

FACIES VOLCANICLÁSTICAS DEL CICLO PRECUYANO EN EL SECTOR NORTE DE LA SIERRA DE LA CARA CURA, MENDOZA

Marina DROSINA¹, Silvia BARREDO¹, Amancay MARTINEZ² y Laura GIAMBIAGI³

¹ Instituto Tecnológico de Buenos Aires, CABA. E-mail: mdrosina@itba.edu.ar

² Departamento de Geología, FCFMyN, UNSL, San Luis.

³ CCT- IANIGLA, Mendoza.

RESUMEN

Las rocas correspondientes al ciclo Precuyano, afloran en la sierra de la Cara Cura, sur de la provincia de Mendoza. Es una secuencia volcano-sedimentaria de 419 m de espesor, constituidos por rocas volcánicas y piroclásticas de composición andesítica que se intercalan con conglomerados, areniscas y pelitas moradas. En esta contribución se presentó una sección estratigráfica del ciclo Precuyano y se realizó un análisis de facies de la unidad. En el área de estudio, el relleno de la misma se caracterizó por el desarrollo de sistemas volcánicos integrados por depósitos de flujos piroclásticos, flujos de bloques y cenizas y coladas lávicas y en menor proporción por depósitos de abanicos aluviales. Los rasgos estructurales de la serranía son controlados por la existencia de anisotropías preexistentes en el basamento que controlaron el desarrollo de las estructuras del *rift*.

Palabras Claves: *Ciclo Precuyano, flujos piroclásticos, flujos de bloques y cenizas, coladas lávicas.*

ABSTRACT

Volcaniclastic facies of the Precuyano cycle in the north flank of Sierra de la Cara Cura. Mendoza

The Precuyano cycle rocks, cropping out in the Cara Cura range, south of the Mendoza province. It's a volcaniclastic sequence of 419 m thick, which consists of pyroclastic and volcanic rocks of andesitic composition. These facies are interfingered with purple clastic levels of conglomerates, sandstones. This contribution presents a stratigraphic section of the Precuyano cycle with a detailed facies analysis of the unit. In the study area, basal infilling of the basin is characterized by the development of volcanic systems together with pyroclastic flows, block and ash flow and lava flows and to a lesser extent by deposits of alluvial fans. The main rift structures controlled the location of these volcanic and pyroclastic facies. They correspond to first order structures that followed the pre-existing regional scale anisotropies in the basement.

Keywords: *Precuyano cycle, pyroclastics flows, block and ash flows, lavas flows.*

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se encuentra localizada en la sierra de la Cara Cura, sur de la provincia de Mendoza en el ámbito de la Cuenca Neuquina, a 162 km al sur de la localidad de Malargüe (Fig. 1). Las rocas que afloran en el depocentro Cara Cura-Reyes están integradas por una espesa secuencia volcánica y volcániclaística (Miranda 1963) pertenecientes al ciclo Precuyano (Gulisano *et al.* 1984). Gulisano (1993) le asigna al ciclo Precuyano edades correspondientes tanto al Triásico Superior como al Jurásico Inferior. La base del precuyo puede establecerse en 215 Ma de acuerdo con Stipanovic y Rodrigo (1970) y Leanza (1992). Sobre la base de registros paleoflorísticos (Leanza

1990, Spalletti *et al.* 1991) le asignan una edad Triásico Superior a Jurásico Inferior. Por otro lado Pángaro *et al.* 2004, en su trabajo sobre trazas fósiles, *Otozamites hislopi* en la sierra de la Cara Cura y en restos de foraminíferos y ostrácodos hallados en la base del Grupo Cuyo en la sierra de Reyes, estima una edad eojurásica (Hettangiano-Pliensbaquiano?). Mientras que estudios realizados en la zona de la dorsal de Huincul por dataciones radimétricas arrojaron edades entre 210 y 196 Ma en la zona del cerro Chacaicó (Bermúdez y Delpino 2002) y por dataciones en la zona de Anticlinal Campamento y Guanaco que arrojaron edades de 199±1,5 y 203±0,75 Ma (Schiuma y Llamblás 2008). La Formación Lapa en cercanías de la Doral de Huincul presenta edades de

219 Ma y 182 Ma en ignimbritas (Pángaro *et al.* 2002a). En ese mismo sentido los estudios realizados en el depocentro de Piedra del Águila sobre tobas, utilizando el método U-Pb SHRIMP, revela una edad de 191,7 ±2,8 Ma (Spalletti *et al.* 2010). Este trabajo busca aportar al conocimiento de la mecánica eruptiva y dinámica de emplazamiento que controlaron el desarrollo de los depósitos volcánicos y piroclásticos del ciclo Precuyano en la Cuenca Neuquina surmendocina en un contexto tectosedimentario.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Cuenca Neuquina se ubica en la región centro-oeste de Argentina, entre los 33° y

41° de latitud sur (Fig. 1a). Geométricamente, presenta una forma que semeja a un triángulo, con un sector más elongado en dirección nor-noroeste, conocido como sector andino, mientras que el sector más oriental al sur de los 37° de latitud sur es identificado como engolfamiento neuquino. Los depocentros del sector andino, se caracterizan por presentar una distribución noroeste hasta nor-noroeste (Vergani *et al.* 1995, Franzese y Spalletti 2001, Pángaro *et al.* 2002, Arregui 2005, Mosquera y Ramos 2008, Giambiagi *et al.* 2005, 2008, Bechis y Giambiagi 2008, Muravchik *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2009, Barredo y Stinco 2013, entre otros). Dentro de esta área se encuentra el depocentro de Cara Cura-Reyes (Figs. 1a-b).

La Cuenca Neuquina se generó sobre un basamento de edad pérmica temprana (Polanski 1958), asociada a la formación del orógeno ubicado en el margen occidental de Gondwana (Llambías y Sato 1990, Mpodozis y Kay 1990, Llambías *et al.* 2007). Durante el Pérmico Tardío al Triásico Temprano, esta región se vio afectada por un régimen extensional, en el cual se desarrolló un importante magmatismo bimodal, conocido con el nombre de Grupo Choiyoi (Kay *et al.* 1989, Llambías *et al.* 2003, Kleiman y Japas 2009, entre otros).

Algunos autores consideran que partir del Triásico Superior, se restableció en el sector occidental de Gondwana el régimen de subducción, que conlleva a la generación de un angosto arco magmático y a la generación de una serie de cuencas de retroarco (Uliana y Biddle 1988 Charrier 1979, Legarreta y Uliana 1996, Giambiagi *et al.* 2009, Barredo 2012, Barredo y Stinco 2010, entre otros). Para Llambías *et al.* (2007), Barredo *et al.* (2012) y Barredo y Stinco (2013, 2014), la velocidad de subducción habría decrecido notablemente hacia el Triásico Temprano para restablecerse nuevamente en el Triásico Tardío, mientras que para otros autores la subducción habría sido continua durante los tiempos triásicos (Martínez y Giambiagi 2010, Vázquez *et al.* 2011, Oliveros *et al.* 2012, Rossel *et al.* 2013).

La etapa inicial de apertura de la Cuenca Neuquina quedó caracterizada por la presencia de sedimentos continentales de ambientes aluviales, fluviales y lacustres con abundante contenido piroclástico e intercalaciones de tobas y vulcanitas del Noria-

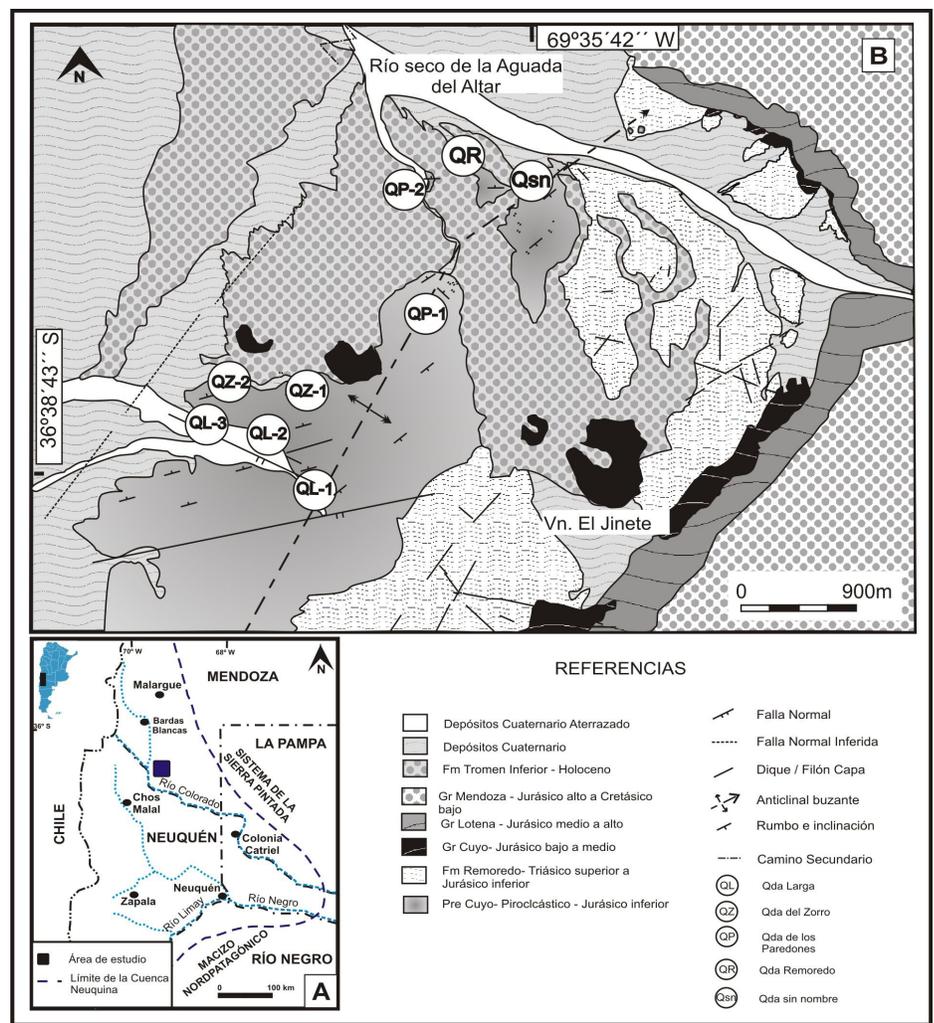


Figura 1: Ubicación del área de estudio a nivel regional y local.

