

Interpretación de la sucesión volcániclaística del Grupo Choiyoi en la quebrada de Santa Elena, Precordillera de Mendoza

Leonardo STRAZZERE y Daniel A. GREGORI

Cátedra de Geología Argentina, Universidad Nacional del Sur y CONICET, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.

Email: lsterazze@uns.edu.ar; usgregor@criba.edu.ar

RESUMEN. En las quebradas de Santa Elena y del Telégrafo, Uspallata, Precordillera mendocina, fueron descritas rocas volcánicas de edad permotriásica, asignadas al Grupo Choiyoi. En este sector el grupo está representado por una secuencia volcánica, formada a partir de varios eventos piroclásticos de diferente magnitud, sucedidos en intervalos de tiempos cortos. Se reconocieron ocho eventos volcánicos, integrados por litofacies tales como flujos ignimbríticos parcialmente soldados, flujos ignimbríticos densamente soldados, vitrófiros y perlitas, oleadas piroclásticas y depósitos de caídas de tefras y cenizas. La composición determinada a través de observaciones petrográficas revela una acidificación creciente hacia las litofacies superiores, variando gradualmente de fenodacitas a riofenodacitas, finalizando con fenoriolitas. El esquema geológico definido para el área de estudio permite correlacionar dichas unidades con la Formación Horcajo, descrita para el valle del río de los Patos en la provincia de San Juan. Los espesores medidos disminuyen notablemente hacia el NNO y el SSE, lo que sugiere que los flujos se movilizaron canalizados en dirección NE-SO.

Palabras clave: *Grupo Choiyoi, Sucesiones volcánicas, Ignimbritas de alto y bajo grado, Precordillera Mendoza, Argentina.*

ABSTRACT. *Interpretation of the volcanoclastic sequence of the Choiyoi Group in the Santa Elena Creek, Precordillera of Mendoza.* Permo-Triassic volcanic rocks assigned to the Choiyoi Group crop out at Quebradas de Santa Elena and del Telégrafo, in the Mendoza Precordillera. Eight events of different magnitude are the results of recurring volcanic eruptions. Consolidated deposits are represented by densely-welded and partially-welded pyroclastic flows, as well as by vitrophyres and perlites. Unconsolidated deposits include units from pyroclastic surges and ash-pumice falls. Detailed observations indicate upwards increasing acidification, varying from phenodacitic to phenorhyolitic rocks. On the basis of their lithological characteristics, these rocks are correlated with similar facies in the Horcajo Formation described in the Los Patos valley, San Juan province. The structural style is represented by large open folds. The sequence thins toward the NW and SE, suggesting a NE-SW flow direction.

Key words: *Choiyoi Group, Volcanic successions, Densely welded ignimbrites, Precordillera Mendoza, Argentina.*

Introducción

En la Precordillera, en la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan de Argentina, así como en Chile, existen afloramientos de rocas volcánicas de edad paleozoica superior a triásica. Las mismas fueron reunidas bajo la denominación de Choiyoiense por Groeber (1946 y 1951). Polanski (1958, 1964) denominó a estas volcanitas asociación volcánica meso y tardío variscica. Posteriormente Caminos (1965) las nomino asociación volcánica variscica, hasta que finalmente fueron designadas como Grupo Choiyoi por Stipanovic *et al.* (1968) y como Formación Choiyoi por Rolleri y Criado Roque (1970).

En cuanto a la configuración estratigráfica y evolutiva del Grupo Choiyoi son escasos los autores que han analizado este aspecto. Entre ellos podemos mencionar a González Díaz (1957), Polanski (1958), Caminos (1965), Mirré (1966), Coira y Koukharsky (1976), Cortés (1985), Sato y Llambías (1993), Llambías *et al.* (1993) y Poma y Ramos (1994).

En esta publicación se presentan nuevos datos, obtenidos a partir de mapeos a escala 1:10.000, de la zona de las quebradas de Santa Elena y del Telégrafo, Uspallata (Fig. 1), que per-

miten caracterizar la dinámica y los mecanismos de extrusión de las rocas del Grupo Choiyoi.

Esta intensa actividad magmática intermedia a ácida, esta compuesta por sucesiones lávicas, piroclásticas, ignimbríticas y expresiones subvolcánicas. Debido a su complejidad estratigráfica, y a los escasos trabajos publicados, su evolución genética no ha podido ser completamente establecida.

Geología regional

Las rocas más antiguas pertenecen al Grupo Bonilla (Keidel 1939, nom. subst. Varela 1973) y corresponden a filitas, pizarras carbonáticas y esquistos talcosos, con marcada esquistosidad, pliegues de corta longitud de onda y clivaje de crenulación. La secuencia intercala rocas ígneas básicas, estableciéndose una edad cámbrica (?) - ordovícica inferior para la unidad.

Afloramientos con características litológicas similares fueron asignados por Rodríguez (1967) a la Formación Puntilla de Uspallata, donde describe una sucesión metasedimentaria y

