

ANÁLISIS DE FACIES Y PETROGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL NORTE DE LA CUENCA NEUQUINA: IMPLICANCIAS PARA EL INICIO DE LA ETAPA DE *FORELAND*

Lucas Lothari¹, Ricardo Gómez^{2,3}, Maisa Tunik^{2,3}, Silvio Casadio^{2,3}

¹ Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Río Negro. llothari@unrn.edu.ar

² Universidad Nacional de Río Negro, Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología, Río Negro, Argentina.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología, Río Negro, Argentina.

ARTICLE INFO

Article history

Received June 3, 2019

Accepted November 25, 2019

Available online December 11, 2019

Handling Editor

Fernando Gómez

Keywords

Cuenca Neuquina

Abanico fluvial

Formación Diamante

Grupo Bajada del Agrio

Cretácico Superior

RESUMEN

La cuenca Neuquina es una de las principales cuencas generadoras de hidrocarburos de la Argentina. Esto, sumado al amplio registro sedimentario que posee, la han convertido en objeto de numerosos estudios geológicos. La mayoría de estos estudios fueron realizados en el centro de la cuenca, siendo muy escasos los antecedentes en la zona de la alta cordillera de Mendoza, donde se desarrolla el presente trabajo. Las rocas estudiadas pertenecen al Grupo Bajada del Agrio, compuesto por las formaciones Huitrín y Rayoso, y a la Formación Diamante, esta última equivalente al Grupo Neuquén. Estas unidades corresponden a la transición entre la etapa de *back-arc* y *foreland* (Cretácico Inferior-Cretácico Superior). El análisis sedimentológico de la sucesión expuesta en Vega de los Patos permitió determinar que la sección analizada presenta una transición entre depósitos de ambiente marino marginal restringido y abanicos fluviales (*fluvial fan*). Para el análisis petrográfico se tomaron ocho muestras de areniscas medias, dos de pelitas, dos de evaporitas y una carbonática, ésta última presenta una dolomitización intensa. Las areniscas fueron clasificadas como litoarenitas feldespáticas y litoarenitas, afectadas principalmente por la precipitación de cementos carbonáticos, ceolíticos y en menor medida por cementos ferruginosos. El análisis petrográfico también demostró que la fuente sedimentaria de la sucesión analizada es mixta, entre arco disectado y orógeno reciclado.

EXTENDED ABSTRACT

Facies analysis and petrography of the upper Cretaceous deposits in the northern Neuquen basin: implications for the beginning of the Foreland stage

The Neuquén Basin is one of the main hydrocarbon-generating basins in Argentina. This, along with a large sedimentary record, has made it

the subject of numerous geological studies. Most of these studies focus on the central part of the basin, with very little background in the area of the high mountain ranges in Mendoza (Fig. 1). The rocks studied belong to the Bajada del Agrio Group, which includes the Huitrín and Rayoso formations, and the Diamante Formation equivalent to the Neuquén Group (Fig. 2 and 3). These units correspond to the transition between the back-arc and foreland stages

(Lower Cretaceous-Upper Cretaceous).

The goal of this work is to perform a detailed sedimentological, petrographic and stratigraphic study analyzing facies, stratigraphic relationships and provenance, with the aim of adjusting the depositional model of the succession representing the Lower Cretaceous-Upper Cretaceous transition.

A sedimentological section was measured at Vega de los Patos (Fig. 4), approximately 100 km north of Malargüe. In that section fifteen facies were identified (Table 1), five facies associations (Fig. 5, 6, 7, 8 and 9) and two depositional cycles. The sedimentological analysis of the succession exposed at Vega de los Patos suggests that the analyzed section represents a transition between deposits in a marginal marine environment and fluvial fans (Fig. 15). This model allows relating the vertical variations of the facies with the progressive migration of the system, which could be related to tectonic uplift pulses.

For the petrographic analysis included eight samples of medium sandstones, two of pelites, two of gypsum/anhydrite and one carbonate. The sandstones were classified as feldspathic litharenites and litharenites (Fig. 12). The petrographic analysis also showed that the sedimentary source of the analyzed sequence is mixed, between dissected arc and recycled orogen (Fig. 12). However, it is important to highlight the appearance of conglomerate levels with carbonate lithic fragments (Fig. 13) of the Agrío Formation (Lower Cretaceous) recognized in other sectors of the basin. This suggests a contribution of part of the lower Mesozoic carbonate sequence, probably as the result of a tectonic uplift pulse. Finally, the sandstones are affected by the precipitation of carbonate, zeolitic and to a lesser extent ferruginous cement (Fig. 10) and the carbonate rocks show an intense dolomitization and evidence of microfossils (Fig. 11).

The analysis by X-ray diffractometry served to determine that the zeolitic cement observed petrographically was analcime (Fig. 14). It also revealed variations in the composition of clays along the section (Fig. 16). Such variations indicate arid and alkaline deposition conditions for the base of the Diamante Formation that change to a humid climate environment and acidic conditions in the middle sector.

In the center of the basin, the transition between the back-arc and foreland stages is related to the Interconian unconformity. However, there are no

previous works that mention it in the study area. In previous works, an erosion or no deposit gap of 25 Ma was established, which include the entire Rayoso Formation, with the Huitrín Formation in contact with the Neuquén Group. Using a maximum age of deposition of the Huitrín Formation 100 km south of the study area (124 Ma) and those made in the first sandstone of the Diamante Formation in the study area (107 Ma) the gap would go down to 17Ma. Considering that there was no evidence of unconformity along the studied section, a transition or a paraconformity between the strata analyzed is assumed.

Keywords: Neuquén Basin, fluvial fan, Diamante Formation, Bajada del Agrío Group, Upper Cretaceous.

INTRODUCCIÓN

La cuenca Neuquina actualmente se encuentra ubicada entre los 34° y 40° S, inmediatamente al este del arco volcánico andino (Fig. 1). La evolución de la cuenca se puede dividir en tres estadios tectónicos que controlaron fuertemente la sedimentación: *rift*, *back-arc* y *foreland*, acumulándose durante su evolución, aproximadamente 6 km de sedimentos, que abarcan desde el Mesozoico al Cenozoico inferior (Naipauer *et al.*, 2014 y trabajos allí citados). Este trabajo, se focaliza en la transición entre la etapa de *back-arc* y la de *foreland*.

En la cuenca Neuquina, estudios de facies, petrográficos y dataciones de circones detríticos, definieron que la depositación del Grupo Neuquén, estaría relacionada con el levantamiento incipiente de la cordillera de los Andes (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012, 2016; Gómez *et al.*, 2019). Antes de este levantamiento, las áreas positivas se ubicaban hacia el este, desarrollándose desde allí sistemas fluviales y lacustres, actualmente representados por las sedimentitas del Grupo Bajada del Agrío (Zavala y Ponce, 2011).

Las sedimentitas estudiadas afloran en la localidad de Vega de los Patos (34°39'32"S y 69°41'30"O) (Fig. 2), en el sector norte de la cuenca Neuquina. A su vez, se encuentran dentro de la faja plegada y corrida de Malargüe, formando parte de los limbos de estructuras sinclinales y anticlinales con orientación N-S. Dicha sucesión sedimentaria está compuesta por el Grupo Bajada del Agrío en la parte inferior, el cual está integrado en la base por

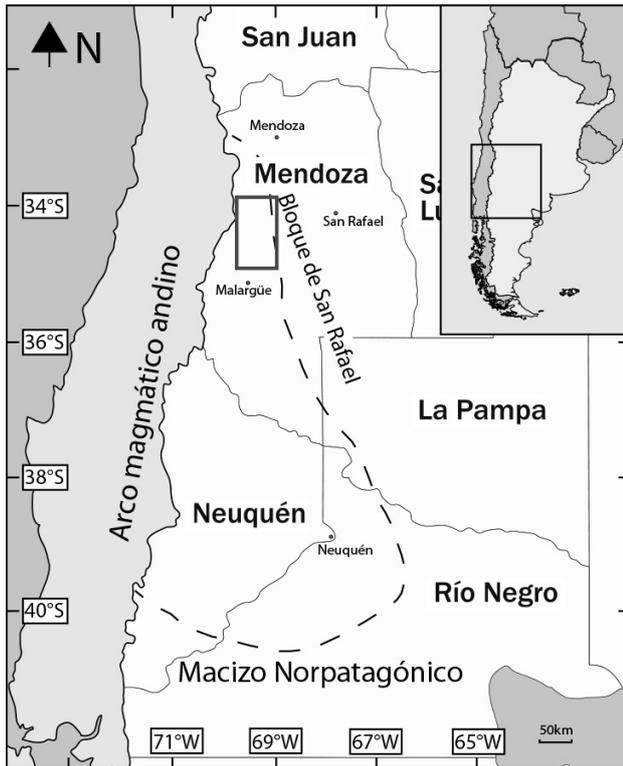


Figura 1. Ubicación del área de estudio. La línea discontinua delimita la cuenca Neuquina y el rectángulo rojo indica el área de estudio.