no-Sinemuriano, agrupados dentro del Precuyano (Gulisano 1981) o Ciclo Precuyano (Gulisano *et al.* 1984). La orientación de los depósitos triásicos superior a jurásicos temprano podría deberse a un régimen extensivo de dirección NE-SW a ENE-WSW (Vergani *et al.* 1995, Giambiagi *et al.* 2003, Giambiagi *et al.* 2005, Bechis y Giambiagi 2009, Giambiagi *et al.* 2011), y a condiciones de extensión oblicua en algunos depocentros gobernados por un fuerte control de anisotropías corticales (Bechis *et al.* 2014). Estos depósitos presentan espesores variables, mientras que en algunos sectores de la cuenca se encuentran poco desarrollados como en las cercanías de Malargüe en el cerro Tricolor en donde Lanés y Salani (1988), reconocieron 175 m de secuencia aflorante. En otros zonas de la cuenca superan los 1000 metros como por ejemplo en los depocentros de Cerro Bandera (Ber-

mudez *et al.* 2002, Pángaro *et al.* 2002a), Piedra del Águila, Chachil, Sañicó, Catán Lil (Franzese *et al.* 2006, 2007, Muravchik *et al.* 2008, 2011, D'Elia *et al.* 2012, D'Elia y Martí 2013), Cordillera del Viento (Llambías *et al.* 2007), Estancia Vieja (Barredo *et al.* 2008), Atuel (Lanés *et al.* 2008, Bechis *et al.* 2009), presentando una marcada geometría en cuña. Durante este período los depocentros que contenían los depósitos de sinrift, habrían estado aislados (Vergani *et al.* 1995, Pángaro *et al.* 2002, 2009, Cristallini *et al.* 2009, Leanza *et al.* 2013). En la etapa de post-rift temprano, acaecido desde el Pliensbachiano al Toarciaco, estos depocentros tendieron a conectarse y cubrir gran parte del engolfamiento neuquino (Barredo *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2009, Arregui *et al.* 2011, entre otros) aunque en algunos casos permanecieron con controles locales como el Alto de Kauffman (Barredo *et al.*

2008, Barredo y Stinco 2013). Durante el Jurásico Medio y hasta el Cretácico Temprano se produjo la depositación de sedimentos clásticos y carbonáticos, de origen tanto marino como continental, cuyos espesores superan los 5000 metros (Legarreta y Uliana 1996) y comprenden a los Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Bajada del Agrio. Estos depósitos estarían representando el período de subsidencia termal de la cuenca (Legarreta y Uliana 1996, Franzese y Spalletti 2001). Durante el Cretácico Tardío y Cenozoico, la Cuenca Neuquina se ve afectada por diversos episodios de deformación en su sector occidental, los cuales para algunos autores se encontrarían relacionados a las variaciones del ángulo de subducción de la losa oceánica (Ramos y Folguera 2005).

ESTRATIGRAFÍA

La sierra de la Cara Cura, localizada en el frente orogénico de la faja plegada y corrida de Malargüe, abarca aproximadamente 8 km de ancho por 20 km de largo, con un desnivel topográfico de unos 1000 metros. El rasgo morfoestructural más destacado corresponde a un braquianticlinal asimétrico, compuesto por dos braquianticlinales gemelos, de amplitud semejantes entre sí. Estas estructuras presentan rumbos N-S a NE-SO, la vergencia es oeste y el limbo frontal es empinado respecto del limbo dorsal más tendido. Su flanco NW presenta inclinaciones de entre 14° y 34°, mientras que el flanco NE tiene inclinaciones mucho más suaves de entre 13° y 17°.

En el núcleo de estos anticlinales, afloran más de 800 metros de rocas volcánicas y volcanoclásticas continentales (Miranda 1963) correspondientes al relleno de sinrift de la cuenca Neuquina, incluido en el ciclo Precuyano (Gulisano 1981, Pángaro *et al.* 2004). Dicho intervalo estratigráfico, que incluye a la Formación Remoredo en su parte superior, ha sido dividido en 4 secciones (A, B, C, D) por Pángaro *et al.* 2004.

Sobre estos depósitos, se dispone la columna jurásica - cretácica, que comprende un total de 2300 metros de sedimentos que abarcan desde el Grupo Cuyo hasta el Grupo Bajada del Agrio (Narciso *et al.* 2001). Suprayaciendo estos depósitos, se disponen las vulcanitas cenozoicas asociadas a aparatos volcánicos emplazados en la sierra de la Cara Cura (Narciso *et al.* 2001).

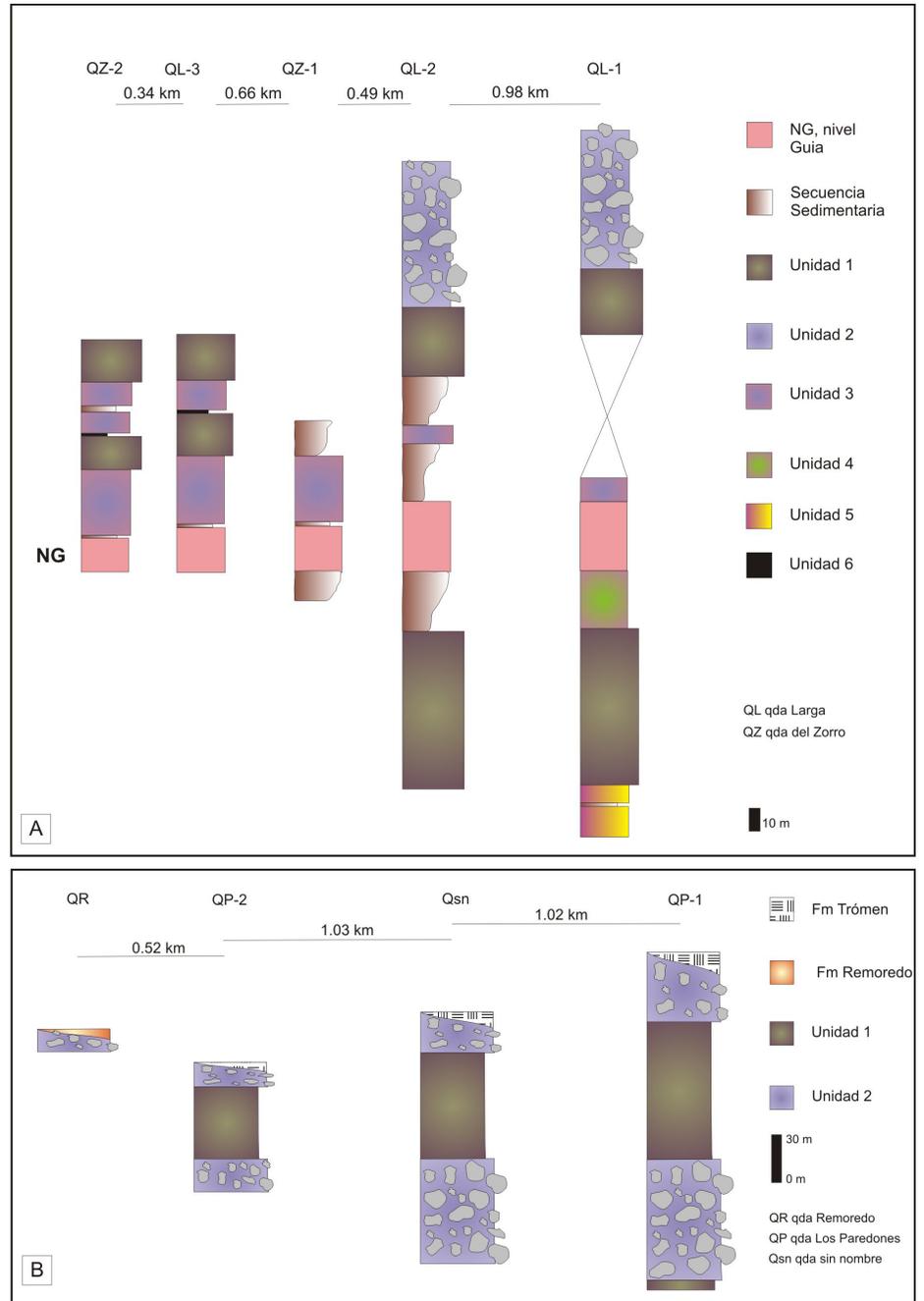


Figura 2: Columnas estratigráficas de detalle del ciclo Precuyano en el norte de la sierra de la Cara Cura (Mendoza). a) Secciones relevadas en las quebradas Larga y del Zorro; b) Secciones relevadas en las quebradas de los Paredones, Remoredo y sin nombre. La ubicación de los perfiles está marcada en la figura 1.