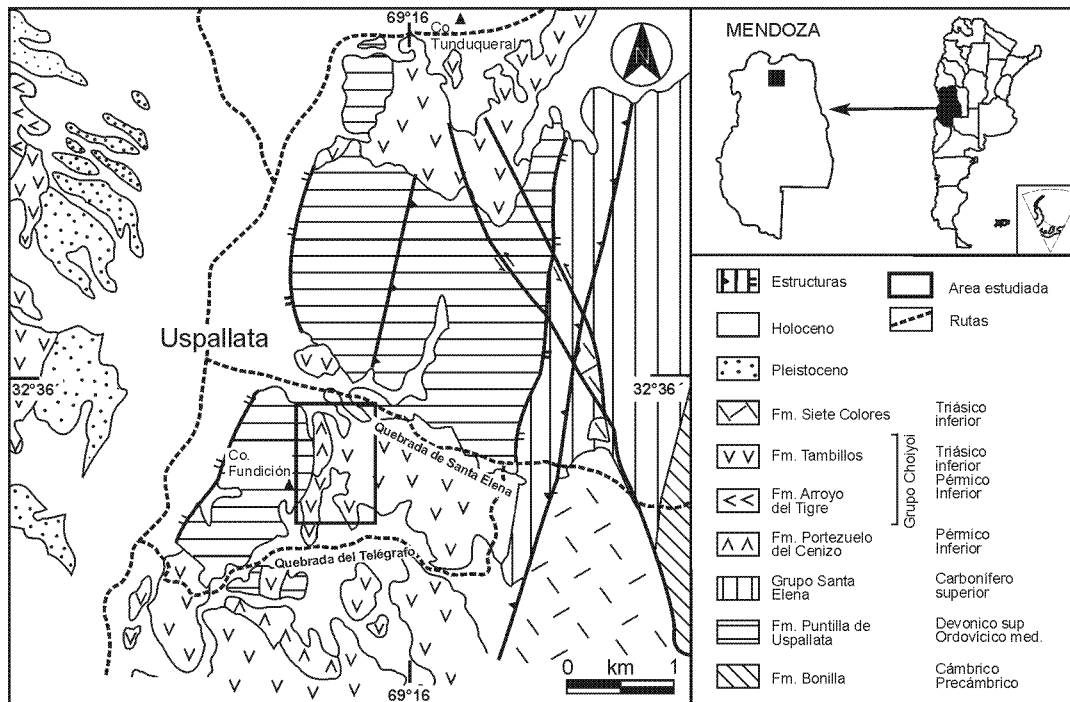


Figura 1: Mapa geológico regional de las quebradas del Telégrafo, de Santa Elena y cerro Tunduqueral modificado de Cortés *et al.* (1997).

rocas ígneas básicas asociadas, de edad ordovícico media-devónica inferior. También reconoce dos miembros dentro de la sucesión, uno más arenoso color verde oliva, de grano grueso, con estructuras de pliegues abiertos y clivaje de fractura muy desarrollado y otro representado por pizarras gris plomo, con marcada esquistosidad, pliegues apretados y pliegues *kink*, que pasa transicionalmente al miembro arenoso (Fig. 1).

Rocas de edad carbonífera superior – pérmica inferior fueron definidas por Yrigoyen (1976), quien agrupó bajo la denominación de Grupo Santa Elena, a la sucesión plegada compuestas por diamictitas, conglomerados areniscas y pelitas (Fig. 1).

En marcada discordancia angular se desarrolla una sucesión de rocas volcánicas asignadas al Grupo Choyoi (Figs. 1 y 2).

Coira y Koukharsky (1976) reconocieron en la zona de arroyo del Tigre, Cordillera Frontal, dos unidades volcánicas de acidificación creciente. La primera esta integrada por brechas polimícticas, brechas volcánicas, andesitas porfíricas y andesitas brechosas, las cuales fueron asignadas a la Formación Portezuelo del Cenizo. La segunda, fue denominada Formación Arroyo del Tigre y se compone de brechas, tobas finas, ignimbritas y vitrófiros fluidales. Ambas unidades fueron consideradas por dichas autoras como integrantes del Grupo Choyoi.

Rocas similares a la Formación Arroyo del Tigre fueron descritas por Mirré (1966) en la quebrada del río de Los Patos, San Juan, donde reconoció vitrófiros fluidales, brechas esferulíticas, ignimbritas, riolitas, tobas y brechas, reuniéndolas bajo la denominación de Formación Horcajo.

Cortés *et al.* (1999) consideraron a la Formación Portezuelo

del Cenizo (Coira y Koukharsky 1976) como una fase volcánica anterior al Grupo Choyoi, separándola del mismo mediante el Conglomerado de Las Pircas (Harrington 1941). Asimismo, reúnen dentro del Grupo Choyoi a las rocas piroclásticas, lávicas ácidas y depósitos lacustres pertenecientes a la Formación Tambillos (Cortés 1985); a las intercalaciones de fenoandesitas y tobas soldadas de la Formación Mal País (Cortés *et al.* 1999) y a las lavas, brechas y tobas soldadas, fenodacíticas y riolíticas de la Formación Horcajo.

Para el área del cerro de la Cantera, 10 km al NE de Uspallata, Pöthe de Baldis (1975) describe una secuencia integrada por un conglomerado basal, riolitas, tobas blanquecinas y basaltos no diferenciados pertenecientes al Grupo Choyoi.

En discordancia angular con las sedimentitas del Grupo Santa Elena, y en contacto tectónico con las volcanitas del Grupo Choyoi, Cortés *et al.* (1999) describieron una secuencia de tobas de caída con intercalaciones de brechas, que asigna a la Formación Siete Colores. Dataciones radimétricas realizadas por Rocha Campos *et al.* (1981) establecieron para la secuencia una edad triásica media temprana.

Por arriba y en forma discordante continúan unidades sedimentarias y volcánicas de edades terciaria y cuaternaria (véase Cortés *et al.* 1999).

Estratigrafía del área de trabajo

Las rocas más antiguas reconocidas en el área, afloran al norte y al oeste de la entrada a las quebradas de Santa Elena y del Telégrafo (Fig. 2). Los afloramientos del norte son fajas de rumbo norte de metasedimentitas gris plomo con marcada