Figure 1. Location of the study area. The dashed line delimits the Neuquén basin and the red rectangle indicates the study area.

la Formación Huitrín y en concordancia sobre la anterior, por la Formación Rayoso. Culminando la sucesión sedimentaria y apoyada sobre la Formación Rayoso, se encuentra la Formación Diamante (Fig. 3), equivalente a los depósitos del Grupo Neuquén en el centro de la cuenca (Gómez *et al.*, 2019). Es posible ubicar a grandes rasgos la posición estratigráfica de la sucesión, sin embargo, los contactos entre las unidades no están formalmente definidos en la zona. Los principales afloramientos de esta sucesión se encuentran bien expuestos en el arroyo Las Playitas, en Vega de los Patos y en los afloramientos ubicados al norte del río Diamante (Fig. 2).

Este trabajo, tiene como objetivo realizar un estudio sedimentológico, petrográfico y estratigráfico de detalle, analizando las facies presentes, relaciones estratigráficas y de procedencia, lo que permitirá ajustar el modelo depositacional de la sucesión sedimentaria (Cretácico Inferior-Cretácico Superior) correspondiente a transición entre la etapa de *back-arc* y la de *foreland* de la cuenca Neuquina.

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Neuquina posee una columna sedimentaria de más de 6.000 m de espesor, incluye facies marinas y continentales que abarcan desde el Triásico Superior al Paleoceno (Arregui *et al.*, 2011). Este trabajo está focalizado en el intervalo Aptiano-Turoniano (Fig. 3).

La evolución mesozoica de la cuenca, está regida por las variaciones de la zona de subducción, con períodos de baja inclinación hasta subhorizontales, que alternan con períodos de mayor empinamiento y retroceso del arco magmático (Ramos *et al.*, 2011). La evolución tectónica de la cuenca puede dividirse en tres etapas: *rift* (desde el Triásico Inferior hasta el Jurásico Inferior), *back-arc* (Jurásico Inferior hasta Cretácico Inferior) y *foreland* (desde el Cretácico Superior hasta el Cenozoico) (Scivetti y Franzese, 2019).

Una primera etapa relacionada al *rift*, abarca del Triásico Superior al Jurásico Inferior, durante la cual se generó la configuración inicial de la cuenca, seguida por los depósitos del ciclo Precuyano. Estos depósitos se caracterizan por tener una distribución controlada por los hemigrábenes y por sus espesores variables. Se encuentran representados por rocas volcánicas de composición bimodal y depósitos continentales gruesos y piroclásticos intercalados (Franzese y Spalletti, 2001; D'Elia *et al.*, 2012).

La etapa de *back-arc* está relacionada a un período de hundimiento termal, en la que se registró la primera transgresión marina paleo-pacífica representada por el Grupo Cuyo. A su vez, comenzó el desarrollo de un arco magmático al oeste, en la actual Cordillera de la Costa de Chile, a partir del Jurásico Inferior. La etapa de *back-arc* continuó hasta el Cretácico Inferior y se caracterizó por potentes sucesiones sedimentarias tanto marinas como continentales, depositadas en el retroarco andino (Mpodozis y Ramos, 2008).

La transición a una cuenca de *foreland* comenzó a fines del Cretácico Inferior con la horizontalización de la placa subducida, lo que dio lugar a un régimen tectónico compresivo y provocó la migración del frente orogénico hacia el este (Tunik *et al.*, 2010; Gianni *et al.*, 2018; Muñoz *et al.*, 2018). Para el Cretácico Superior (aproximadamente 100 Ma), se estableció la cuenca de *foreland* en el retroarco. Esto se ve reflejado en los datos obtenidos de procedencia y en los patrones de edades de los circones detríticos (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012; Fennell *et al.*

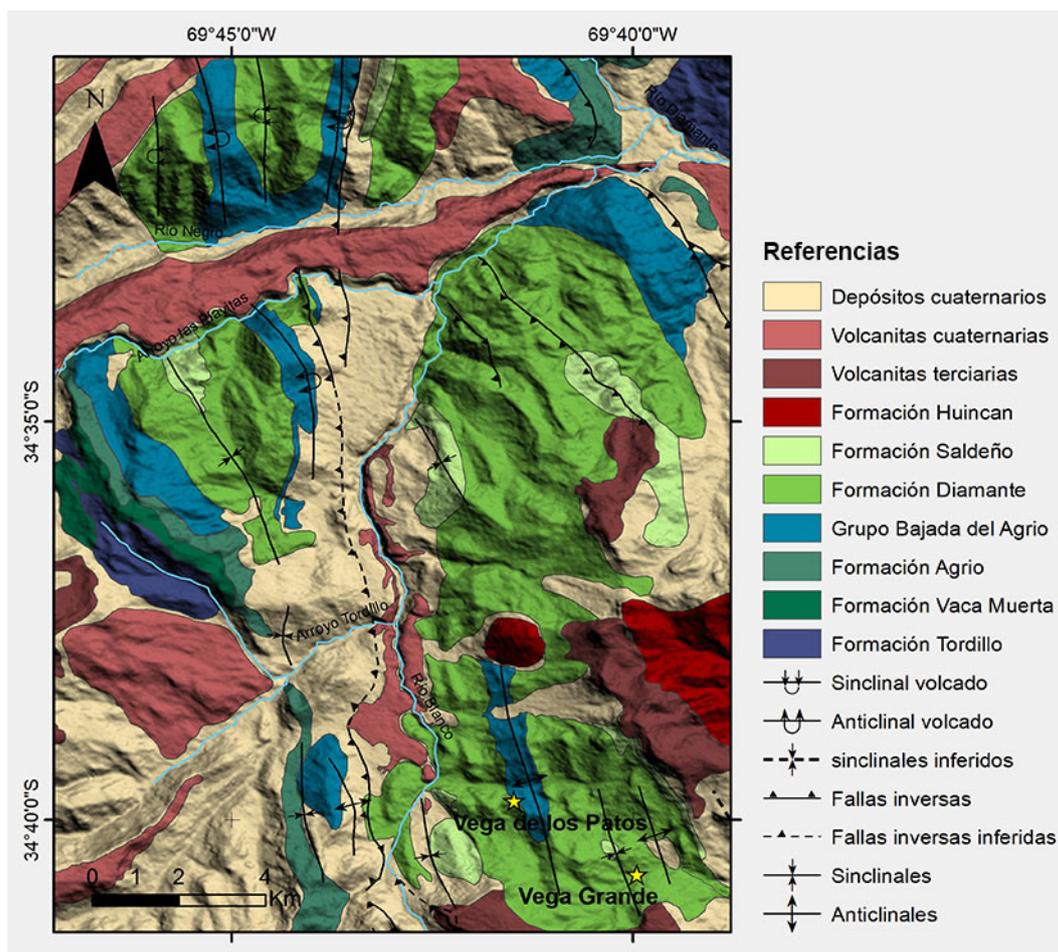


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. Se detallan las formaciones analizadas y las posibles áreas de procedencia. Las estrellas amarillas corresponden a las localidades aledañas donde afloran las rocas estudiadas.

Figure 2. Geological map of the study area. The analyzed formations and the possible source areas are detailed. The yellow stars correspond to the neighboring localities where the studied rocks are exposed.

al., 2015; Di Giulio et al., 2016; Balgord y Carrapa, 2016; Borghi et al., 2017; Gómez et al., 2019).

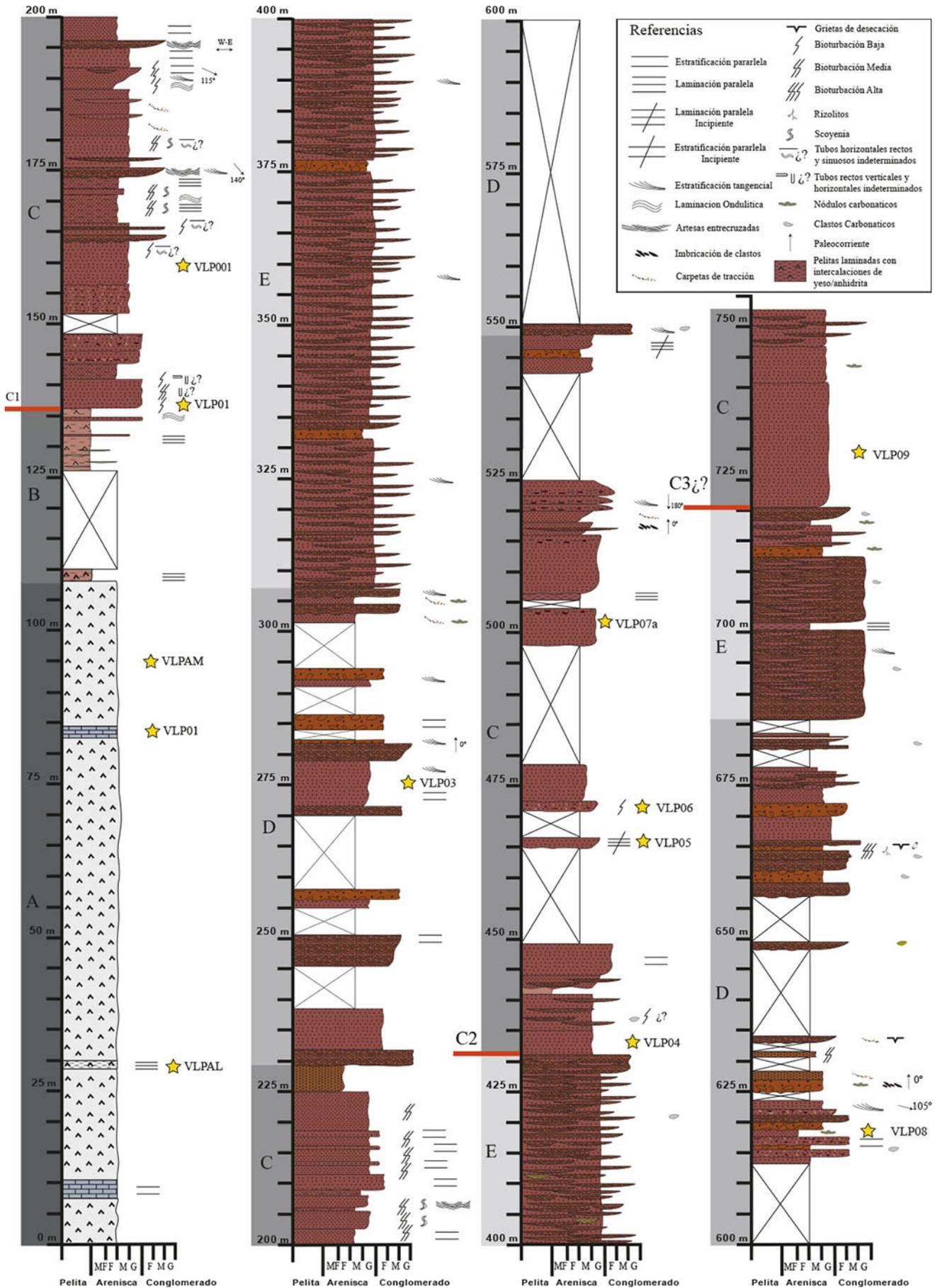
Estratigrafía de la transición *back-arc-foreland*