En el área de estudio los depósitos del ciclo Precuyano se encuentran aflorando en el flanco occidental de la serranía en sentido norte sur. No se observa la base y su techo está en contacto por medio de discordancia angular con los depósitos de la Formación Remoredo. Se compone de facies piroclásticas, vulcanitas lávicas andesíticas y niveles epiclásticos subordinados. Las rocas piro-

clásticas comprenden depósitos de flujos piroclásticos, bloques y cenizas y de caída, sobre los que se disponen lavas de composición andesíticas y depósitos sedimentarios de abanicos aluviales. El conjunto analizado en esta contribución, presenta aproximadamente 419 m de espesor y constituye la mayor parte de los afloramientos analizados en este trabajo. Las litofacies piroclásticas y

lávicas alcanzan cerca del 81% del relleno estudiado (44% rocas piroclásticas y 37% rocas lávicas) (Figs. 2 y 3). Se han reconocido cuerpos volcánicos y depósitos piroclásticos con un estrecho rango composicional. Las rocas lávicas dominantes son las andesitas y las rocas piroclásticas de composición andesítica (Figs. 2 y 3).

ANÁLISIS DE LITOFACIES

Para la definición de litofacies piroclásticas, especialmente las originadas por diversos tipos de flujos, se utilizó el esquema propuesto por Branney y Kokelaar (2002). Estos autores proponen un esquema de litofacies no genético para la descripción de las rocas piroclásticas. El término litofacies en rocas volcánicas se refiere a las características de un depósito o parte de ese depósito que lo diferencian de otro (Mc Phie *et al.* 2003). Para poder llevar a cabo estas descripciones se confeccionaron perfiles detallando espesores de facies, describiendo sus características litológicas, la geometría de los cuerpos rocosos, las estructuras sedimentarias, el nivel de soldamiento o alteración de fase de vapor y las características de campo de las facies gruesas, tomando fotografías de las principales unidades. Se construyeron columnas litoestratigráficas de las secciones analizadas (Fig. 1b), esto permitió confeccionar mapas de afloramientos, ubicando los contactos de las unidades con GPS, cuyos resultados están expresados en la figura 2. El grado de soldadura se determinó en base a la metodología propuesta por Quane y Russell (2005). Según estos autores se utilizará un parámetro llamado “*oblateness*” (OB) el cual expresa numéricamente la relación entre los ejes tal que $a=b \neq c$, de un objeto de forma discoidal u oblado, en este caso *flammas*. De tal forma queda definido el parámetro OB como la siguiente relación $OB=1- c/a$.

Dada la gran variabilidad litológica de los afloramientos analizados, las observaciones realizadas a lo largo de las quebradas Larga, del Zorro, de Los Paredones, Remoredo y la quebrada subsiguientes sin nombre hacia el este (Fig. 1a), en el sector noroeste de la sierra de la Cara Cura, permitieron reconocer 6 unidades piroclásticas, lávicas y una epiclástica comprendidas dentro del ciclo Precuyano (Fig. 2). A continuación se des-

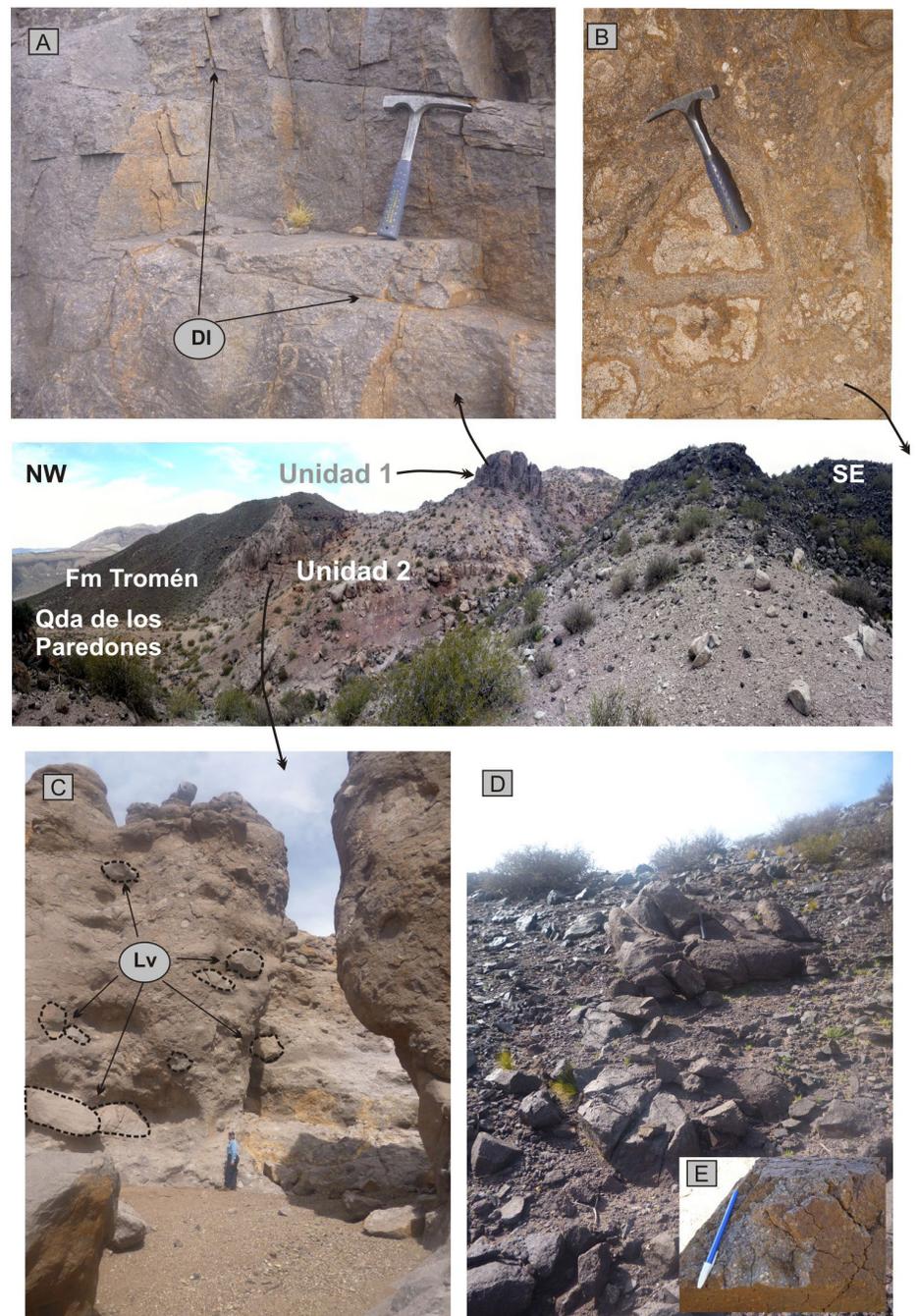


Figura 3: Fotografía de los afloramientos del precuyano en la quebrada de Los Paredones. La imagen central es una vista general de las unidades 1 y 2. a) Afloramientos de los flujos andesíticos masivos, los cuales se encuentran atravesado por dos sistemas de diaclasas (DI); b) Afloramientos de los flujos andesíticos fracturados, se observan “bloques de andesita”; c) Depósito de bloques y cenizas, los bloques andesíticos (Lv) de diversos tamaños se encuentran inmerso en la matriz; d) Bloque en donde se evidencias diaclasamiento de disyunción por enfriamiento; E) Detalle de un bloque con estructura “en corteza de pan”.

criben cada una de las principales unidades que conforman la estratigrafía generalizada del conjunto. Inmediatamente a continuación de cada descripción se interpretan los mecanismos de erupción, transporte y depositación respectivos. Dentro del ciclo

Precuyano se definieron 7 litofacies que se describen a continuación (Figs. 3, 4, 5).

Unidad 1- Andesita masiva (mA) y Andesita masiva fracturada (mA-f)

Coladas lávicas de entre 14,8 y 85 m (Fig.

2) de color pardo oscuro de composición andesítica que presenta una relación fenocrystal - pasta (30-70%). Desde el punto de vista estructural, se muestran masivas siendo atravesadas por dos juegos de diaclasas. Las diaclasas presentan orientaciones de 328° - 340° y 6° - 11° de azimut (Fig. 3a). La andesita masiva presenta fracturas tipo “rompecabeza”, las cuales le confieren un aspecto “clástico”, donde los pseudoclastos son cementados por sílice y carbonatos (Fig. 3b). Esta facies se encuentra en el sector basal de las coladas observadas en la quebrada Larga, tienen un espesor de 36 metros aproximados (Fig. 2). Intercalando en las secuencias lávicas de la sección superior (Fig. 3, imagen central), se encontraron depósitos de flujos de bloques y cenizas (Unidad 2 - mlBr) de gran potencia y similar composición. Al microscopio muestran textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (An_{54} - An_{39}) y minerales máficos inmersos en una pasta pilotáxica (Fig. 5b). Esta facies se interpreta como depósitos generados por la solidificación de lavas de composición andesítica, resultado de un enfriamiento rápido en un ambiente subaéreo o próximo a él (Best y Christiansen 2001). En base a los estudios de Mc Phie *et al.* (1993) y Petford (2003), se infiere que la fracturación hidráulica y la cementación de la lava se produjeron por la circulación de fluidos silíceos o carbonáticos a alta presiones.