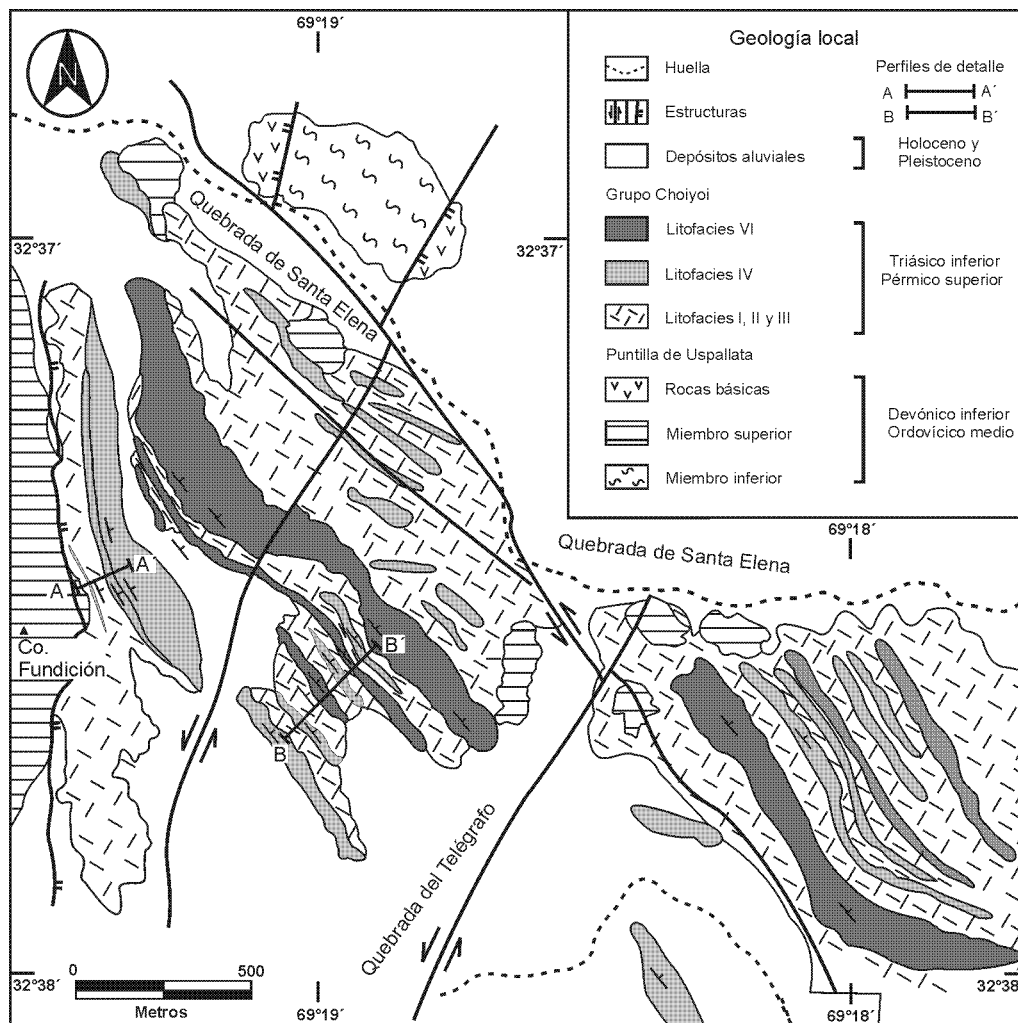


Figura 2: Mapa geológico de los afloramientos ubicados al sur de la quebrada de Santa Elena y al norte de la quebrada del Telégrafo.

esquistosidad y clivaje de crenulación, correlacionables con el miembro inferior de la Formación Puntilla de Uspallata. Este afloramiento se encuentra limitado en sus extremos por rocas ígneas básicas, que se intercalan en la secuencia. Los afloramientos ubicados al oeste y algunos menores situados en el centro del área (Fig. 2), corresponden a areniscas color verde oliva, de grano grueso con estructuras de pliegues abiertos, asignables al miembro superior de la Formación Puntilla de Uspallata.

Los afloramientos más extensos pertenecen al Grupo Choiyoi (Fig. 2) donde se observa una secuencia volcánoclastica, discordante respecto a las rocas de la Formación Puntilla de Uspallata. Las capas que componen los afloramientos en la zona de la quebrada de Santa Elena buzan 35° - 45° hacia el NE, mientras que los afloramientos ubicados al sur de la quebrada del Telégrafo lo hacen hacia el SO, constituyendo los flancos de un amplio anticlinal de longitud de onda kilométrica. El estilo coincide con el determinado por von Gosen (1995) quien reconoció anticlinales y sinclinales de amplia longitud de onda y fallamiento de rumbo con desplazamiento sinistral y con Cortés *et al.* (1999) quienes deter-

minaron pliegues hectométricos y kilométricos afectados por fallas de rumbo noroeste con componentes de desplazamiento lateral.

Descripción de las litofacies piroclásticas

El Grupo Choiyoi en las quebradas de Santa Elena y del Telégrafo se compone de una sucesión piroclástica en donde alternan diversas clases de depósitos originados por diferentes mecanismos. Por medio de mapeo a gran escala y la confección de perfiles de detalle se definieron seis litofacies, cuya sucesión vertical permite reconstruir la génesis y la evolución del volcanismo a lo largo del tiempo. Durante la descripción de las diversas litologías se ha utilizado la nomenclatura de Cas y Wright (1993) y de Llambías (2003). El término ignimbrita se utiliza en el sentido de Llambías (2003). En el caso de *high-grade ignimbrites* utilizamos el término ignimbrita de alto grado, mientras que para *low-grade ignimbrites* empleamos el término ignimbrita de bajo grado o escasamente soldada. El término oleada piroclástica incluye a los términos *base surge*

y *ground surge*. En el caso de *compound cooling unit* se ha utilizado unidad ígnea compuesta.

Litofacies I

Está caracterizada por depósitos homogéneos y espesos de lapillitas de colores claros, clastosostenidos, con estratificación difusa granodecreciente que se intercalan con bancos finos de ignimbritas escasamente soldadas y tobas muy alteradas. Lateralmente presentan marcada variación de los espesores, oscilando entre 5 a 11 metros.

Los lapillis son predominantemente de composición ácida, con una relación clastos/aglutinantes de 80% a 20% distribuidos al azar e incluidos en una pasta arcillosa. Los tamaños varían entre 2 y 4 cm, de bordes subangulosos a subredondeados. Es notable la presencia de cristaloclastos de cuarzo, feldespatos, plagioclasas y biotitas alteradas.

La textura del depósito es porfiroclástica y los clastos están constituidos por agregados cristalinos de minerales fibrosos de alteración y cuarzo. Los cristaloclastos son principalmente de cuarzo fragmentado, feldespato potásico y plagioclasas reemplazadas por sericitas y biotitas cloritizadas. La pasta fanerítica se compone de pequeños cristales de cuarzo, mientras que los sectores anafíticos son homogéneos y de colores pardos (Fig. 3a).

Litofacies II

Se encuentra representada por tobas lapillíticas y tobas cristalinas blancas y gris azulada, matriz sostenidos con una relación clastos/aglutinantes de 20% a 80%. Los bancos, que poseen estratificación difusa y hasta 30 m de espesor, pueden ser seguidos lateralmente por varios kilómetros.

La textura es porfiroclástica, reconociéndose litoclastos, cristaloclastos, vitroclastos y pasta, siendo los *fiammes* escasos. Los litoclastos están distribuidos al azar en una matriz tobácea, tienen formas subangulosas con bordes de reacción y tamaños entre 4 y 5 cm, llegando algunos hasta los 10 cm. Son de variadas composiciones siendo las más comunes de porfiritas fenoandesíticas, fragmentos de vidrio volcánico y tobas cristalinas alteradas.