El relleno de los depósitos que representan la transición en la evolución de la cuenca hacia una de *foreland* está integrado por los Grupos Bajada del Agrio y Neuquén.

El Grupo Bajada del Agrio, en el centro de la cuenca, se compone de una espesa secuencia de carbonatos, evaporitas, areniscas finas y pelitas rojas, correspondientes a las formaciones Huitrín y Rayoso (Leanza, 2003; Gabriele, 2016). Esta última se acumuló en un medio predominantemente continental, el cual marca la desconexión definitiva

de la cuenca con el paleo-océano Pacífico (Zavala y Ponce, 2011). En la zona de estudio, los depósitos de la Formación Huitrín, corresponden a evaporitas y carbonatos intercalados, con potencias de hasta 70 m de espesor. Por otro lado, los asignados como equivalentes a la Formación Rayoso, están representados por niveles clásticos finos rojos, con potencias de hasta 80 m (Broens y Pereira, 2005).

El Grupo Neuquén, en el centro de la cuenca, se encuentra separado del Grupo Bajada del Agrio por la discordancia Intersenoniana y constituye una secuencia de aproximadamente 1.200 metros de espesor (Garrido, 2010). Está integrado por una sucesión de capas rojas compuestas principalmente de areniscas, fangolitas, grauvacas y horizontes conglomerádicos, con escasa participación de



medición de la sección utilizando el báculo de Jacob y una brújula estructural tipo *Brunton*, registrando su punto inicial y final mediante un GPS. Las capas varían su inclinación hacia el oeste, entre 55° en el inicio de la sección y 70° en la parte superior, manteniendo un rumbo de aproximadamente N 355°. La sección fue dibujada a escala 1:750 (Fig. 4).

Para realizar los cortes delgados, se tomaron 11 muestras de areniscas medias y rocas evaporíticas distribuidas a lo largo de la sección. Los 11 cortes delgados, fueron impregnados con resina epoxi azul para resaltar la porosidad y se les realizó una tinción de carbonatos con Rojo de Alizarina y ferricianuro potásico, siguiendo el método de Dickson (1965) con el fin de diferenciar calcita de dolomita y calcita ferrosa y no ferrosa. Para la clasificación de las areniscas se utilizó el diagrama de Folk *et al.* (1970) y se llevó adelante un análisis modal usando el método de Gazzi-Dickinson, contando 400 puntos por corte delgado (Ingersoll *et al.*, 1984). El conteo modal se llevó adelante cuantificando siete tipos de cuarzo; monocristalino con extinción recta (Qr), monocristalino con extinción ondulosa (Qo), engolfado (Qe), en roca volcánica como fenocristal (Qv), policristalino de grano grueso (Qp1), policristalino de grano medio (Qp2) y policristalino de grano fino (Qp3). Se subdividió a los feldespatos en cuatro tipos; plagioclasa (Fp), plagioclasa en roca volcánica como fenocristal (Fpv), potásico (Fk) y potásico en roca volcánica como fenocristal (Fkv). Los fragmentos líticos fueron discriminados en siete tipos; paleovolcánicos máficos (con texturas *lathwork* y microlítica) (Lpm), paleovolcánicos de textura seriada (Lps), paleovolcánicos de textura granular félsica (Lpg), paleovolcánicos piroclásticos (Lpp), sedimentarios (Ls), metamórficos (Lm), plutónicos (Lp) y otros líticos (Lo). En relación a los cementos se identificaron cinco tipos distintos; carbonático (Ccar), ferruginoso (Cf), ceolítico (Cc), arcilloso (Ca) y otros cementos (Co). Por último, se discriminaron micas (M), opacos (Op) y porosidad (O).

Además, se analizaron 10 muestras por medio de difracción de rayos X en el Laboratorio de Microscopía y Difracción de Rayos X del IIPG,

con el fin de corroborar la composición mineralógica de la roca total (RT) y del contenido de arcillas. Para los análisis de RT se molieron 50g de cada muestra con un mortero de ágata y luego fueron tamizadas con una malla N°200 de 74 micrones. El material resultante fue colocado en un porta objeto y analizado por el difractómetro con un rango angular de 3°-60°. En cuanto a las arcillas, para el primer análisis, las muestras fueron atacadas con ácido acético por 12 horas, centrifugadas y secadas al aire. Una vez recolectados los datos con el difractómetro, fueron glicoladas a 50° por 24 horas y se volvieron a analizar. Por último se calcinaron a 550° por cuatro horas y se analizaron nuevamente, siempre con un rango angular de 2°-40°.

ASOCIACIÓN DE FACIES: DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN

Se identificaron 15 facies sedimentarias (resumidas en la tabla 1), y se establecieron cinco asociaciones de facies: A, B, C, D y E. El análisis de las asociaciones de facies y su disposición espacial permitió detectar dos ciclos depositacionales con un orden repetido: C1 y C2 (Fig. 4).

Asociación A: marino marginal restringido

Esta asociación se encuentra en la parte basal de la sucesión. Consta de espesos bancos de yeso/anhidrita masiva (Ea) (Fig. 5) que llegan a una potencia de 80 m, escasos niveles de yeso/anhidrita laminada (Fig. 5) y bancos intercalados de caliza; irregularmente estratificada (Ce) (Fig. 5), con espesores aproximados de dos metros. También es destacable la presencia de microfósiles calcáreos mal preservados (foraminíferos? y ostrácodos?) en muestras completamente dolomitizadas.

Interpretación. Dichos depósitos se interpretan como correspondientes a un ambiente marino marginal restringido (Legarreta *et al.*, 1993; Lescano *et al.*, 2015; Gabriele, 2016). Los bancos de calizas son las fases de mayor influencia marina, resultado

Figura 4. Sección sedimentológica completa, las estrellas indican la ubicación de las muestras tomadas, las columnas colocadas a la izquierda de la sección representan la distribución de las asociaciones de facies y las líneas rojas señalan el límite de los ciclos.
Figure 4. Complete sedimentological section; the stars indicate the location of the samples taken, the columns placed to the left of the section represent the distribution of the facies associations and the red lines indicate the sequence boundaries.