Unidad 2- Brechas líticas masivas (mlBr)

Los depósitos de la unidad 2 se presentan como bancos tabulares que abarcan 3,74 km de largo y con un ancho parcial en el campo de 3,05 kilómetros en la quebrada de los Paredones y en las dos quebradas subsiguientes hacia el este y se encuentra cubierto por depósitos de la Formación Remoredo. Los cuerpos se adelgazan hacia el sector noroeste del área de estudio llegando a tener un espesor de 0,95 metros, mientras hacia el sudeste exhibiendo un espesor máximo de 12,50 metros, del mismo modo se presenta un cambio en la homogeneidad, una disminución en el tamaño de los bloques variando de 3 a 0,45 metros, en el mismo sentido (Fig. 2). El espesor total medido de esta facies es de 85 metros (Fig. 2).

Son brechas masivas, compuestas por blo-

ques líticos inmersos en una matriz, la que se encuentra sericitizada. La relación matriz - piroclasto es 30-70%, presenta selección muy mala, no se observa arreglo interno y posee una distribución caótica. Los fragmentos líticos poseen tamaño bloque, angulares a subangulares con diámetros mínimos y máximo de entre 0,17 y 3 metros (Fig 3c). Parte de los bloques exhiben núcleos vesiculados y borde macizos, estructuras en “corteza de pan” y fracturas (Figs. 3d, e). Los bloques se encuentran dentro de una matriz tamaño lapilli fino a grueso, muy mal seleccionada (Figs. 3c, d). Las mlBr son monomíticas, debido a que los clastos mayores predominan los fragmentos volcánicos de composición andesítica. Al microscopio están constituidos por litoclastos volcánicos

andesíticos en una matriz parda tamaño lapilli gruesa que presenta gran abundancia de cristaloclastos. (Fig. 5a). Los cristaloclastos son mayoritariamente de plagioclasas con formas subhedrales tabulares de 0,1 a 6 mm con maclas polisintéticas y de Carlsbad y un borde de reacción con la matriz, limpiadas o con texturas cribadas.

En las quebradas en donde se encuentran estos depósitos presentan un aspecto general caótico, la matriz y los bloques tienen la misma naturaleza y composición, el material juvenil presenta muy baja vesicularidad, gran parte de los bloques exhiben núcleos vesiculados y bordes macizos, fracturas y estructuras de corteza de pan, indicando la acumulación de este material en caliente. Por la descripción realizada previamente,



Figura 4: Fotografía de los afloramientos del precuyano en la quebrada Larga. a) Vista general de los afloramientos donde se puede observar el nivel guía (NG), perteneciente a la unidad 3; b) Unidad 3, toba lapillítica masiva en la cual se observan litoclastos volcánicos (LV) de color negro y pómez (PO) de colores claros inmensos en una matriz fina; c) Detalle en donde se puede ver la morfología de una pómez; d) Unidad 5, tobas lapillíticas masivas con estructuras de escape de gas y textura eutaxítica; e-f) Detalle de la unidad 5 en donde se observan se observan tubos de degasificación; g) Rasgos observados en la unidad 5, apariencia de los fiammes presentes en la litofacies emLT. H) Unidad 6, aspecto de los afloramientos de la toba masiva; g) Detalle de la unidad 6, nótese la gradación en los depósitos.

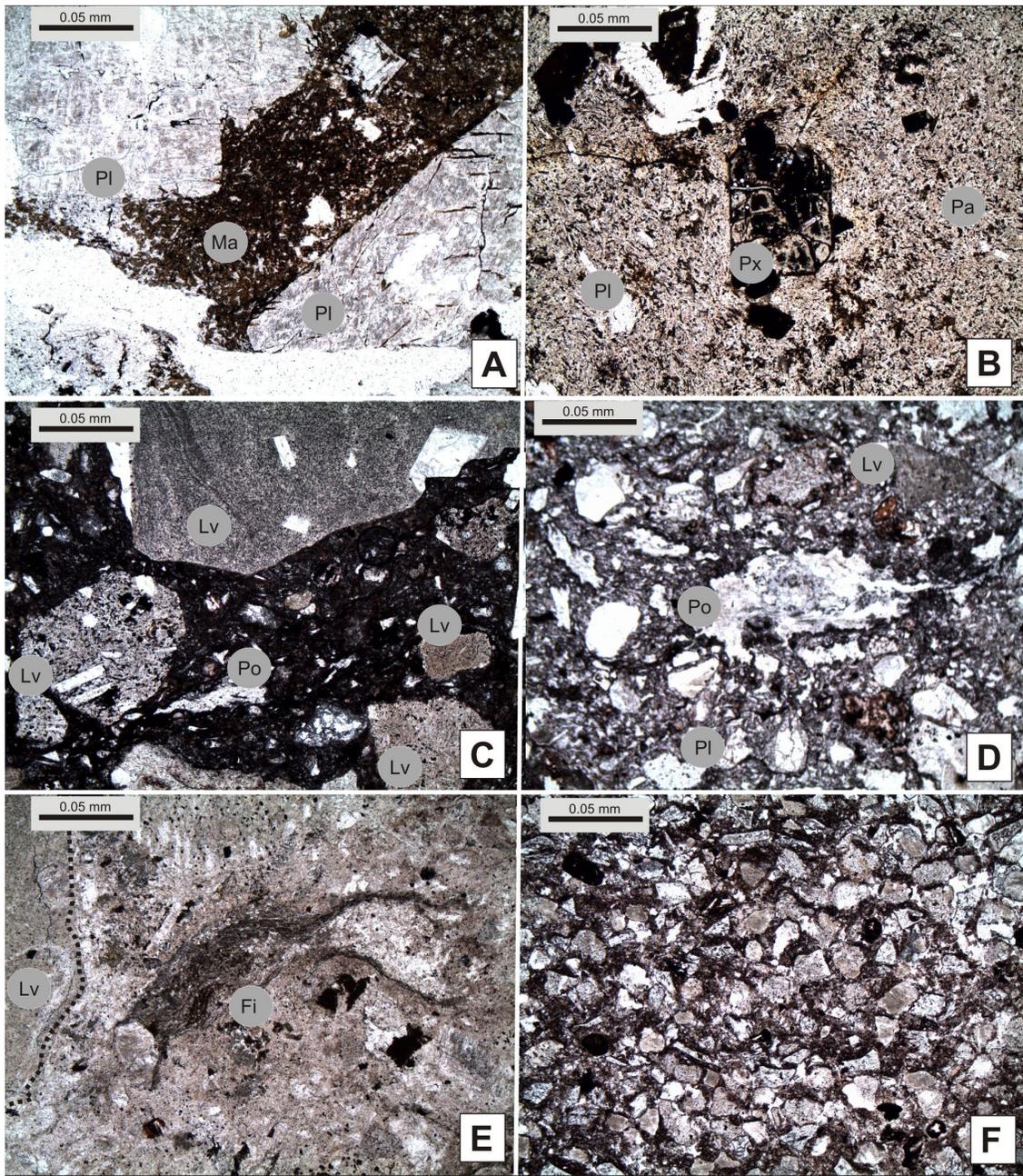


Figura 5: Microfotografía de las secciones delgadas de las litofacies pertenecientes al ciclo Precuyano. Nícoles paralelos. a) Brechas Líticas masivas (mlBr), cristaloclastos de plagioclasa (Pl) y pasta; b) Andesita masiva (mA), fenocristales de plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px) inmersos en una pasta (Pa); c-d) Toba lapillítica lítica masiva (lmLT), litoclastos volcánicos (Lv) de variada composición; e) Tobas lapillíticas masivas con fiammes (Fi) (emLT). F) Tobas masivas (mT).

esta litofacies se interpreta como depósitos de bloques y cenizas, producida en un ambiente continental, en donde se produjo un colapso gravitacional no explosivo de un domo (Cas y Wright 1987, Mc Phie *et al.* 1993, Schwarzkopf *et al.* 2005, Németh y Martin 2007). La disminución de espesores y gradación granulométrica existente de sudeste a noroeste indicaría polaridad de transporte hacia ese sector.

