelan ese bajo grado mediante trizas y fragmentos pumíceos preservados casi sin deformación ni compactación (Fig. 1c vi). Las trizas sin orientación presentes en la matriz

muestran una escasa desvitrificación y se encuentran asociadas a algunos minerales opacos.

La relación matriz/componentes es de 40%/60%. Los fenocomponentes están representados por fragmentos pumíceos, litoclastos y cristaloclastos de cuarzo, sanidina y plagioclasa. La fracción cristaloclastica está integrada por fragmentos angulosos a subangulosos de cuarzo (20%), límpidos y sin reacción con la matriz. Los cristaloclastos de sanidina (10%) se muestran euhedrales y frescos y la plagioclasa subhedral presenta leve alteración. Los minerales opacos (10%) son subhedrales a anhedrales dispersos o bien asociados a zircones subhedrales (5%). Los vitroclastos (30%) tienen formas irregulares, coloraciones pardas, cristales euhedrales alojados en su interior y textura esferulítica de desvitrificación. También en menor proporción se observan algunos litoclastos (25%) accidentales de rocas graníticas del basamento.

Las facies piroclásticas sobre la base del tamaño de los componentes y de las cantidades de litoclastos, vitroclastos y cristaloclastos, corresponden a una toba cristalina de composición riolítica (M5) (Schmid 1981), que por encontrarse las trizas preservadas se deduce su bajo grado de soldadura.

DISCUSIÓN

Del análisis del perfil y de las relaciones de campo se podría inferir que los primeros 90 metros aproximadamente corresponden a la depositación de varias unidades de flujo individuales con un alto grado de soldadura y con una coherencia similar a la de los flujos lávicos, dado por altas condiciones de temperatura. El último tramo del perfil muestra un menor grado de soldamiento reflejado en las trizas y fragmentos pumíceos preservados y sin deformación, típicos de flujos piroclásticos más fríos. Las facies piroclásticas analizadas fueron formadas a partir de una erupción explosiva de alta energía, donde el depósito ignimbrítico se habría formado a partir del colapso de una co-

lumna eruptiva como el principal mecanismo de generación (Freundt *et al.* 2000). 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 caldera. El depósito piroclástico se empobrece en material fino por el movimiento vigoroso del gas durante el avance del flujo. Este fenómeno conocido como elutriación de finos produce la concentración de los fenocomponentes en los niveles superiores durante el avance del flujo piroclástico (Carey y Bursik 2000), lo que provoca que los depósitos tobáceos posean una alta concentración de fenocomponentes, como ser de cristaloclastos en este caso, lo que genera tobas cristalinas. Las unidades estudiadas presentan similitudes con los últimos estadios del magmatismo del Grupo Choiyoi del Pérmico tardío-Triásico tardío, que podrían corresponderse con la sección superior definida para la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan (Llambías *et al.* 1993, Martínez 2004). Durante este lapso de tiempo, comenzaron a desarrollarse las cuencas de *rift* que fueron rellenándose con sedimentos continentales y material piroclástico provenientes de un volcanismo coetáneo. La génesis de estas rocas estaría asociada a un ambiente extensional, anhidro, anorogénico y alcalino vinculado a una cuña astenosférica deshidratada, deducido por la ausencia de minerales hidratados tales como la biotita y el anfíbol, lo que denota magmas secos. La extensión generalizada fue el principal mecanismo que rigió el ascenso de estos magmas, característica reconocible para este tipo de rocas, tanto en su petrografía como geoquímica (Martínez 2004).