Facies	Litología	Estructuras sedimentarias	Potencia (metros)	Geometría	Mecanismos de depositación
Gc	Conglomerado clasto sostén	Masivas	Entre 2 y 15	Lenticular	Flujo diluido canalizado
Gm	Conglomerado matriz sostén	Masivas	De 1 a 3	Tabular	Rápida depositación producto de flujos hiperconcentrados de detritos
SGt	Areniscas medias a gruesas conglomerádicas	Estratificación entrecruzada tangencial	De 2 a 7,5	Lenticular	Flujos densos canalizados
SGm	Areniscas medias a gruesas conglomerádicas	Masivas	3	Lenticular	Rápida depositación producto de altas descargas de agua y sedimentos
St	Areniscas medias a gruesas	Estratificación entrecruzada tangencial	0,5 a 1	Lenticular	Flujos canalizados
Se	Areniscas medias a gruesas	Estratificadas	2	Lenticular	Flujo diluido
Sb	Areniscas medias a gruesas	Bioturbadas	Entre 2 y 8	Lenticular	No se puede determinar
Sm	Areniscas medias a gruesas	Masivas	entre 1 y 20	Lenticular	Rápida depositación producto de altas descargas de agua y sedimentos o bioturbación
Sfm	Areniscas finas	Masivas	De 1 a 5	Tabular	Rápida depositación producto de altas descargas de agua y sedimentos
Sfo	Areniscas finas	Laminación ondulítica	1	Tabular	Decantación y transporte en aguas someras de baja energía
Sfl	Areniscas finas	Laminadas	Entre 2 y 5	Tabular	Decantación en aguas de baja energía
Sfe	Areniscas finas	Estratificadas	Entre 2,5 y 4	Lenticular	Alto régimen de flujo
Fel	Pelitas con yeso/anhidrita	Laminación	2 y 10	Tabular	Decantación en aguas de muy baja energía con intervalos de saturación en sales
Ce	Caliza dolomitizada	Estratificación	Entre 2 y 3	Tabular	Decantación de fango calcáreo
Ea	Yeso/anhidrita	Masivo - laminado	Entre 8 y 50	Tabular	Precipitación por saturación
Cubierto	Cubierto	Cubierto	Cubierto	Cubierto	No se puede determinar

Tabla 1. En la tabla se encuentran las 15 facies definidas con sus principales características. Los códigos de las facies clásticas fueron extraídos de Miall (1996) y los códigos de rocas evaporíticas de Zavala y Ponce (2011).

Table 1. The table shows the 15 facies defined with their main characteristics. The codes of the clastic facies were extracted from Miall (1996) and the evaporitic rock codes of Zavala and Ponce (2011).

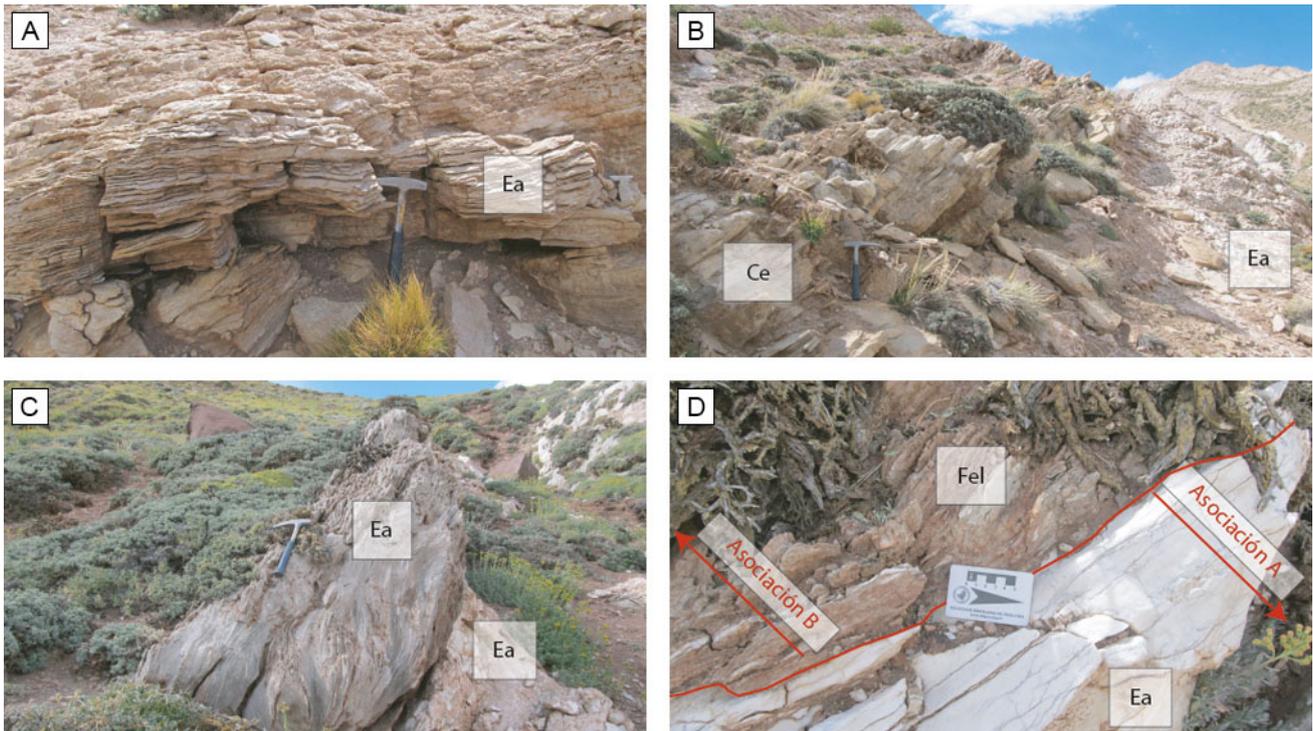


Figura 5. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies A: marino marginal restringido. **a)** banco de yeso/anhidrita laminado; **b)** banco de caliza estratificada en contacto con yeso/anhidrita masiva; **c)** yeso/anhidrita laminada en contacto con yeso/anhidrita masiva; **d)** contacto entre las asociaciones A y B. Los códigos de las imágenes están detallados en la tabla 1.

Figure 5. In the images, the main facies corresponding to the association of facies A are observed: marginal marine restricted. **a)** gypsum/anhydrite bed laminated; **b)** stratified limestone bank in contact with massive gypsum/anhydrite; **c)** gypsum/anhydrite laminated in contact with gypsum/anhydrite massive; **d)** contact between associations A and B. The codes of the images are detailed in table 1.

de pulsos transgresivos esporádicos (Legarreta *et al.*, 1993). Esto evidencia una conexión activa de la cuenca con el mar hacia el techo de la Formación Huitrín/base de la Formación Rayoso.

Asociación B: lago efímero

La segunda asociación de facies corresponde a depósitos de pelitas laminadas, intercaladas con delgadas y escasas láminas de yeso/anhidrita paralelas a la estratificación (Fel) (Fig. 6) y escasos bancos lenticulares de areniscas medias a gruesas masivas (Sm), las cuales aumentan en potencia hacia el techo (Fig. 6) y presentan niveles de ondulitas simétricas en la parte superior de los bancos (Fig. 6).

Interpretación. Estos depósitos corresponden a un ambiente lacustre, con acotados estadios de evaporación y precipitación. El aumento en la potencia y en el tamaño de grano de los cuerpos hacia

la parte superior, marca un aumento en la energía del sistema, posiblemente relacionado a cambios en el nivel de base. Los cuerpos lenticulares se interpretan como canales rellenos y la presencia de ondulitas simétricas indican condiciones subácueas someras.

Asociación C: lóbulos terminales

Esta asociación está dominada por areniscas masivas, que van de finas a gruesas, predominando las areniscas medias y gruesas (Sb, Sm y Se) (Fig. 7), siendo escasos los niveles conglomerádicos (Gm, SGm y SGt) (Fig. 7). La gran mayoría de los cuerpos presentan geometrías tabulares, estructuras de alto régimen de flujo y niveles bioturbados, representados por tubos horizontales y verticales (*Scoyenia?*) (Fig. 7). Es la única asociación con facies de areniscas finas en toda la columna (Sfl, Sfo, Sfm y Sfe) (Fig. 7). La sucesión es interrumpida ocasionalmente por cuerpos lenticulares, erosivos y poco potentes de