Los cristaloclastos más abundantes son de plagioclasa, con bordes redondeados y parcialmente reemplazados por sericita y calcita. El feldespato potásico presenta bordes de reacción, fracturas de contracción térmica y son reemplazados por micas de grano fino. En las tobas basales son comunes los pseudomorfs de anfíboles y piroxenos, mientras que las tobas superiores se caracterizan por la presencia de fenocristales de cuarzo, muy fracturado y con bordes redondeados.

Los vitroclastos corresponden a trizas de vidrio con forma "Y", bicóncavas planares y circulares. Se hacen más abundantes en las tobas superiores, siendo muy difíciles de reconocer en los niveles basales. Se encuentran reemplazados por agregados policristalinos finos de sericita, montmorillonita y calcita. El grado de deformación de los mismos es escaso, preservándose las formas globosas y agudas primarias.

La matriz tiene tamaño de una ceniza fina a media y es de color marrón oscuro y gris azulado. Comprende un agregado granular cristalino de cuarzo, feldespatos y micas de alteración

debido a procesos de desvitrificación. Solo en sectores muy compactos se reconocieron masas vítreas homogéneas sin alterar (Fig. 3b).

Litofacies III

Corresponden a tobas verdes, grises y rojas, intercaladas en capas de 1 cm llegando en conjunto a espesores de entre 9 y 12 m. Presentan estratificación paralela y entrecruzada de alto y bajo ángulo, algunas semejantes a las de tipo duna-antiduna, muy continuas lateralmente.

Al microscopio se reconocen litoclastos y cristaloclastos en una matriz constituida por ceniza fina a media. Los litoclastos más abundantes son trozos de pómez, que conservan formas primarias circulares, globosas y agudas, reemplazados por sericita de grano fino. Los cristaloclastos de cuarzo presentan golfos y senos de reacción con el vidrio de la pasta. Los feldespatos potásicos y plagioclasas son parcialmente reemplazados por minerales de alteración y se encuentran fracturados, debido de la contracción térmica (Fig. 3c).

Litofacies IV

Se hallan representadas por ignimbritas homogéneas, compactas, pardas oscuras y rojizas, que siguiendo la clasificación de Llambías (2003), pueden ser consideradas como ignimbritas de bajo grado de soldamiento. Se encuentran relacionadas a las litofacies I y es difícil establecer límites cuando están en contacto con las tobas lapillíticas (Litofacies II), a la que pasan transicionalmente.

La textura es eutaxítica, comprendiendo *fiammes*, litoclastos, cristaloclastos y vitroclastos. Los *fiammes* de mayor tamaño llegan a 15 cm de largo y 2 cm de ancho y se encuentran rellenos de calcita, cuarzo, sericita y minerales de alteración fibrosos radiales. Los *fiammes* más frecuentes no superan los 3 cm de largo y 3-4 mm de ancho y corresponden a fragmentos de pómez estirados y reemplazados por finos cristales de cuarzo, sericita y feldespatos alcalinos, productos de la desvitrificación.

Los litoclastos corresponden a porfiritas básicas con texturas traquíticas e intersertales, de composición intermedia. También se reconocieron trozos de pómez y masas de vidrio volcánico oscuro, cuyos tamaños varían entre 4 y 5 cm. Los vitroclastos están orientados, pero no muestran evidencias de deformación. Rodean a los litoclastos y cristaloclastos y son reemplazados por finos cristales de cuarzo, montmorillonita y sericita.

La pasta también está reemplazada por los mismos minerales, reconociéndose trozos de vidrio volcánico color pardo sin alterar (Figs. 3d y e).

Litofacies V

Integrada por capas tabulares, continuas y resistentes de perlitas y vitrófiros fluidales, que no superan los 4 m de espesor y que se ubican por debajo de las litofacies IV y VI.

La textura es hialopilitica, formada por fenocristales de feldespato y pasta, manteniendo una relación cristales/pasta de 10% a 90%. Los fenocristales están muy fracturados y son de plagioclasa y feldespato potásico reemplazados por