Unidad 3- Tobas lapillíticas masiva (mLT)

Son tobas líticas masivas no soldadas a po-

brememente soldadas que se encuentran en una sucesión de cuerpos de entre 5,1 y 25,6 metros de potencia (Figs. 2 y 4a, b). Estas unidades se encuentran en varios niveles dentro la secuencia estudiada (Fig. 2a). Son cuerpos de color castaño rojizo - morado a verde claro por alteración de los pómez, pobre a muy pobremente seleccionadas con tamaño de grano ceniza grueso a lapilli fina. Son rocas masivas, compuestas en su mayoría por líticos volcánicos subredondeados a subangulosos de afinidad intermedia a básica, cristaloclastos de plagioclasa subangulares (Fig. 4b). Los lapillos pumíceos se

encuentran subredondeados, presentan una soldadura de grado II ($0,63 > OB > 0,49$), (Quane y Russell 2005) (Fig. 4c). Al microscopio, estas rocas compuestas por vitroclastos de composición pumícea de 0,4 a 1 cm, de color blanco a verdoso por alteración, de angulosos a subangulosos, con pequeños canales de escape de gases. Se observa la presencia de cantidades variables de litoclastos y cristaloclastos. La facies piroclástica, sobre la base del tamaño de sus componentes y la cantidad de los litoclastos, vitroclastos y cristaloclastos corresponde a tobas lapillíticas y composicionalmente dentro de las

tobas líticas (Fig. 5d). Características tales como la mala selección, la ausencia de estratificación y su carácter masivo indicarían una zona de flujo límite dominada por el escape de fluido, en donde el cizallamiento es suprimido (Branney y Kokelaar 2002, Brown *et al.* 2007) Se tratan de corrientes de densidad piroclásticas semifluidizadas controladas por gravedad y que se desplazan lateralmente al ras del suelo (Branney y Kokelaar 2002).

Unidad 4- Toba lapillítica lítica masiva (lmLT), estratificación difusa (dbLT)

Forman grandes paquetes amalgamados de 7,1 m a 9,6 m de espesor integrados por cuerpos tabulares a levemente lenticulares con contactos netos y concordantes de color morado (Fig. 2a). Estas rocas son masivas, matriz sostén, relación matriz/clasto (65-35%), mala a moderada selección, el porcentaje de fragmentos líticos es mayor al 25% del contenido en fracción gruesa. La estratificación difusa se define por la concentración local de clastos oscuros. Las lapillitas están compuestas por vitroclastos de composición pumícea de 1 a 5 cm, de color blanco a pardo, de angulosos a subangulosos, con pequeños canales de escape de gases sin deformar. Las tobas presenta fragmentos juveniles pobremente deformados los cuales confieren a la roca un grado II/III de soldadura moderado a bajo (0,79>OB>0,67; intensidades de soldadura entre III y IV) (Quane y Russell 2005). Texturalmente se ubicaría a esta litofacies dentro del campo de las tobas lapillíticas y composicionalmente dentro de las tobas vítreas a cristalinas. Como puede observarse, el pobre grado de selección y el carácter marcadamente macizo debido a la carencia general de estructuras tractivas en las rocas, indican su depositación a partir de zonas basales de alta concentración de corrientes de densidad piroclásticas (Branney y Kokelaar 2002) mediante una rápida y/o prolongada agradación progresiva a través de una zona límite de flujo dominada por el escape de gases (Branney y Kokelaar 2002, Brown *et al.* 2007). Las estructuras de escape de gases (mLTpip) (Fig. 5e, f), indican que la facies sufrió una rápida agradación conjuntamente con una alta tasa de escape de fluidos y por ende la fuerte elutriación de material fino (Branney y Kokelaar 2002).

m de espesor con límites netos (Fig. 2a), compuestos de tobas lapillíticas matriz sostén de color violeta claro, coherente, con pómez colapsados, sin porosidad, conformando *fiammes* de entre 1 y 3 centímetros. Se trata de rocas masivas con textura eutaxítica, e incipiente disyunción columnar (Fig. 4d), de composición andesítica. Hacia el sector superior presentan tubos de escape de gases de entre 5 y 9 cm de longitud rellenos con material fino (Figs. 4e, f). Bajo microscopio, estas rocas se caracterizan por su textura eutaxítica integrada por fragmentos de cristales de plagioclasas. Los *fiammes* (Fig. 5e) se encuentran aplastados presentando formas lenticulares, reemplazados por agregados microgranulosos, le confieren a la roca un grado de soldadura moderado a bajo (0,79>OB>0,67; intensidades de soldadura entre III y IV) (Quane y Russell 2005). Texturalmente se ubicaría a esta litofacies dentro del campo de las tobas lapillíticas y composicionalmente dentro de las tobas vítreas a cristalinas. Como puede observarse, el pobre grado de selección y el carácter marcadamente macizo debido a la carencia general de estructuras tractivas en las rocas, indican su depositación a partir de zonas basales de alta concentración de corrientes de densidad piroclásticas (Branney y Kokelaar 2002) mediante una rápida y/o prolongada agradación progresiva a través de una zona límite de flujo dominada por el escape de gases (Branney y Kokelaar 2002, Brown *et al.* 2007). Las estructuras de escape de gases (mLTpip) (Fig. 5e, f), indican que la facies sufrió una rápida agradación conjuntamente con una alta tasa de escape de fluidos y por ende la fuerte elutriación de material fino (Branney y Kokelaar 2002).

Unidad 6- Tobas masivas (mT)

Estos depósitos se presentan como cuerpos roca de geometría tabular con un espesor de entre 21 y 79 cm, que se permanecen constantes lateralmente (Fig. 2a). Esta litofacies está constituida por una toba masiva clasto soportada, pardo rojiza (Fig. 4h). Presentan buena selección, en tamaños inferiores a 2 milímetros. Por sectores presenta gradación inversa (Figs. 4i y 5f). Considerando la selección buena, un tamaño menor a los 2 mm, ausencia de matriz, gradación inversa y estructura masiva se infiere que esta litofacies se produjo por

depositación de caída directa a partir de cenizas en suspensión. En base a lo anterior, se interpreta que las litofacies son generadas por una corriente de densidad piroclástica muy diluida y lenta que permite la depositación grano a grano sin desarrollo de fuerzas tractivas (Branney y Kokelaar 2002). La gradación inversa podría deberse a variaciones en la intensidad de la tasa de erupción o a cambios en la dirección de los vientos predominantes (Fisher y Schmincke 1984, Branney y Kokelaar 2002).

Las litofacies sedimentarias asociadas representan el 19% de las rocas relevadas en los perfiles. Se encuentran en zonas restringidas dentro de la columna sedimentaria, a 3,2 y 1,1 km sobre la margen izquierda de la quebrada Larga, y a 0,7 km en ambos márgenes de la quebrada del Zorro (Fig. 2a). Las facies presentes en la quebrada Larga tienen un espesor de entre 34,4 y 24,7 m, compuestos por bancos castaños rojizos a morado de entre 1,5 a 4 m de conglomerados polimícticos medios matriz soportados, masivos, el contacto inferior es de naturaleza neta a erosivo, mientras que el superior es neto. Intercalados con bancos de areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artes y horizontal, algunos bancos presentan gradación normal. Los depósitos estudiados en la quebrada del Zorro (Fig. 2a) presentan un espesor de 3,2 metros, integrados por nivel de 0,6 a 1,15 m de areniscas medias a fina de color castaño amarillento con laminación horizontal y ondulitas de corriente.

ASOCIACIÓN DE FACIES

En base al arreglo de las facies y su relación entre sí y con las secuencias supra e infrayacentes se pudieron observar las siguientes asociaciones de facies.

Depósitos de corrientes piroclásticas de densidad

Esta asociación de litofacies presenta una amplia distribución en el área de estudio, se encuentra presente en los perfiles levantados en las quebrada Larga y del Zorro, para el ciclo Precuyano. Presentan espesores de 4,3 a 25,6 metros, integrada por un arreglo de facies compuesta por tobas lapillíticas masiva (mLT), con *fiammes* (emLT) y estructuras de escape de gases (mLTpip), tobas lapillítica líticas masiva (lmLT) y con

Unidad 5- Tobas lapillíticas masivas con *fiammes* (emLT) y estructuras de escape de gases (mLTpip)

Configuran cuerpos masivos de 4,3 y 7,4

estratificación difusa (dbLT). Estas asociaciones de facies es interpretada como generadas a partir de corrientes piroclásticas con alta concentración del material en el límite inferior, en un contexto cuasi-estable, con límites de flujos dominados por condiciones de escape de fluidos y flujos granulares (Branney y Kokelaar 2002). El soldamiento de estas corrientes piroclásticas de densidad va de grado II/III a IV (Quane y Russel 2005).

Coladas lávicas

Esta asociación de facies está presente en todos los perfiles levantados en las quebradas Larga, del Zorro y de Los Paredones para el ciclo Precuyano. Tienen espesores de 14,8 - 85 metros, en la quebrada de los Paredones, las coladas presentan una menor extensión areal debido a que se encuentran cubiertos por las coladas lávicas pertenecientes a la Formación Tromen. En base a los estudios realizados por Caffè (2002), esta asociación de litofacies se interpretan como contemporáneos a las lavas dómicas que dan origen a los depósitos de bloque y ceniza que se encuentran sobrepuestos vertical y lateralmente.

Depósitos de bloques y cenizas

Esta asociación de facies está presente en las secciones cuspidales de los perfiles levantados en las quebradas Larga y de Los Paredones para el ciclo Precuyano. Tienen espesores que varían en sentido sudeste - noroeste, pasando de 12,5 m a 9,5 m. El espesor total medido de esta facies es de 85 m en el sector oriental de los perfiles QL-1-2 y QP-1 (Fig. 2) y el menor espesor medido se observa en la sección QP-3. Estos depósitos están integrados por facies de brechas masivas, monomíticas (mlBr), matriz sostén, presenta selección muy mala, no se observa arreglo interno y posee una distribución caótica. Esta asociación presenta condiciones de depositación se relaciona con un colapso gravitacional no explosivo de un domo donde se desarrolla dispersión de baja concentración, por la rápida generación y segregación de piroclastos relativamente finos desde las zonas bajas de alta concentración de flujos granulares (Branney y Kokelaar 2002). El proceso de depositación comienza con un pulso inicial que a medida que va perdiendo energía cinética y dispersando su

presión interna, se mueve y enfría rápidamente desde la base hacia el tope y de su parte frontal hacia la apical. Los pulsos posteriores se van acumulando progresiva y horizontalmente pendiente abajo, sobre la parte superior de los flujos depositados previamente (Schwarzkopf *et al.* 2005).