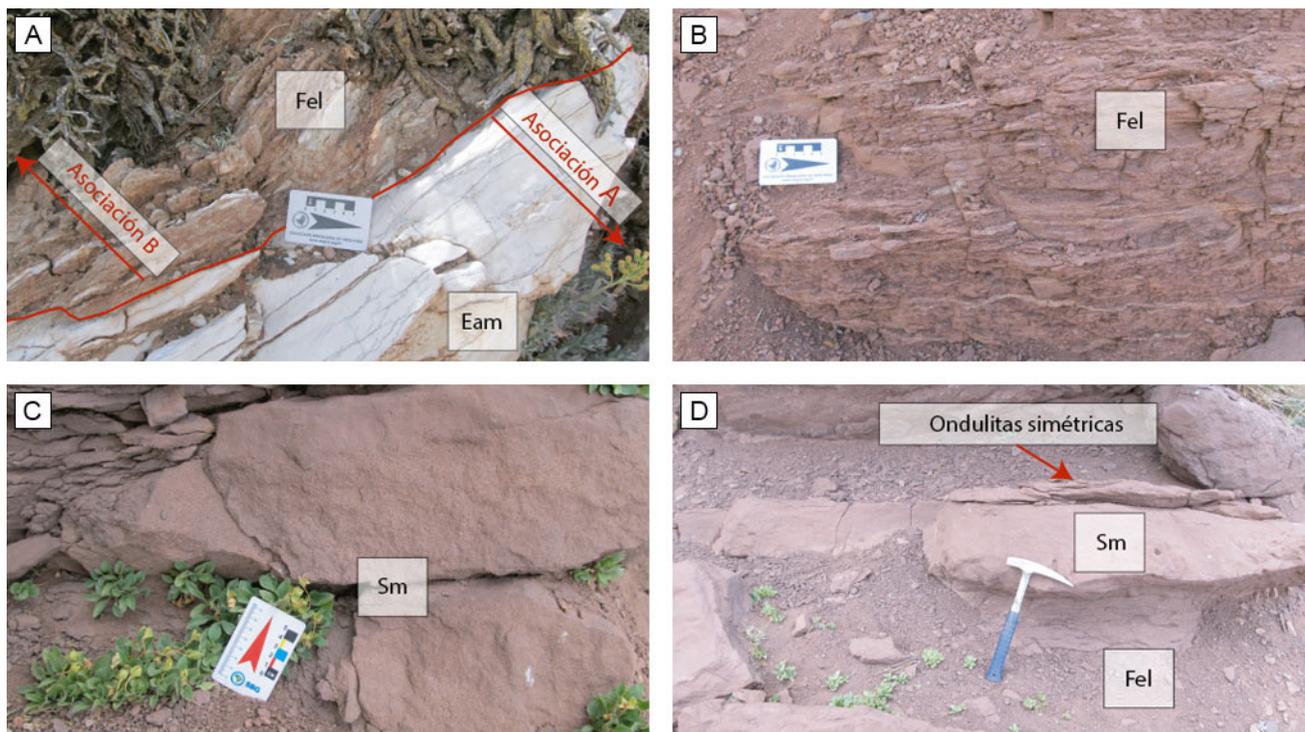


Figura 6. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies B: lago efímero. **a)** contacto entre las asociaciones A y B; **b)** pelitas laminadas con intercalaciones de yeso/anhidrita; **c)** cuerpos arenosos masivos con geometría lenticular; **d)** Cuerpos arenosos masivos con ondulitas simétricas hacia el techo en contacto con pelitas lacustres. Los códigos de las imágenes están detallados en la tabla 1.

Figure 6. In the images, the main facies corresponding to the association of facies Bare observed: ephemeral lake. **a)** contact between associations A and B; **b)** laminated pelites with gypsum/anhydrite intercalations; **c)** massive sandstones with lenticular geometry; **d)** Massive sandstones with symmetrical ripples towards the top. The codes of the images are detailed in table 1.

conglomerados matriz sostén (Gm) (Fig. 7).

Interpretación. Esta sucesión corresponde a depósitos de lóbulos terminales. Está representada principalmente por potentes cuerpos arenosos producidos por flujos en manto o no confinados. La depositación de grandes volúmenes de arenas responde a un aumento en el espacio de acomodación del sistema y las ventanas de colonización, reflejadas en los niveles bioturbados, responden a periodos de relativa estabilidad. Los conglomerados matriz sostén, representan aislados eventos de flujos de detritos o *debris flows*, comunes en sistemas de abanicos fluviales (Moscariello, 2017)

Asociación D: canales y llanuras de inundación

Este sector de la columna es principalmente conglomerádico clasto sostén (Gc) (Fig. 8), con geometrías lenticulares, incipiente estratificación entrecruzada en artesas, imbricación de clastos

y escasa participación de conglomerados matriz sostén (Gm) (Fig. 8). Los niveles arenosos corresponden a areniscas medias a gruesas masivas, con estratificación entrecruzada tangencial y estratificación paralela horizontal (Sm, St y Se) (Fig. 8). Estos niveles están asociados a potentes bancos de pelitas. También se observan bancos poco potentes integrados por conglomerados finos clasto sostén con grietas de desecación (Fig. 8).

Interpretación. Esta asociación se interpreta como un sistema de canales y llanuras de inundación, representado por cuerpos lenticulares aislados, mal seleccionados y con estructuras tractivas. La disposición aislada de los canales, se relaciona a la colmatación sedimentaria de los mismos y una posterior avulsión característica de sistemas distributarios. No se observan canales apilados y se infiere un desarrollo importante de llanuras de inundación evidenciado por las grietas de desecación y paleosuelos, a partir de la presencia de moteado

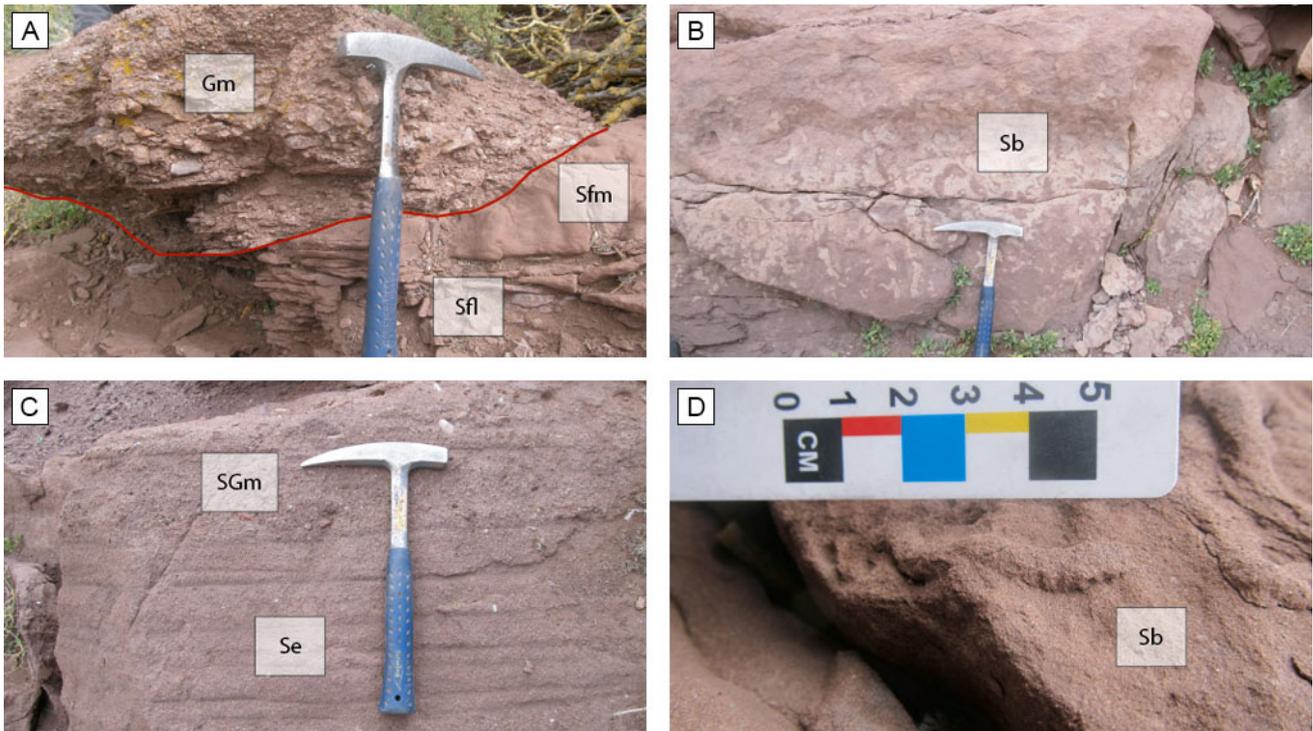


Figura 7. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies C: lóbulos terminales. **a)** conglomerado matriz sostén con geometría lenticular en contacto erosivo con areniscas finas; **b)** areniscas masivas por bioturbación; **c)** areniscas medias a gruesas estratificadas que gradan transicionalmente a areniscas conglomerádicas; **d)** *Scoyenia?* isp. preservada en arenisca media. Los códigos de las imágenes están detallados en la tabla 1.

Figure 7. In the images, the main facies corresponding to the association of facies C are observed: terminal lobes. **a)** matrix supported conglomerate with lenticular geometry in erosive contact with fine sandstones; **b)** massive sandstones by bioturbation; **c)** medium to thick stratified sandstones that transitionally grade to conglomeratic sandstones; **d)** *Scoyenia?* isp. preserved in medium sandstone. The codes of the images are detailed in table 1.

como rasgo pedogenético.

Asociación E: canales entrelazados

Esta asociación está compuesta por una intercalación de areniscas medias a gruesas (Se y St) con areniscas medias a conglomerádicas (SGt y SGm) (Fig. 9) y conglomerados clasto sostén (Gc) (Fig. 9). Tanto la facies SGt como la Gc, poseen una estratificación entrecruzada tangencial incipiente e imbricación de clastos (Fig. 9). Los cuerpos están constituidos por geometrías lenticulares de aproximadamente un metro de ancho por 15 centímetros de alto, amalgamados lateral y verticalmente (Fig. 9). La asociación se encuentra subdividida en secciones, delimitadas por bancos de conglomerados matriz sostén (Gm) (Fig. 9).

Interpretación. Esta sucesión sedimentaria corresponde a un sistema de canales entrelazados,

con canales someros apilados y barras. No presenta desarrollo de llanuras de inundación y se encuentra interrumpida por flujos densos, producto de repentinos eventos de crecidas.