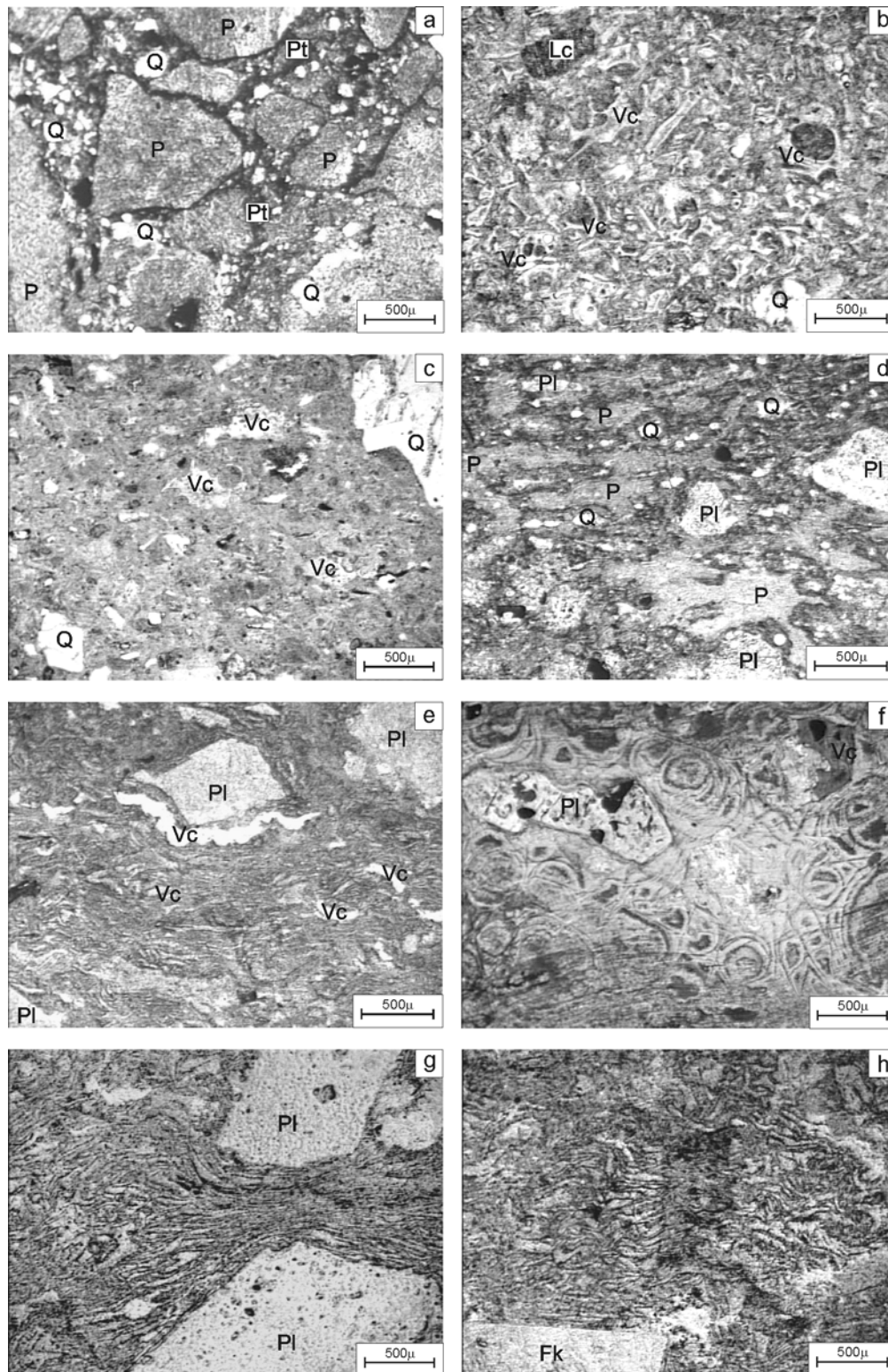


Figura 3: Fotomicrografías: **a)** Litofacies I: aspectos de los depósitos de caídas, Q: cristales de cuarzo, P: fragmentos de pumita, Pt: pasta compuesta de vidrio volcánico color negro. **b)** Litofacies II: detalle de los depósitos de tobas cristalinas, Vc: vitroclastos con escasa deformación, Lc: litoclastos de porfirita. **c)** Litofacies III: detalle de los depósitos de oleadas piroclásticas. **d)** Litofacies IV: flujos ignimbríticos parcialmente soldados, con texturas de vidrio relicto. **e)** Litofacies IV: flujos ignimbríticos parcialmente soldados. Pl: fenocristales de plagioclasas. **f)** Litofacies V: texturas perlíticas con formas poligonales desarrolladas a partir de un flujo densamente soldado. **g)** Litofacies VI: aspecto de los depósitos ignimbríticos densamente soldados, integrados por vitroclastos intensamente deformados y con texturas de estrangulamiento entre los fenocristales de plagioclasa. **h)** Litofacies VI: flujos piroclásticos de alto grado con vitroclastos fuertemente deformados con evidencias de flujo. Fk: fenocristal de feldespato potásico.

sericita y minerales de arcilla.

La pasta de textura perlítica es verde, de aspecto vítreo y de fractura concoidea. Esta parcialmente desvitrificada y se halla reemplazada por finos minerales de arcillas y cuarzo.

En sectores donde el vidrio se encuentra fresco se reconoce una marcada fluidalidad, definida por vitroclastos muy deformados que alternan con bandas de vidrio fresco. Las maclas curvadas de las plagioclasas son otra evidencia del flujo que caracteriza este depósito (Fig. 3f).

Litofacies VI

Son mantos densos de ignimbritas de colores rojos, que resaltan claramente del perfil de erosión. De acuerdo con la clasificación de Llambías (2003) pueden ser consideradas como ignimbritas de alto grado. Son comunes en la mitad superior de los perfiles, con espesores variables entre 30 y 40 m. Su aspecto uniforme y compacto hace que sean confundidos con coladas. Presentan una textura eutaxítica definida por vitroclastos deformados que rodean fenocristales rotados de cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa.

Los cuarzos tienen engolfamientos y bordes redondeados. El feldespatos potásico es, en general, euhedral y presenta inclusiones de vidrio volcánico. Tanto el feldespatos como el vidrio incluido son reemplazados por sericita y minerales de arcilla. Las plagioclasas, escasamente representadas, muestran, al igual que el resto de los fenocristales, numerosas fracturas debido al rápido enfriamiento, así como maclas curvadas y deformadas.

Los vitroclastos se encuentran intensamente deformados, constituyendo estructuras sigmas y deltas alrededor de los fenocristales, marcando la fluidalidad de la roca. Se hallan reemplazados por agregados policristalinos de minerales arcillosos. Los *fiammes* son laminares y están constituidos por vidrio desvitrificado. La pasta, parcialmente desvitrificada, es reemplazada por minerales de alteración y presenta fragmentos de vidrio fresco.

La litofacies VIa, comprende a una roca de iguales características que las mencionadas, pero la pasta está formada por vidrio volcánico, presenta textura traquítica con cristales de plagioclasa orientados paralelos a los *fiammes*. Otra característica es la ausencia de fenocristales de cuarzo y de minerales de composición básica (Figs. 3g y h)

Interpretación de la secuencia volcánicla

La secuencia comprende 430 m de rocas volcánicas, discordantes sobre la Formación Puntilla de Uspallata y con un rumbo y buzamiento general oscilando entre N295°/40°NE y N340°/50°NE (Fig. 4). Se reconocieron 8 pulsos volcánicos diferentes, que constituyen unidades ígneas extrusivas generadas por cambios en la actividad eruptiva. Estos pulsos cuando son de gran intensidad y extensión, generan unidades ígneas piroclásticas compuestas, en donde se pueden reconocer cuerpos ignimbríticos que desarrollan zonas de mayor soldamiento rodeadas por zonas de menor soldamiento ubicadas sobre depósitos de oleadas piroclásticas y caídas de cenizas (mayoritariamente litofacies IV, V y VI, otras: I, III Fig. 5a). Cuando estos sucesos volcánicos son de baja intensidad

producen depósitos locales, de reducido espesor y de escasa distribución areal (litofacies I, II, III y IV; Fig. 5b).

La sucesión volcánicla forma parte de pliegues de longitud de onda kilométricas donde es posible reconocer una zona central donde se ubican los mayores espesores y que coincide con el perfil B-B'. A medida que nos alejamos de este eje, de rumbo NE se advierte un notable acuñaamiento de las unidades volcánicas (Figs. 2 y 4).

El primer evento, de composición fenodacítica, comienza con depósitos de caída de cenizas y tefra, con intercalaciones de ignimbritas escasamente soldadas de exiguo desarrollo. Está representado por las litofacies I y II con una potencia de 35 m indicando una gradación composicional en donde los eyectos vesiculados son más ácidos que los del techo. Algunos de los eyectos logran tamaño de 7 cm aunque lo normal es que no excedan los cuatro centímetros.