CONCLUSIONES

En la porción sur de la provincia de San Luis, existe en subsuelo un depocentro de *rift* elongado denominado cuenca de Beazley, que aloja rocas ígneas de edad triásica. En íntima relación con esta cuen-

ca se encuentra la sierra de Varela que alberga rocas de la Formación Cerro Varela que constituyen los últimos asomos australes de la sierra de San Luis. Las unidades volcánicas triásicas que allí afloran y que fueron motivo de estudio, están compuestas por depósitos originados por flujos piroclásticos de composición riolítica del tipo tobas cristalinas con grados variables de soldadura. Por su litología, edad y contexto regional, las rocas que integran la Formación Cerro Varela pueden correlacionarse con la sección superior del magmatismo gondwánico del Grupo Choiyoi Permo-Triásico de la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan. Cabe destacar que son escasas las evidencias de manifestaciones gondwánicas tan orientales y dentro de las Sierras Pampeanas de San Luis, por lo que las dimensiones del evento ígneo son mucho mayores debido a un importante desarrollo en el subsuelo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado dentro del marco del proyecto N° 30210 “*El magmatismo permo-triásico del Grupo Choiyoi en la provincia de San Luis, Argentina*” de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la FCFMyN, Universidad Nacional de San Luis. Al Dr. Carlos Costa por facilitarme una publicación de su autoría. A los árbitros Dra. Patricia Sruoga y anónimo por los tan oportunos comentarios que sirvieron para mejorar este manuscrito, al igual que las acertadas acotaciones realizadas por los editores de la revista.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Carey, S.N. y Bursik, M. 2000. Volcanic plume. En Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, 527-544, New York.

Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26: 1-37

Codega, D. 2005. Geología del sector austral de la sierra de Varela, provincia de San Luis. Trabajo final de licenciatura, Universidad Nacio-

- nal de San Luis, (inédito), 146 p., San Luis.
- Costa C.H., Gardini, C.E. y Schmidt, C.J. 1998. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(2): 282-285.
- Costa C. H., Gardini, C.E., Chiesa, J.O., Ortiz Suárez, A.E., Ojeda, G.E., Rivarola, D.L., Tognelli, G.C., Strasser, E.N., Carugno Durán, A.O., Morla, P.N., Guerstein, P.G., Sales D.A. y Vinciguerra, H.M. 2001. Hoja Geológica 3366-III, San Luis. Provincias de San Luis y Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 293, 67 p., Buenos Aires.
- Criado Roque, P., Mombrú, C. y Ramos, V. 1981. Estructura e interpretación tectónica. En Yrigoyen, M. (ed.) *Geología de la Provincia de San Luis*, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 155-192, San Luis.
- Flores, M. 1969. El Bolsón de las Salinas de la Provincia de San Luis. 4° Jornadas Geológicas Argentinas 1: 311-327, Buenos Aires.
- Flores, M.A. y Criado Roque, P. 1972. Cuenca de San Luis. En Leanza A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 567-579, Córdoba.
- Freundt, A., Wilson, C.J.N. y Carey, S.N. 2000. Ignimbrites and block and ash flow deposits. En Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, 581-599, New York.
- Legarreta L. y Gulisano C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En Chebli G. y L. Spalletti (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-243.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. En Ramos V.A. (ed.) 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Relatorio 1(6): 53-64, Mendoza.
- Martínez, A.N. 2004. Secuencias volcánicas permo-triásicas de los cordones del Portillo y del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza: su interpretación tectónica. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédito), 275 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1991. Triassic Rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, Central Argentina, Andean magmatism and its tectonics setting. En Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (eds.) *Geological Society of America, Special Paper* 265: 79-91.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9: 41-43.
- Spalletti, L. 1999. Cuencas triásicas del oeste argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica* 32(1-2): 29-50.
- Tankard, A.J., Uliana, M. A., Welsink, H. J., Ramos, V.A., Turic, M., França, A. B., Milani, E. J., Brito Neves, B. B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., Wiens, F., Cirbián, M., López Paulsen, O., Germs, G. J. B., De Wit, M. J., Machacha, T. y Miller, R. 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En Tankard, A.J., Suarez, R. y H. J. Welsink (eds.), *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 62: 5-52.
- Uliana, M. y Biddle K. 1988. Mesozoic Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18: 172-190.
- Uliana, M., Biddle, K. y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En Tankard A.J. y H. Balkwill (eds.) *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 46: 599-614.
- Yrigoyen, M. R., Ortiz, A. y Manoni, R. 1989. Cuencas sedimentarias de San Luis. En Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. *Correlación Geológica Serie* 6: 203-220.

Recibido: 8 de febrero, 2010

Aceptado: 19 de octubre, 2010