Ciclos depositacionales

Los ciclos depositacionales poseen una potencia similar, el C1 tiene 305 m y el C2 280 m (Fig. 4). Tanto el C1 como el C2 están compuestos por la sucesión ordenada de las asociaciones de facies C, D y E (Fig. 4). Sumado a lo anterior, sobre el techo del C2 hacia el tope del perfil se encuentra nuevamente a la asociación C (Fig. 4), lo que permite inferir que el ciclo vuelve a repetirse (pudiendo corresponder a un nuevo ciclo, C3). Este ordenamiento en la columna sedimentaria marca una ciclicidad en los patrones de depositación, mostrando un cambio en relación a las asociaciones A y B ubicadas hacia la base de la sección. Sin embargo, el contacto entre las

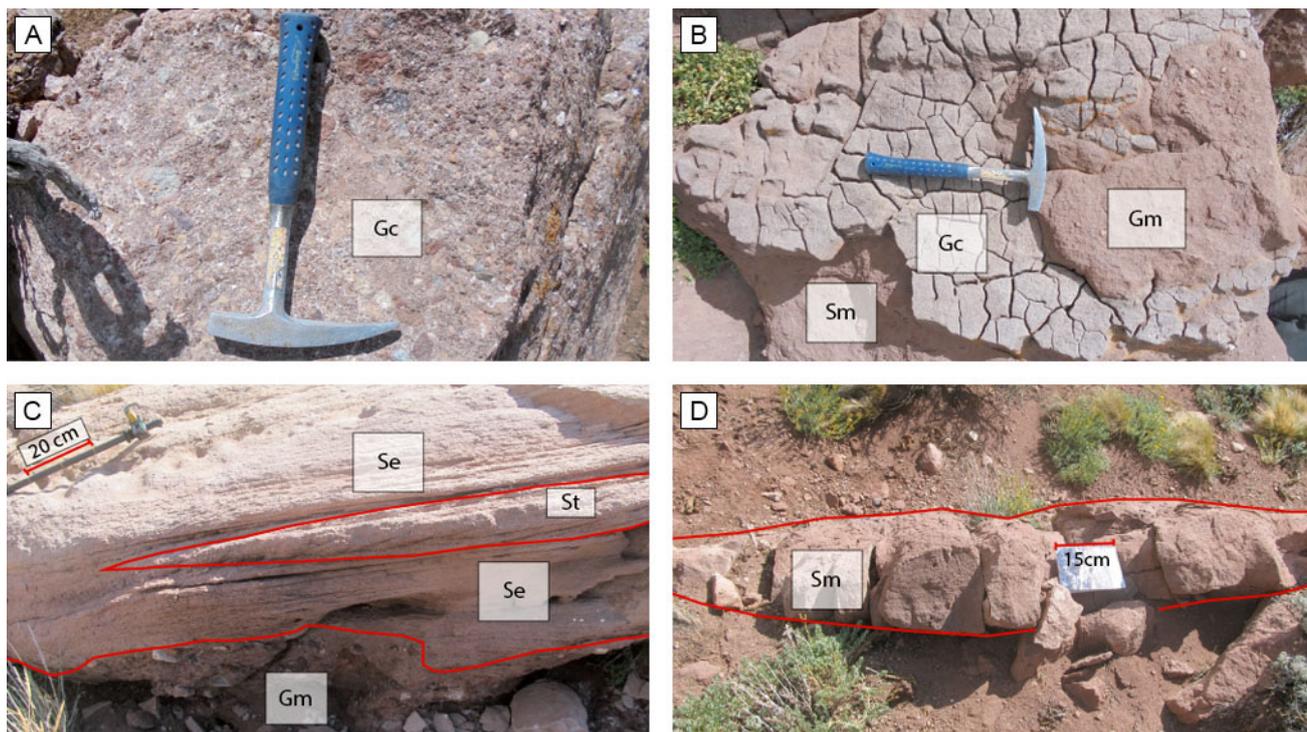


Figura 8. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies D: Canales y llanuras de inundación. **a)** conglomerado clasto sostén con clastos carbonáticos; **b)** areniscas medias a gruesas masivas en contacto con un conglomerado fino clasto sostén con grietas de desecación y por último un conglomerado matriz sostén; **c)** cuerpo de areniscas medias a gruesas con estratificación entrecruzada tangencial y geometría lenticular rodeado de areniscas con estratificación horizontal; **d)** cuerpo de arenisca media a gruesa masivo con geometría lenticular. Los códigos de las imágenes están detallados en la tabla 1.

Figure 8. In the images, the main facies corresponding to the association of facies D are observed: Channels and floodplains. **a)** clast supported conglomerate with carbonate clasts; **b)** medium to coarse massive sandstones in contact with a fine conglomerate with desiccation cracks and finally a supporting matrix conglomerate; **c)** bed of medium to coarse sandstones with tangential cross-stratification and lenticular geometry surrounded by sandstones with horizontal stratification; **d)** medium to coarse massive sandstone beds with lenticular geometry. The codes of the images are detailed in table 1.

asociaciones B y C es transicional.

PETROGRAFÍA

Descripción e interpretación de los componentes modales y sus variaciones

Cuarzo. Las muestras analizadas presentan cantidades variables de cuarzo total. En las primeras dos muestras representan el 32% de la fracción clástica, mientras que en el resto de las muestras, ubicadas hacia el techo de la sección, varían entre 38 y 44% (Fig. 16). Los cristales con extinción recta y ondulosa son predominantemente angulosos y subangulosos, siendo minoría los individuos subredondeados. Por otro lado, se observó cuarzo engolfado y cuarzo en rocas volcánicas (Fig. 10)

acentuado en las muestras VLP04, VLP06 y VLP09. Los clastos de cuarzo policristalino son escasos, salvo por el cuarzo policristalino de grano medio, que muestra un aumento hacia el tope de la sección.

Interpretación. Los cristales predominantemente angulosos y subangulosos indican un transporte reducido. La presencia de cuarzo engolfado y cuarzo en rocas volcánicas, evidencia un aporte de una fuente volcánica. La escasez de cuarzo policristalino indica un aporte reducido de fuentes metamórficas.

Feldespatos. Los feldespatos representan, en promedio, un 14% de los componentes totales. Los feldespatos potásicos se hallan como cristales individuales o como fenocristales en líticos volcánicos félsicos, siendo ligeramente más

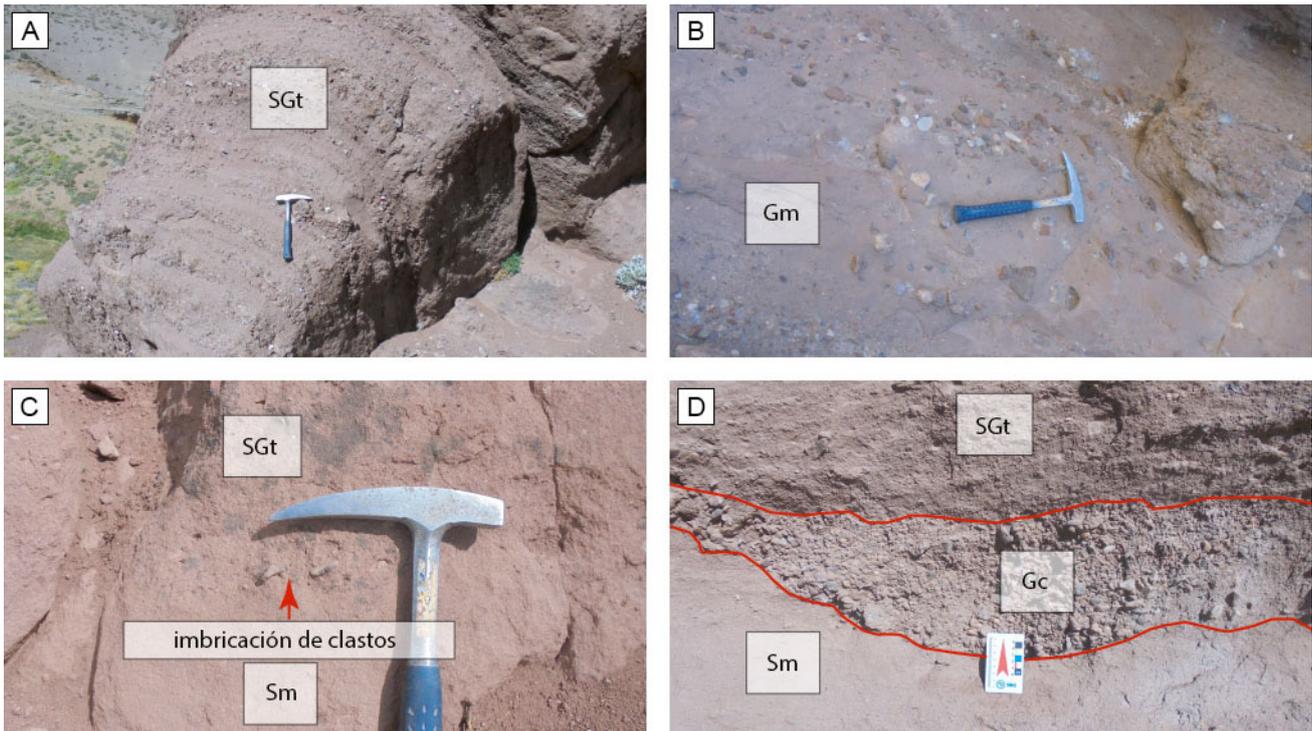


Figura 9. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies E: canales entrelazados. **a)** areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tangencial; **b)** conglomerado matriz sostén, con matriz de areniscas medias; **c)** areniscas masivas, areniscas conglomerádicas con clastos imbricados; **d)** cuerpo lenticular de conglomerado clasto sostén. Los códigos de las imágenes están detallados en la tabla 1.