Este episodio es seguido por la efusión de una colada fenodacítica de 10 m de espesor (litofacies VIa) y finaliza con 20 m de litofacies IV que desarrolla en los niveles medios, sectores más soldados (Figs. 4 y 5a, sección 1).

En concordancia, continúan 70 m de la litofacies IV, de composición fenodacítica, considerada como el segundo evento volcánico. En la base se reconoce 1,5 m de perlita (litofacies V) y 6 m de vitrófros fluidales (litofacies V) producto de la compactación y movimiento del depósito. Finalmente se desarrolla un espeso manto ignimbrítico parcialmente soldado (Figs. 4 y 5a, sección 2).

El tercer ciclo eruptivo está representado por intercalaciones de las litofacies I, II y III, que alcanzan en conjunto 76 m de espesor. Esta alternancia de flujos piroclásticos de bajo grado de soldamiento, caídas de tefras y cenizas y oleadas piroclásticas fenodacíticas fue producida por eventos volcánicos de escaso desarrollo. (Figs. 4 y 5b, sección 2).

Continúa una unidad ígnea compuesta, de composición fenodacítica, establecida como cuarto evento volcánico, de 52 m de espesor. La base la constituyen 2 m de perlita (litofacies V), que se ubica por debajo de 40 m de ignimbritas de alto grado (litofacies VI) y que finalizan con 10 m de ignimbrita de bajo grado (litofacies IV). El alto porcentaje de cristaloclastos, variando entre un 50 y un 70 %, asociados a brechas proximales observadas en la quebrada del Telégrafo, lleva a pensar que esta unidad representa la facies distal de un colapso de domo, seguido de flujos ignimbríticos generados por columnas piroclásticas sustentadas durante cortos períodos (Figs. 4 y 5, sección 1).

Depósitos de caídas (litofacies II) e ignimbritas mal soldadas muy poco desarrolladas (litofacies III) continúan por arriba. Las primeras muestran evidencias de haber sido retransportadas. Alcanzan 38 m de espesor y se los considera originados a partir de caídas de tefras y cenizas junto con colapsos de columnas eruptivas de escaso desarrollo. Forman parte del quinto evento volcánico de composición fenodacítica (Figs. 4 y 5b, sección 2).

El sexto evento volcánico integra una nueva unidad ígnea compuesta. Comienza con 30 m de ignimbritas de bajo grado (litofacies IV), aumentando progresivamente el grado de soldamiento, hasta concluir en una ignimbrita de alto grado de 10 m de potencia (litofacies VI). A partir de este nivel, el soldamiento comienza a disminuir gradualmente hasta culminar con 15 m de ignimbritas mal soldada (litofacies IV). No se

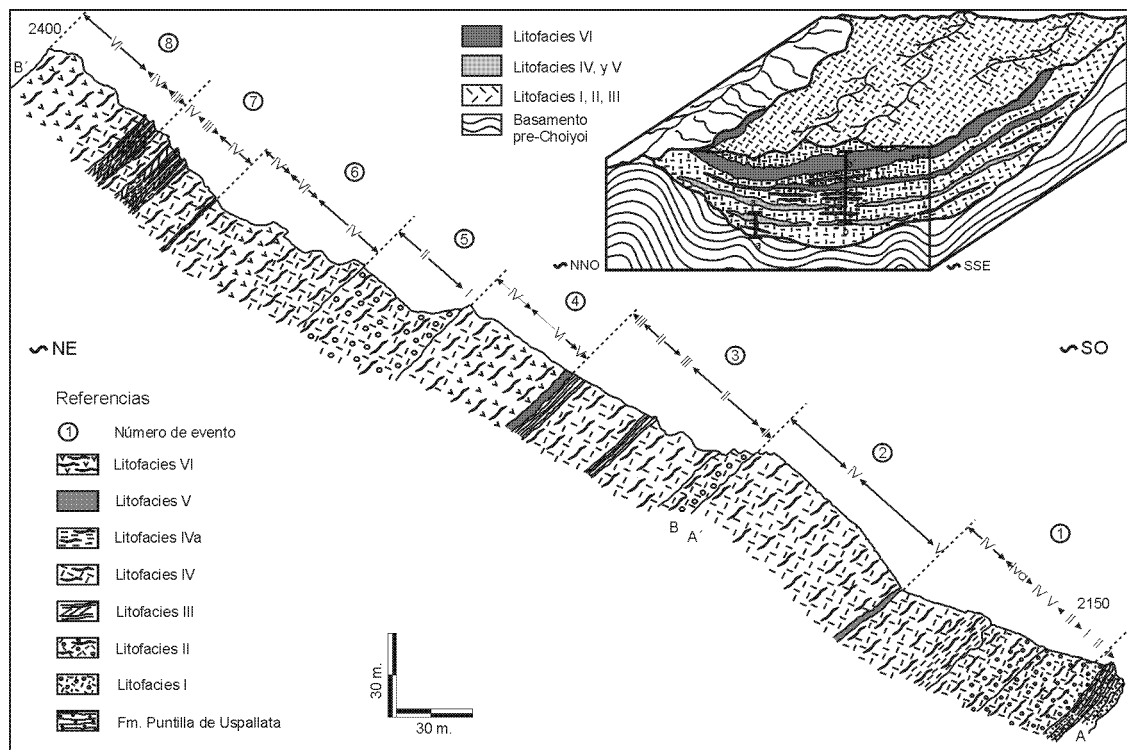


Figura 4: Perfil de detalle donde se reconocen los diferentes eventos volcánicos y corte transversal interpretativo de la posición de las unidades volcánicas.

reconocieron oleadas piroclásticas ni depósitos de caída intercalados. Representa un pulso piroclástico único, de composición fenodacítica-riolítica producto de un colapso de pluma eruptiva, con evidencias de aporte de material de mayor temperatura en los estadios intermedios del evento (Figs. 4 y 5a, sección a).

A continuación se desarrolla el séptimo evento volcánico (Figs. 4 y 5b, sección b) Comprende 17 m de ignimbritas escasamente soldadas (litofacias IV), 12 m de oleadas piroclásticas (litofacias II) y 5 m de ignimbritas de bajo grado (litofacias IV). Representan pulsos de actividad volcánica de composición fenodacítica-riolítica debido a colapsos parciales de plumas eruptivas.