Depósitos de caída

Esta asociación de litofacies está restringida a dos sectores en el área de estudio, se encuentra presente en los perfiles levantados en las quebrada Larga y del Zorro, para el ciclo Precuyano. Tiene espesores de 21 a 79 cm, relacionado a capas con una amplia extensión lateral, está formado por toba fina, vinculada a la asociación de litofacies asociada a los depósitos de flujos piroclásticos densos.

HISTORIA ERUPTIVA

La cronología relativa de eventos descriptos en el sector norte de la serranía, acorde con las relaciones de campo (Fig. 2), indica que el suceso eruptivo más antiguo acaecido en el área de estudio comprendió a los depósitos de corrientes piroclásticas de densidad moderadamente soldadas (Wilson y Hildreth 2003) o de grado IV (Quane y Russel, 2005). Hay evidencia de una reducción de la actividad volcánica durante este evento, lo cual dio paso a la generación de un estadio sedimentario representado por depósitos de abanicos aluviales. Posteriormente a este período se reactiva la actividad de tipo explosiva similar a la observada en la sección basal del perfil (QL-1), la cual origina corrientes piroclásticas de densidad moderadamente soldadas (Wilson y Hildreth 2003) o de grado IV (Quane y Russel 2005). Continúa a esta actividad un volcanismo efusivo, el cual corresponde a la extrusión de magmas andesíticos, en forma de coladas que representan las litofacies de flujos lávicos masivos. Las lavas andesíticas componen los únicos materiales eruptados durante este evento (perfiles QL-1, QL-2), se apoyan sobre los depósitos de flujos piroclásticos moderadamente soldados y no presenta depósitos piroclásticos intercalados. Una nueva disminución de la actividad volcánica posibilitó un estadio sedimentario representado por depósitos de abanicos aluviales. Los ambientes sedimentarios previamente establecidos fueron rápidamente

reemplazados por una nueva fase explosiva representada por los depósitos de corrientes piroclásticas de densidad parcialmente soldadas (Wilson y Hildreth 2003) o de grado II/III (Quane y Russel 2005). Otra merma en la actividad volcánica, vuelve a generar un estadio sedimentario representado por depósitos de abanicos aluviales. Durante el último evento de tipo efusivo-explosivo, se conformaron por flujos lávicos de composición andesítica y depósitos de flujos de bloques y cenizas generados a partir del colapso de cuerpos dómicos. Los niveles de flujos lávicos andesíticos se interpretan como contemporáneos a las lavas dómicas que dan origen a los depósitos de bloque y ceniza que se encuentran sobrepuestos vertical y lateralmente (Caffè 2002). En función a los trabajos de Cole *et al.* (2002) y Schwarzkopf *et al.* (2005), se infiere en base al arreglo areal de las litofacies, sus relaciones verticales y laterales, que los depósitos de bloques y cenizas estudiados, podrían estar indicando un centro eruptivo propiamente dicho, de pequeño desarrollo, en las cercanías del área de estudios hacia el sector sudeste, a no más de 7 kilómetros de distancia del mismo. En base a lo anteriormente expuesto se sugiere que el edificio volcánico que generó los depósitos estudiados tenía características de tipo estratovolcán cuya composición es de afinidad calcoalcalina.

ESTRUCTURA

En la zona se reconocen dos lineamientos de rumbo noroeste (Fig. 1b), hacia el norte el del río seco de la Aguada del Altar que podría continuarse hacia el oeste, hacia el río Grande y el del río seco Aguada de la Tosca, al sur de la sierra, fuera del área de estudio. Los cuerpos intrusivos subverticales que cortan a los depósitos del ciclo Precuyano presentan dos orientaciones una noreste y otra noroeste. Los diques pertenecientes al juego noreste cambian su disposición en sentido longitudinal de este-oeste a noreste hacia el sur, los mismos, atraviesan toda la secuencia mesozoica. El juego de diques de rumbo noroeste sin embargo esta poco representado en la serranía, su orientación es semejante a la que describen los lineamientos del río seco de la Aguada del Altar, de los volcanes El Jinete y Los Callos, dentro del área de estudio y del río seco de la Tosca (al sur del área de estudio), atraviesan ínte-

gramente a la secuencia mesozoica (Fig 1b). Las dos direcciones regionales observada en los cuerpos intrusivos en esta contribución, son concordantes con las halladas por Guzmán *et al.* (2011), en el área de estudio.

Se distinguieron dos sistemas de fallas principales que involucran a la secuencia jurásica temprana en la deformación: 1) un sistema de fallas de rumbo ONO; y 2) un sistema de fallas ENE. El primer sistema está constituido por las fallas normales que poseen un rumbo entre 289° y 315° y fuerte inclinación al sudoeste que varía entre 60° y 80°. El desplazamiento de la fallas varía entre los 16 y 35 metros. Los bancos afectados por este sistema presentan una actitud homogénea de rumbo NNO e inclinaciones que varía entre los 12° y 39° al ENE. El segundo sistema de fallas tiene un azimut entre los 47° y 56° e inclinan al SE entre 50° y 60°. El desplazamiento de la fallas varía entre los 13 y 41 metros. Los bancos afectados por este sistema presentan una disposición de rumbo ONO e inclinaciones que varía entre los 6° y 17° al NNE. Ambos sistemas de fallas atraviesan toda la secuencia precuyana incluyendo la Formación Remoredo, pero sin haberse observados que penetren en el Grupo Cuyo, en el sector norte de la serranía.

DISCUSIÓN

Los estudios realizados sobre la secuencia afloramientos de la sierra de la Cara Cura, permite verificar la clara supremacía de las rocas volcánicas respecto a las clásticas, en el relleno del syn-rift. Las columnas aquí descritas inician con depósitos ignimbríticos moderadamente soldadas y lavas andesíticas, se continúan en su sección media con depósitos ignimbríticos con menor grado de soldadura que pasan a depósito de lavas y bloques y cenizas. Intercalados entre los mismos han sido descritas unas series de secuencias sedimentarias asociadas a abanicos aluviales. Esta relación donde predomina la naturaleza volcánica sobre la sedimentaria ha sido descrita para caracterizar principalmente a los depósitos observados en la provincia de Neuquén de la Cuenca Neuquina (Gulisano y Pando 1981, Gulisano *et al.* 1984, Gulisano y Gutiérrez-Pleimling 1995, Pángaro *et al.* 2002, Llambías *et al.* 2007, Franzese *et al.* 2006, 2007, Muravchick *et al.* 2008, 2011, D'Elia *et al.* 2012,

entre otros). Entre tanto en el sur mendocino el relleno de la cuenca estaría compuesto en su gran mayoría por componentes de origen sedimentario sobre los volcánicos (Llambías *et al.* 2007). De esto se desprende que la columna aquí descrita describe un arreglo inverso volcánico sedimentario al relleno de otros depocentros en el sur mendocino para este ciclo, mientras que la composición obtenida de naturaleza andesítica, se mantiene constante durante el período de tiempo en el cual se sostuvo la actividad volcánica estudiada para este sector de la sierra, como se observa en la petrografía. En base a las observaciones realizadas, se podría inferir que la actividad volcánica fue intensa aunque no de la magnitud que se registró en otros sectores de la cuenca debido en parte a que los espesores encontrados son de menor envergadura, por ejemplo en los depocentros de Cerro Bandera (Pángaro *et al.* 2002a,b, Bermudez *et al.* 2002), Cordillera del Viento (Llambías *et al.* 2007), Sañicó, Piedra del Águila y Cahil (Franzese *et al.* 2006, 2007, Muravchick *et al.* 2008, 2011, D'Elia *et al.* 2012, D'Elia y Martí 2014), se describieron respectivamente espesores de 1654, 1500, 1850, 1550, y mayores a 1000 m de relleno precuyano, mientras que los espesores en el área de estudio no superan los 449 m y los espesores mínimos medidos en otros sectores de la sierra son de 800 metros, y al tipo de actividad volcánica presente. Contrario a lo propuesto por D'Elia y Martí (2014) para el sector sur de la Cuenca Neuquina, no se ha encontrado evidencia de la existencia de una caldera. Esto es debido a la ausencia de megabrechas, alteración en fase vapor y desvitrificación en los depósitos, así como rasgos, lineamientos o domos asociados a rasgos circulares o semi-circulares que puedan evidenciar la existencia de una estructura de colapso (Lipman 1997, Petrinovic 1999, Cole *et al.* 2005). En cambio se puede apreciar que en las corrientes de densidad piroclásticas el grado de soldadura no es tan elevado ni las unidades son tan potentes como cabría esperar para erupciones volcánicas asociadas a calderas.