Figure 9. In the images, the main facies corresponding to the association of facies E are observed: interlaced channels. **a)** conglomerate sandstones with tangential cross-stratification; **b)** supported matrix conglomerate, with matrix of medium sandstones; **c)** massive sandstones, conglomeratic sandstones with imbricated clasts; **d)** lenticular body of clast-supported conglomerate. The codes of the images are detailed in table 1.

abundantes en el sector superior de la sección. En cambio, las plagioclasas aumentan en la parte inferior de la sección y disminuyen hacia el techo de la misma. Estas variaciones se ven reflejadas en la relación feldespato plagioclasa/feldespato total, con valores entre 0,61 y 0,42 en las tres primeras muestras de la columna e inferiores a 0,26 para el resto (Tabla 3).

Interpretación. La relación feldespato plagioclasa/feldespato total marca un aporte predominantemente volcánico (Dickinson, 1970) para VLP01, VLP02 y VLP03, diferenciándolas del resto de las muestras (Fig. 16).

Líticos. Los líticos paleovolcánicos representan el 20-25% de los componentes totales en todas las muestras. Los paleovolcánicos máficos solo se presentan en la parte basal de la sección (VLP01 y VLP02), siendo escasos o nulos en la parte media y superior (Fig. 16).

Los líticos paleovolcánicos con textura seriada son levemente más abundantes en el sector central de la columna. Los líticos paleovolcánicos con texturas granulares y microgranulares, son junto a los cuarzos con extinción recta, los componentes más abundantes de la sección, mostrando un aumento hacia el tope de la misma. Los líticos paleovolcánicos piroclásticos representados generalmente por pómez e ignimbritas muestran un aumento en el sector medio. Por último, los líticos sedimentarios, metamórficos y plutónicos no son abundantes y muestran una distribución irregular a lo largo del perfil.

Interpretación. La distribución de los paleovolcánicos máficos coincidente con la de la plagioclasa, indican un aporte andesítico-basáltico para la base de la sección clástica arenosa. La presencia de líticos paleovolcánicos seriados indican un aporte de coladas de lava e intrusivos de emplazamiento superficial mesosilícicos. Mientras que los líticos

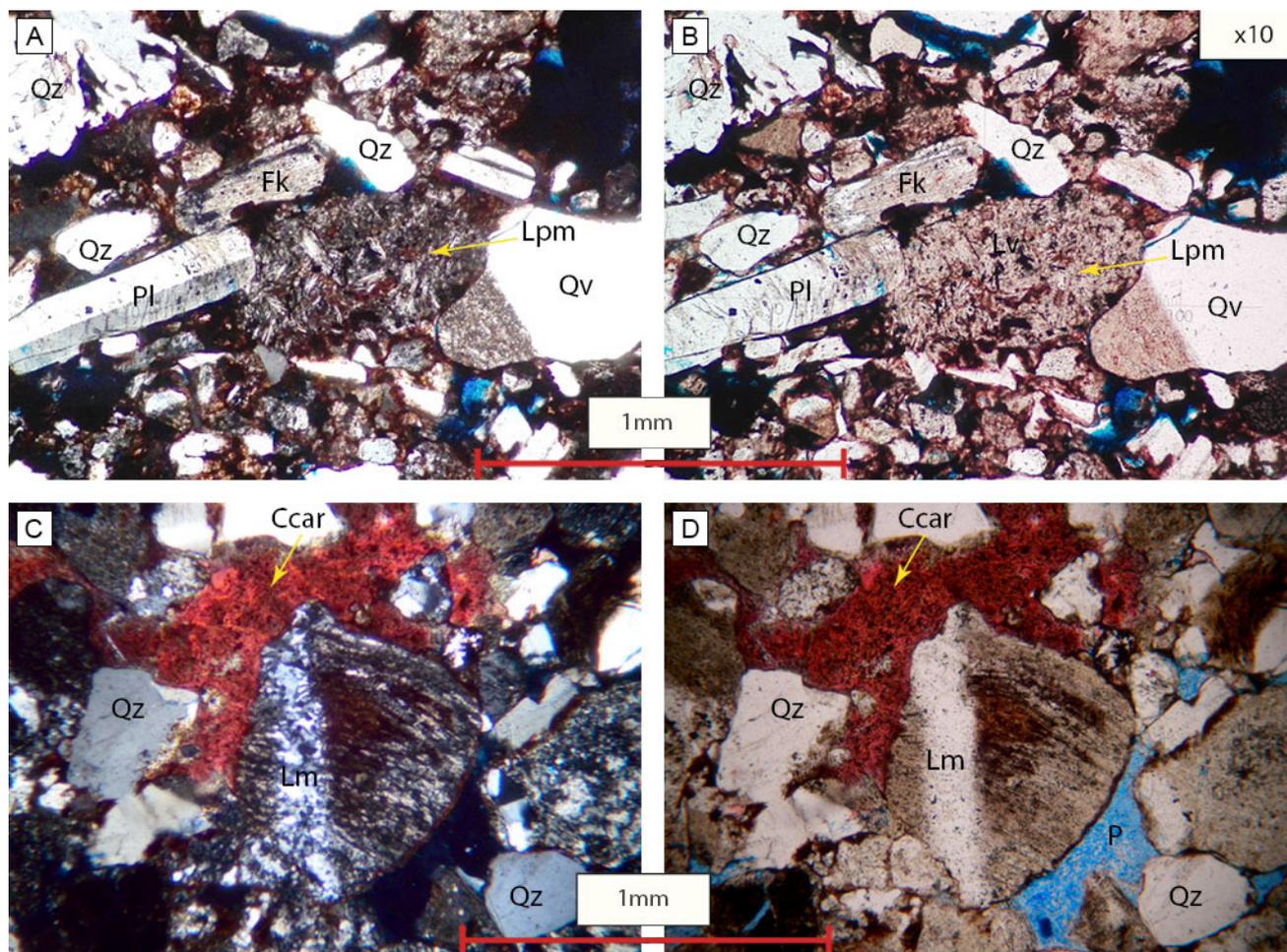


Figura 10. Microfotografías de las muestras VLP01 (arriba) y VLP06 (abajo), con nicols cruzados (izquierda) y nicols paralelos (derecha). Qz-cuarzo, Qv-cuarzo en roca volcánica, Fk-feldespato potásico, Pl-plagioclase, Lpm-lítico paleovolcánicomáfico, Lm-lítico metamórfico, Ccar-cemento carbonático y P-porosidad.

Figure 10. Microphotographs of the samples VLP01 (above) and VLP06 (below) with crossed nicols (left) and parallel nicols (right). Qz-quartz, Qv-quartz in volcanic rock, Fk-feldspar potassium, Pl-plagioclase, Lpm-mafic paleovolcanic lithic, Lm-metamorphic lithic, Ccar-carbonate cement and P-porosity.

paleovolcánicos granulares y microgranulares representan la pasta de rocas volcánicas félsicas.

Cementos. Se puede destacar la relación inversa entre los cementos carbonáticos y ferruginosos, cuando uno de los dos es abundante el otro es escaso o nulo, a excepción de la muestra VLP06 donde son similares en abundancia. El cemento carbonático se encuentra en parches rellenando los poros (Fig. 10), mientras que el cemento ferruginoso se encuentra uniformemente distribuido, rodeando los clastos y en algunos casos ocupando la totalidad del espacio intergranular. Por otro lado, el cemento ceolítico de tipo analcima, se encuentra relleno totalmente los poros y junto al cemento ferruginoso

son los dominantes en las tres primeras muestras. El cemento arcilloso es escaso (<2%) y se encuentra como una delgada capa rodeando a los clastos.

Interpretación. El cemento ferruginoso es muy común como resultado de la oxidación de líticos volcánicos y minerales máficos en presencia de aguas ricas en oxígeno, formando goethita y limonita que, en una etapa más avanzada de la diagénesis, se deshidratan para dar hematita (Scasso y Limarino, 1997). Este cemento es el responsable de la coloración rojiza de las areniscas y conglomerados de las unidades analizadas. El cemento ceolítico es dominante en ambientes lacustres alcalinos, principalmente analcima y un producto común en

la diagénesis de rocas volcánicas (Scasso y Limarino, 1997). Esto es debido a que las ceolitas se producen a partir de la hidratación del vidrio o de plagioclasas y puede liberarse Ca^{+2} que precipita como cemento carbonático (Scasso y Limarino, 1997).

Opacos y porosidad. Por último, es destacable la abundancia de minerales opacos (4,3-6,8%) en las tres primeras muestras y la disminución de los mismos en las muestras restantes (<2,5%). La porosidad es principalmente secundaria por disolución y en menor medida primaria intergranular (Fig. 10) y mantiene valores constantes en todas las muestras con un promedio general de 5,7% de los componentes totales. La presencia de analcima y carbonato de calcio como cementos, afectan notablemente la porosidad de las areniscas, sellando completamente los espacios porales en los que se encuentran.