Continúa una unidad ígnea de composición fenoriolítica que representa el octavo evento volcánico (Figs. 4 y 5a, sección 1). Está constituido por 9 m de oleadas piroclásticas (litofacias V) seguidos de 10 m de ignimbritas mal soldadas (litofacias IV) que progresivamente pasan a 30 m de ignimbritas de alto grado (litofacias VI). Es el evento volcánico de mayor magnitud debido al espeso manto de ignimbritas de alto grado, indicando que la actividad piroclástica fue de gran intensidad, producto de colapso de domos, los cuales se encuentran ubicados a 8 km al sudoeste del área estudiada.

Desarrollo de la actividad eruptiva

El análisis de los depósitos piroclásticos de las quebradas de Santa Elena y del Telégrafo permitió reconocer ocho eventos eruptivos (Figs. 2 y 4).

El primer evento eruptivo está compuesto por varias unidades de enfriamiento, con variaciones tanto en el espesor como en el grado de soldamiento. Presenta una distribución areal discontinua e intercalaciones de flujos ignimbríticos escasamente soldados. Por otro lado, hay ausencia de discordancias entre las unidades de flujo y escaso desarrollo de depósitos epiclásticos.

Estas evidencias indican la inestabilidad de las columnas eruptivas generadas por varios centros de emisión, durante una actividad volcánica continua y colapsando en una topografía irregular (Fig. 5b, sección 1).

Una espesa ignimbrita marca el inicio del segundo evento eruptivo. El soldamiento parcial de la unidad y la escasa participación de cristaloclastos sugiere que se formó a partir del colapso de columnas plinianas de gran magnitud, que permitieron la incorporación de aire en el flujo con un consecuente enfriamiento rápido que dificultó el soldamiento de la unidad. La ausencia de depósitos de caída y oleadas piroclásticas intercaladas indica que se desarrolló en una fase única. El importante espesor que adquiere esta ignimbrita de bajo grado permite el desarrollo de vitrófiros y perlititas en la base (Fig. 5, sección 2)

Los eventos tercero, quinto, sexto y séptimo están caracterizados por la emisión de ignimbritas con espesores menores que las anteriores. Los depósitos de caída pliniana y oleadas piroclásticas indican una actividad volcánica discontinua e intermitente, que impidieron el desarrollo de flujos masivos (Fig. 5b, sección 2).

Los eventos cuarto y octavo muestran lapsos de emisión continua de flujos masivos donde los depósitos de caída

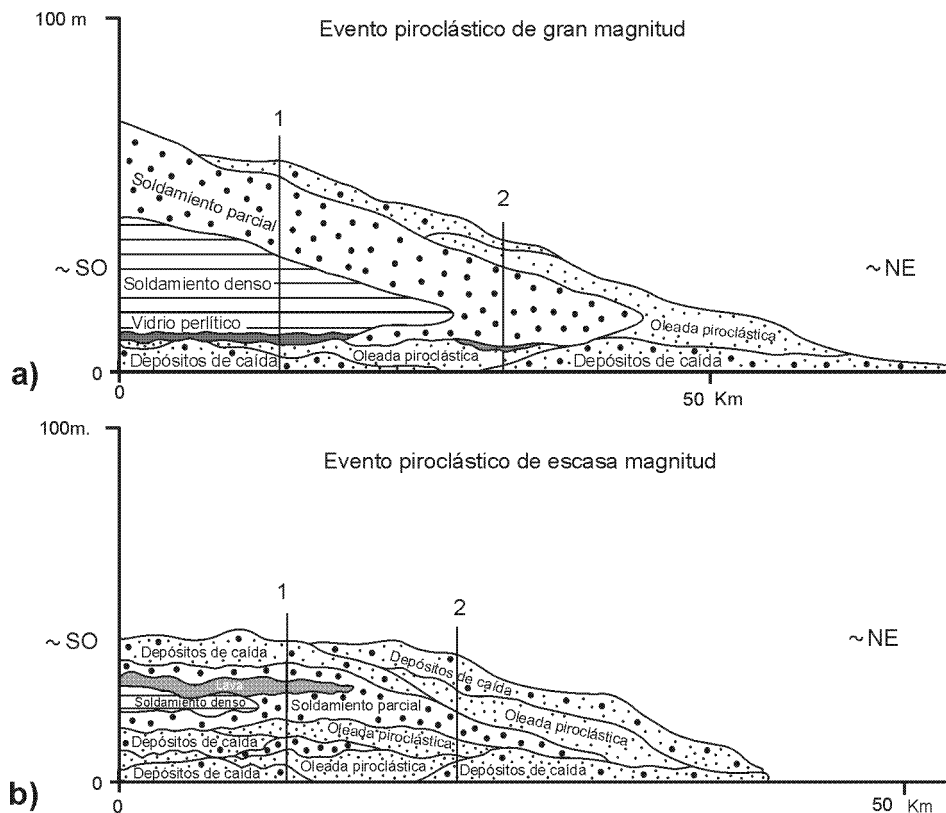


Figura 5: a) Esquema representativo de un evento piroclástico de gran magnitud que generó unidades ígneas compuestas. Sección 1: Corte transversal mostrando la relación entre ignimbritas de alto grado, ignimbritas parcialmente soldadas, oleadas piroclásticas y depósitos de caída y perlitas. Sección 2: Corte transversal mostrando la relación entre ignimbritas parcialmente soldadas, perlitas y oleadas piroclásticas. b) Esquema representativo de un evento piroclástico de escasa magnitud que generó unidades ígneas simples. Sección 1: Corte transversal mostrando la relación entre ignimbritas de bajo grado, oleadas piroclásticas, depósitos de caída y efusiones de lava. Sección 2: Corte transversal mostrando la relación entre ignimbritas de bajo grado, oleadas piroclásticas y depósitos de caída.

pliniana y de oleadas piroclásticas solo se reconocen en la base de las unidades ígneas. El alto grado de soldamiento de las ignimbritas, la abundante participación de cristales, variando entre 50 y 70% y su vinculación con brechas proximales y cuerpos subvolcánicos, implica que fueron producidas por inestabilidad de columnas plinianas seguidas por colapsos de domos (Fig. 5, sección 1).

La escasa participación de facies lávicas descarta la posibilidad que la secuencia sea parte de un estratovolcán, por lo cual estos depósitos pueden ser considerados como facies distales ubicadas en la periferia de los centros eruptivos. Sin embargo, domos y brechas proximales, que no forman parte de los perfiles para el área considerada, fueron reconocidos en la quebrada del Telégrafo y en la zona del río Mendoza.