Sobre la base de la relaciones existentes entre los depósitos volcánicos-volcanoclásticos y sedimentarios estudiados en esta contribución, se puede hacer una inferencia preliminar sobre la dinámica del depocentro. En el área de estudio los contactos en-

tre las ignimbritas y el límite inferior de los depósitos de abanicos aluviales son netos y poco erosivos, no se observaron depósitos de paleosuelos o alteraciones de colores que pudieran implicar oxidación en los mismos. Se puede apreciar que los espesores de los depósitos sedimentarios son de escasa envergadura en relación a los volcánicos, conformados en su mayoría por conglomerados polimícticos matriz soportados con presencia de clastos de origen sedimentario y volcánico. Lo anterior expuesto coincide con los depósitos originados durante una etapa de disminución de la actividad volcánica explosiva (Smith 1991, Cole y Ridgway 1993, Muravchik *et al.* 2011, Sohn *et al.* 2013). Por lo tanto, la presencia de este tipo de depósito sedimentario sugiere un carácter inter-eruptivo en la secuencia analizada. Es importante tener en cuenta que las relaciones antes descritas se sucedan varias veces en la historia eruptiva y su ocurrencia y frecuencia dependerá de la tasa y tipo de actividad volcánica, duración del evento volcánico y su interacción con el ambiente en el cual se encuentra (Muravchik *et al.* 2011).

De acuerdo a las observaciones de campo, la dirección del sistema de fallas de rumbo ONO, el lineamiento del río seco de la Aguada del Altar, al norte de la sierra, y la alineación de los cuerpos eruptivos asociados al volcán El Jinete y tal como mencionan, Japas y Kleiman (2004) y Kleiman y Japas (2009), en depósitos pertenecientes al Grupo Choiyoi en el Bloque San Rafael, que corresponderían al basamento del Ciclo Precuyano. Este basamento, se encuentra afectado por dos sistemas de zonas de cizalla dúctiles con rumbo NNO y ONO. La similitud con la fábrica del basamento presente en el Bloque San Rafael, permitió interpretar que las estructuras presentes en la serranía fueron controladas por las anisotropías mecánicas preexistentes del basamento. Mientras que el sistema de fallas de rumbo ENE se habrían generado sin control de fábrica de basamento, durante la apertura del depocentro. En acuerdo con lo propuesto por Giambiagi *et al.* (2009), estos patrones de fallas ortorrómbicas simétricas con respecto a la dirección de extensión principal nor-noreste y otra secundaria de rumbo nor-noroeste a noroeste, que indicarían una extensión bajo un campo de deformación tridimensional.

CONCLUSIÓN

Se ha realizado el mapeo del área noroeste de la sierra de la Cara Cura compuesta por rocas pertenecientes al ciclo Precuyano. Los estudios petrográficos y las relaciones de campo posibilitaron describir seis facies compuestas por brechas líticas masivas, toba lapillítica lítica masiva y con estratificación difusa, tobas lapillíticas masivas con *fiammes* y estructuras de escape de gases y tobas masivas, que fueron agrupadas en tres asociaciones de facies integradas por depósitos de corrientes piroclásticas de densidad con bajo a moderado grado de soldadura, coladas lávicas, y depósitos de bloques y cenizas.

La columna aquí descrita describe un arreglo inverso volcánico-sedimentario al relleno de otros depocentros en el sur mendocino para este ciclo, mientras que la composición obtenida de naturaleza andesítica, se mantiene constante durante el período de tiempo en el cual se sostuvo la actividad volcánica estudiada para este sector de la sierra, como se observa en la petrografía.

Se sugiere que un centro eruptivo de pequeño desarrollo, a unos 7 kilómetros hacia el sector sudeste del área de estudio, podría ser el responsable de la generación de los depósitos de bloques y cenizas y de sus coladas lávicas asociadas.

Teniendo en cuenta que las rocas piroclásticas no representan una única secuencia de eventos, es de esperar, se infiere que hubo sucesivas etapas de disminución de la actividad volcánica explosiva, evidenciadas por la presencia de depósitos de abanicos aluviales.

Por otro lado, las fallas normales ONO son interpretadas como fallas generadas a partir de la reactivación de debilidades previas presentes en el basamento del depocentro, mientras que las fallas ENE son fallas nuevas, creadas durante la apertura del mismo. Las variaciones de espesor descritas en este estudio y documentada en otra parte de la cuenca caracterizan el típico relleno de *rift* precuyanos.

AGRADECIMIENTOS

MD quiere agradecer al editor responsable Dr. Diego Kietzmann y a dos árbitros anónimos cuyos comentarios contribuyeron a mejorar y enriquecer el manuscrito. Este

trabajo fue realizado con fondos ITBACyT 2012-2014 del Instituto Tecnológico de Buenos Aires.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arregui, C. 2005. Trampas asociadas con rasgos de basamento en la Cuenca Neuquina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas CD, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H. 2011. Contexto tectosedimentario. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. y Vallés J. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, 29-36, Buenos Aires.
- Barredo, S. 2012. Geodynamic and Tectonostratigraphic study of a continental rift: The Triassic Cuyana Basin, Argentina. En: Sharkov, E. (ed.), Tectonics. Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, 99-130, Moscow.
- Barredo, S., Chemale, F., Ávila, J., Marsicano, C., Ottone, G. y Ramos V. 2012. U-Pb SHRIMP ages of the Rincón Blanco northern Cuyo rift, Argentina. *Gondwana Research*, 21: 624-636.
- Barredo, S., Cristallini, E., Zambrano, O., Pando, G. y García, R. 2008. Análisis tectosedimentario del relleno de edad precuyana y cuyana inferior de la región septentrional del alto de Kauffman, Cuenca Neuquina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 443-446, Mar del Plata.
- Barredo, S. y Stinco, L. 2014. Unconventional Reservoir Geology of The Neuquén Basin Argentina. Annual Technical Conference and Exhibition, Paper 170905.
- Barredo, S. y Stinco, L. 2010. Geodinámica de las cuencas sedimentarias: Su importancia en la localización de sistemas petroleros en Argentina. *Petrotécnica* 2: 48-68.
- Barredo, S. y Stinco, L. 2013. A Geodynamic View of Oil and Gas Resources Associated to the Unconventional Shale Reservoirs of Argentina. Unconventional Resources Technology Conference, 1-10, San Antonio.
- Bechis, F. y Giambiagi, L. 2008. Kinematic analysis of data from small scale faults and its application to the study of an extensional depocenter, Neuquén basin, west-central Argentina. International Meeting of Young Researchers in Structural Geology and Tectonics, Abstracts: 575-580, Oviedo.
- Bechis, F., Cristallini, E., Giambiagi, L., Yagupsky, D., Guzmán, C. y García, V. 2014. Transtensional tectonics induced by oblique reactivation of previous lithospheric anisotropies during the Late Triassic to Early Jurassic rifting in the Neuquén basin: Insights from analog models. *Journal of Geodynamics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.04.010>.
- Bechis, F., Giambiagi, L., Lanés, S., García, V. y Tunik, M. 2009. Evidencias de extensión oblicua en los depósitos de sinrift del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 293-310.
- Bechis, F. y Giambiagi, L. 2009. Kinematic analysis of small-scale faults and its application to the study of an extensional depocenter, Neuquén basin, west-central Argentina. *Trabajos de Geología* 29: 119-124.
- Bermúdez, A. y Delpino, D. 2002. Perfiles tipo sobre las secuencia volcánoclastica de la unidad Precuyano en la sierra de Chacayco (Area Ao. Lapa y Cerro Colorado). Segundo informe sobre dataciones radimétricas. Informe interno Repsol YPF (inédito), 22 p, Buenos Aires.
- Best, M. y Christiansen, E. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, Inc. 460 p., Oxford.
- Branney, M. y Kokelaar, B. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society London, Memoir* 27, 144 p., London.
- Brown, R., Kokelaar, B. y Branney, M. 2007. Widespread transport of pyroclastic density currents from large silicic tuff, Scafell caldera, English Lake District, UK. *Sedimentology* 54: 1163-1190.
- Caffe, P. 2002. Estilos eruptivos del complejo volcánico dómico Pan de Azúcar - Puna Norte. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 232-250.
- Cas, R. y Wright, J. 1987. *Volcanic successions: Modern and ancient*. Allen and Unwin, 528 p., London.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Universidad de Chile. Comunicaciones* 26: 1-137.
- Cole, J., Millner, D. y Spinks, K. 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews* 69:1-26.
- Cole, P., Calder, E., Sparks, R., Clarke, A., Druitt, T., Young, S., Herd, R., Harford, C. y Norto, G. 2002. Deposits from dome-collapse and fountain-collapse pyroclastic flows at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. En: Druitt, T. y Kokelaar, B. (eds.), *The Eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society, Memoir 21: 231-262, London.
- Cole, R. y Ridgway, K. 1993. The influence of