La actividad volcánica es de carácter pulsatoria y este hecho queda reflejado en la alternancia de depósitos piroclásticos formados a partir de eventos de diferente magnitud.

Conclusiones y discusiones

La evolución del Grupo Choyoi, en las quebradas de Santa Elena y del Telégrafo, esta representada por varios pulsos efu-

sivos de diferente magnitud y sucedidos en intervalos relativamente cortos de tiempo que no permitieron el desarrollo de depósitos epiclásticos espesos.

La composición obtenida a partir de las observaciones petrográficas señala que las secciones inferiores son de naturaleza fenodacítica, pasando gradualmente a fenoriocitas en los niveles medios del perfil y fenoriolitas en los segmentos superiores. Las determinaciones composicionales son relativas, ya que la presencia de vidrio volcánico en las muestras es muy significativa.

La similitud y continuidad que presentan las sucesiones volcánicas tanto vertical como lateralmente, sumado a que los cambios en su composición son muy graduales, no permite separar la secuencia en dos formaciones que hayan evolucionado en forma independiente, como fuera definido por Cortés *et al.* (1999). La falta de una superficie de erosión o el desarrollo de depósitos sedimentarios que separe la secuencia volcanoclástica en dos miembros mapeables, así como la ausencia de discordancias angulares dentro de los perfiles, permite sustentar lo antes mencionado.

Las características indicadas para las rocas de las quebradas de Santa Elena y del Telégrafo, permiten correlacionarlas con la Formación Horcajo, definida por Mirré (1966) para la quebrada del río de los Patos, Cordillera Frontal, en donde

describe vitrófros y brechas esferulíticas ácidas, ignimbritas, tobas riolíticas y riolitas. En cambio no deberían ser consideradas como integrantes de la Formación Portezuelo del Cenizo, definida por Coira y Koukharsky (1976) ya que en la definición original se describen componentes más básicos, no reconocidos en los perfiles realizados.

La zona de mayores espesores de las unidades estaría indicando depresiones labradas sobre un paleorelieve más antiguo en donde se canalizaron los flujos piroclásticos. Estos espesores disminuyen hacia los laterales y hacia el NE, lo que indica que los flujos se desplazaron en esta dirección.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a las Lic. V. L. López, N. Migueles y D. Lafont, por su colaboración desinteresada en los trabajos de campo y al Dr. C. Labudía por las discusiones fructíferas sobre este tipo de rocas. L. Strazzere desea agradecer al CONICET por la posibilidad de desarrollar la beca Doctoral.

Además, los autores agradecen al Dr. I. Petrinovic, a la Lic. A. Martínez y al Dr. J. M. Cortés por las sugerencias brindadas, las cuales contribuyeron a mejorar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22(3): 351-392.
- Cas, R. A. F. y Wright, J. V. 1993. *Volcanic sucesions, modern and ancient*. Chapman and Hall, 528 p, London.
- Coira, B. y Koukharsky, M. 1976. Efusividad tardía hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona Arroyo del Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas II (F): 105-124, Santiago.
- Cortés, J. M. 1985. Volcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de Estancia Tambillos, Mendoza, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 89-108, Antofagasta.
- Cortés, J. M., González Bonorino, G., Koukharsky, M. L., Brodtkorb, M y Pereyra, F. 1999. Hoja geológica 3369-09, Uspallata, Mendoza. Carta Geológica de la República Argentina Escala 1: 100.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 281, (mapa en versión digital y texto preliminar), Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. 1957. Estructuras del basamento y del Neopaleozoico en los contrafuertes nord-orientales del Cordón del Portillo, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12 (2): 98-133, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. I, Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, I (3): 117-208. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980)*, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Instituto de Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, *Revista (Ciencias Geológicas) I (5): 1-352*, Buenos Aires.
- Harrington, H. J. 1941. Investigaciones geológicas en las Sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 49: 1-54, Buenos Aires.
- Keidel, J. 1939. Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la Sierra de Uspallata (provincia de Mendoza). 2° Reunión de Ciencias Naturales, *Physis* 14(46): 3-96, Buenos Aires.
- Llambías, E. J. 2003. Geología de los cuerpos ígneos. *Asociación Geológica Argentina-INSUGEO* 182 p., Buenos Aires.
- Llambías, E. J., Kleiman, L. E. y Salvarredi, J. A. 1993. El magmatismo gondwánico. En: *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. En Ramos, V. A. (ed.) 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I(6): 53-64.
- Mirrè, J. C. 1966. Geología del Valle del río de los Patos (entre Barreal y las Hornillas). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21(4): 211-232, Buenos Aires.
- Polanski, J. 1958. El bloque Variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12: 165-193, Buenos Aires.
- Polanski, J. 1964. Descripción Geológica de la Hoja 25a, Volcán San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 94 p, Buenos Aires.
- Poma, S. y Ramos, V. A. 1994. Las secuencias básicas iniciales del Grupo Choiyoi, Cordón del Portillo, Mendoza: Sus implicancias tectónicas. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1162-1166, Concepción.
- Pöthe de Baldis, E. D. 1975. Triásico. Serie Porfírica y Carbónico en la Comarca de Cerro Cantera, Uspallata, Mendoza. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 4: 7-24, Buenos Aires.
- Rocha Campos, A. A., Amaral, G. y Aparicio, E. P. 1981. Algunas edades K-Ar de la "Serie Porfírica" en la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26(3): 343-410, Buenos Aires.
- Rodríguez, E. J. 1967. Contribución al conocimiento del Carbónico del extremo sudoccidental de la Precordillera. 2° Jornadas Geológicas Argentinas (Salta, 1963), Actas 3: 303-331, S. M. del Tucumán.
- Rolleri, E. O. y Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), Actas 2: 1-60, Buenos Aires.
- Sato, A. M. y Llambías, E. J. 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente del Batolito de Colangüil. 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas 4: 156-165.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Bauliés, O. L. y Martínez, C. G. 1968. Las formaciones preneonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 67-98, Buenos Aires.
- Varela, R. 1973. Estudio geotectónico del extremo sudoeste de la Precordillera de Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(3): 241-267, Buenos Aires.
- von Gosen, W. 1995. Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Science* 8(3-4): 377-404.
- Yrigoyen, M. R. 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 168-190, Santiago.

Recibido: 1 de julio, 2004
Aceptado: 13 de julio, 2005