- volcanism on fluvial depositional systems in a Cenozoic strike-slip basin, Denali fault system, Yukon Territory, Canada. *Journal Sedimentary Petrology*, 63: 152-166.
- Criado, P., Momburu, C. y Ramos, V. 1981. Estructura e interpretación tectónica. 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 155-192, San Luis.
- Cristallini, E., Pando, G., Martínez, J., Buhler, M., Tomazzoli, R., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 248-264.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J. y Bilmes, A. 2012. Syn-rift volcanism of the Neuquén Basin, Argentina: Relationships with the Late Triassic-Early Jurassic evolution of the Andean margin. *Andean Geology* 39: 106-132.
- D'Elia, L. y Martí, J. 2013. Caldera events in a rift depocentre: an example from the Jurassic Neuquén basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 170: 571-584, London.
- Fisher, R. y Schminke, H. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag, 472 p., Berlin.
- Franzese, J., Veiga, G., Muravchik, M., Angheta, D. y D'Elia, L. 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 34: 49-62.
- Franzese, J., Veiga, G., Schwarz, E. y Gómez - Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 163: 707-721, London.
- Franzese, J. y Spalletti, L. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Giambiagi, L., Alvarez, P., Godoy, E. y Ramos, V. 2003. The control of pre-existing extensional structures in the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt. *Tectonophysics* 369: 1-19.
- Giambiagi, L., Alvarez, P., Bechis, F. y Tunik, M. 2005. Influencia de las estructuras de rift triásicas - jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas Aconcagua y Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 661-671.
- Giambiagi, L., Bechis F., Lanés S., García V. y Tunik M. 2008. Formación y evolución triásica- jurásica del depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 518-531.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Martínez, A. y Folguera, A., 2011. Pre Andean deformation of the Precordillera southern sector, Southern Central Andes. *Geosphere* 7: 1021, doi:10.1130/GES00572.1
- Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Álvarez, P. y Drosina, M., 2009. Cinemática de la apertura del sector norte de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 278-282.
- Giambiagi, L. y Martínez, A. 2008. Permo-Triassic oblique extension in the Potrerillos- Uspallata area, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 252-260.
- Guliano, C. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592, San Luis.
- Guliano, C. 1993. Precuyano. En: Riccardi, A. y Damborenea, S. (eds.), *Léxico Estratigráfico de la Argentina*, Volumen IX, Jurásico: 334. Asociación Geológica Argentina, Serie B 21, 477 p., Buenos Aires.
- Guliano, C., Gutiérrez Pleimling, A., y Digregorio, R. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259, San Carlos de Bariloche.
- Guliano, C. y Gutiérrez-Pleimling, A. 1995. The Jurassic of the Neuquen Basin, a) Neuquen Province. *Asociación Geológica Argentina*, Serie E: 111 p., Buenos Aires.
- Guliano, C. y Pando, G. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Aguila y Sañico, Departamento Collón Curá, Provincia del Neuquén. 8º Congreso Geológico Argentino 3: 553-577, San Luis.
- Guzmán, C., Cristallini, E., García, H., Yagupsky, D. y Bechis, F. 2011. Evolución del campo de esfuerzo horizontal desde el Eoceno a la actualidad en la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 542-554.
- Kay, S., Ramos, V., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.
- Kleiman, L. y Japas, M. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 283-299.
- Lanés, S. y Salani, F. 1988. Petrografía, origen y paleoambiente sedimentario de las piroclásticas de la Formación Remoredo (Jurásico Temprano), Argentina (35°30'S-70°15'W). *Revista Geológica de Chile* 2: 141-152.
- Leanza, H. 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la Comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 272 - 299.
- Leanza, H. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 272-299.
- Leanza, H., Mazzini, A., Corfu, F., Llambías, E., Svensen, H., Planke, S. y Galland, O. 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 171-185.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill. Central Argentine Andes. En: McDonald, D. (ed.), *Sea level changes at active plate margins*, International Association of Sedimentology, Special Publication 12, 429-450, Oxford.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal pattern, sequences and paleogeographic evolution. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleocology* 120: 303-330.
- Lipman, P. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: Relation to caldera size and magma chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* 59: 198-218.
- Llambías, E., Leanza, H. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 217-235.
- Llambías, E., Quenardelle S. y Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a sub-alkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 243-257.
- Llambías, E. y Sato, A. 1990. El batolito de Colangüil (28°-31°S), Cordillera Frontal de Argentina, estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17: 89-108.
- Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasma-

- nia, 198 p., Tasmania.
- Miranda, J. 1963. Relevamiento geológico de la zona situada entre el bloque oriental de las Sas. De Reyes y Cara Cura, y el extremo sudoeste del Altiplano del Payún (Prov. de Mendoza). YPF, informe inédito, 46 p., Buenos Aires.
- Mosquera, A. y Ramos, V. 2005. Intraplate foreland deformation in the Neuquén embayment. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas digitales, 193-202, Buenos Aires.
- Mpodozis, C. y Kay, S. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: andes Chilenos (28°-31°S). *Revista Geológica de Chile* 17: 153-180.
- Muravchik, M., D'Elia, L., Bilmes, A. y Franzese, J. 2008. Caracterización de los depocentros de rift (Ciclo Precuyano) aflorantes en el sector sudoccidental de la Cuenca Neuquina, Argentina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 457-470, Mar del Plata.
- Muravchik, M., D'Elia, L., Bilmes, A. y Franzese, J. 2011. Syn-eruptive/inter-eruptive relations in the syn-rift deposits of the Precuyano Cycle, Sierra de Chacaico, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 238: 132-144.
- Narciso, F., Santa María, G. y Zanettini, J. 2001. Hoja Geológica 3769-I Barrancas (Provincia de Mendoza), Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000.
- Németh, K. y Martin, U. 2007. Practical Volcanology. Lecture notes for understanding volcanic rocks from field based studies. Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary 207, 221 p., Budapest.
- Oliveros, V., Creixell, C., Valin, X., Vallejos, D. y Vásquez I., P. 2012. Geological study of the Triassic to Lower Jurassic volcano-sedimentary units in northern Chile: the quest to Andean subduction initiation. 13° Congreso Geológico Chileno, Actas: 159-161, Antofagasta.
- Pángaro, F., Veiga, R. y Vergani, G. 2002a. Evolución tecto – sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Actas en CD: 16 p., Mar del Plata.
- Pángaro, F., Corbera, R., Carbone, O. y Hinterwimmer, G. 2002b. Los reservorios del Precuyano. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani G. (eds.), Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas Argentinas. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas: 229-254, Buenos Aires.
- Pángaro, F., Pereira, D. y Micucci, E. 2009. El sinrift de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 265-277.
- Pángaro, F., Pereira, M. y Giorgetti, M. 2004. Relevamiento Geológico del Precuyano en las Sierras de Reyes y Cara Cura, Provincia de Mendoza, Argentina. Repsol-YPF, (informe inédito), 22 p., Buenos Aires.
- Petford, N. 2003. Controls on primary and permeability development in igneous rocks. En: Petford, N. y McCafrey, K. (eds.), Hydrocarbons in Crystalline Rocks. Geological Society, Special Publications 214: 93-107, Londres.
- Petrinovic, I. 1999. La Caldera de colapso del Cerro Aguas Calientes, Salta, Argentina: evolución y esquema estructural. *Acta Geológica Hispánica* 34: 243-253.
- Polanski, J. 1958. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12: 165-196.
- Quane, S. y Russell, J. 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology* 67: 129-143.
- Ramos, V. y Folguera, A. 2005. El origen de la Payenia (Mendoza sur y norte de Neuquén): evolución estructural y tectonomagmática de los Andes a estas latitudes. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 115-123, La Plata.
- Rossel, P., Oliveros, V., Ducea, M., Charrier, R., Scaillet, S., Retamal, L. y Figueroa, O. 2013. The Early Andean subduction system as an analogue to island arcs: evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos* 179: 211-230.
- Schiuma, M. y Llambías, E. 2008. New ages and chemical analysis on Lower Jurassic volcanism close to the Huincul High, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 644-652.
- Schwarzkopf, L., Schmincke, H. y Cronin, S. 2005. A conceptual model for block and ash flow basal avalanche transport and deposition, based on deposit architecture of 1998 and 1994 Merapi flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129: 117-134.
- Smith, G. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En: Fisher, R y Smith, G (eds.), *Sedimentation in Volcanic settings*. SEPM Special Publication 45, 256 p., Oxford.
- Sohn, Y., Ki, J., Jung, S., Kim, M., Cho, H. y Son, M. 2013. Synvolcanic and syntectonic sedimentation of the mixed volcanoclastic-epiclastic succession in the Miocene Janggi Basin, SE Korea. *Sedimentary Geology* 288: 40-59.
- Spalletti, L., Arrondo, O., Morel, E. y Ganuza, D. 1991. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico, Prov. Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46: 167-172
- Spalletti, L., Franzese, J., Morel, E., D'Elia, L., Zúñiga, A. y Fanning, C. 2010. Consideraciones acerca de la sedimentología, paleobotánica y geocronología de la Formación Piedra del Águila (Jurásico Inferior, Neuquén, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 305-313.
- Stipanovic, P. y Rodrigo, F. 1970. El diastrofismo Eo-Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los Movimientos Jurásicos de la Patagonia. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 337-352, Buenos Aires.
- Uliana, M. y Biddle, K. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18: 172-190.
- Vásquez, P., Glodny, J., Franz, G., Frei, D. y Romer, R. 2011. Early Mesozoic Plutonism of the Cordillera de la Costa (34°-37°S), Chile: constraints on the onset of the Andean Orogeny. *Journal of Geology* 119: 159-184.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H. y Weisink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En: Tankard, A., Suarez S., y Weisink, H. (eds.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402, Tulsa.
- Wilson, C. y Hildreth, W. 2003. Assembling an ignimbrite: mechanical and thermal building blocks in the Bishop Tuff, California. *The Journal of Geology* 111: 653-670.

Recibido: 24 de junio de 2016

Aceptado: 2 de noviembre de 2016