Interpretación. La abundancia de minerales opacos es coherente con la mayor proporción de líticos básicos de las muestras VLP01, VLP02 y VLP03. La porosidad por disolución está ligada a la presencia primaria de carbonato de calcio como cemento, el cual fue disuelto de manera irregular a lo largo de toda la sección.

Petrografía de la sección evaporítica

La parte evaporítica de la sucesión está representada por potentes cuerpos de yeso/anhidrita, intercalados con bancos carbonáticos de dos metros de espesor. La muestra VLP-AL está constituida por cuplas calcáreo-anhidrita, con microbandeamientos claros y oscuros, de tonos parduzcos, esto también fue observado por Legarreta y Boll (1982). En cuanto a la muestra VLP-AM, presenta cristales de yeso y anhidrita distribuidos de manera homogénea, dando una textura masiva. Estudios experimentales y análogos sedimentarios modernos, indican que, en condiciones normales de superficie, el yeso primario es el que comúnmente precipita (Dedić *et al.*, 2018 y trabajos allí citados). Esto sugiere que la composición yeso/anhidrita puede ser producto de un proceso diagenético derivado de la deshidratación del yeso primario. Por último, la muestra VLP-C, está compuesta principalmente por cristales romboédricos de dolomita, illita y calcita, estos últimos ocupan los espacios porales (Fig. 11).

Se interpreta que la roca precipitó como caliza y que durante su diagénesis sufrió dolomitización (Wang *et al.*, 2015). Siguiendo el criterio de Wang *et al.* (2015), la muestra VLP-C correspondería a una dolomitización intensa, es decir que la cantidad de calcita dolomitizada está entre el 50% y el 90%. Quedando los espacios porales ocupados, en la mayoría de los casos, por calcita microcristalina residual y en menor medida por pátinas de illita. También es importante destacar la evidencia de la presencia de microfósiles (Fig. 11).

Petrografía de la sección clástica

Los resultados del conteo modal realizado a los ocho cortes delgados se encuentran expresados en la tabla 2. Los valores obtenidos de QFL (cuarzo-feldespatos-líticos) fueron recalculados al 100% (Tabla 4) y volcados en el diagrama de Folk *et al.* (1970). La ubicación de las muestras en el diagrama permitió establecer que las areniscas corresponden a litoarenitas feldespáticas ($\text{Q}_{39}\text{F}_{20}\text{L}_{41}$), excepto la muestra VLP04 que corresponde a una litoarenita ($\text{Q}_{38}\text{F}_{14}\text{L}_{48}$) (Fig. 12a).

En cuanto a los diagramas de discriminación de procedencia de Dickinson *et al.* (1983), los resultados del QFL recalculado al 100% muestran una procedencia de arco disectado para las muestras VLP01 ($\text{Q}_{33}\text{F}_{21}\text{L}_{46}$) y VLP02 ($\text{Q}_{32}\text{F}_{25}\text{L}_{43}$), una procedencia relacionada a un orógeno reciclado para VLP04 ($\text{Q}_{38}\text{F}_{14}\text{L}_{48}$), VLP05 ($\text{Q}_{38}\text{F}_{17}\text{L}_{45}$), VLP06 ($\text{Q}_{44}\text{F}_{18}\text{L}_{38}$), VLP07a ($\text{Q}_{40}\text{F}_{18}\text{L}_{42}$) y VLP09 ($\text{Q}_{44}\text{F}_{18}\text{L}_{38}$), mientras que la muestra VLP03 ($\text{Q}_{40}\text{F}_{20}\text{L}_{40}$) se ubica en el límite entre los campos mencionados (Fig. 12b). El diagrama QmFLt (cuarzo monocristalino-feldespatos-líticos totales) concentra a la mayoría de las muestras en las cercanías del punto de contacto entre cuatro campos: arco transicional, arco disectado, mixto y orógeno reciclado transicional, salvo a la muestra VLP04 ($\text{Q}_{18}\text{F}_9\text{Lt}_{73}$) que corresponde a un orógeno reciclado lítico (Fig. 12c).

Estos resultados no permiten establecer una clara fuente sedimentaria para las rocas analizadas, ya que indica un aporte mixto. Tampoco se evidencian grandes cambios composicionales a lo largo de la columna, necesarios para marcar un cambio en el área de aporte. Sin embargo, es importante destacar la aparición de niveles conglomerádicos con clastos de rocas carbonáticas (Fig. 13) procedentes de la

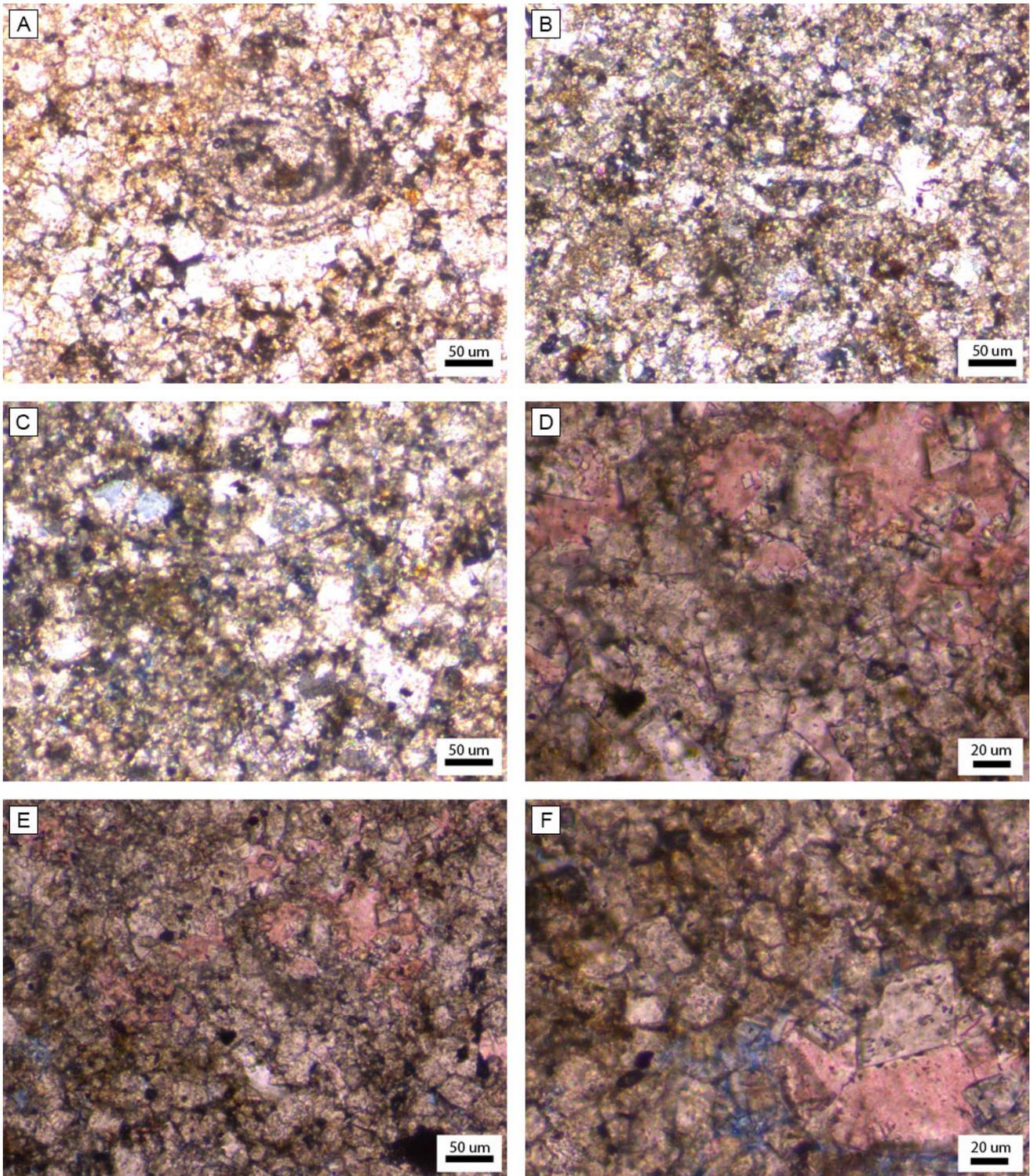


Figura 11. Microfotografía de la muestra VLP-C. En la figura a), b) y c) se pueden observar las estructuras biogénicas de microfósiles débilmente preservadas. En las figuras d), e) y f) se pueden distinguir los cristales romboédricos de dolomita, el cemento carbonático teñido de rosado y la porosidad de color azul.

Figure 11. Microphotograph of the VLP-C sample. In the figures a), b) and c) we can observe the biogenic structures weakly preserved of microfossils. In the figures d), e) and f), we can distinguish the rhombohedral crystals of dolomite, the carbonaceous cement dyed pink and the porosity in blue.

Muestra	VLP01	VLP02	VLP03	VLP04	VLP05	VLP06	VLP07a	VLP09
Qr	14%	13%	15%	9%	17%	12%	17%	15%
Qo	4%	5%	4%	4%	5%	6%	5%	5%
Qe	1%	2%	1%	2%	3%	1%	4%	1%
Qv	3%	1%	2%	9%	2%	8%	1%	6%
Qp1	1%	1%	1%	2%	1%	1%	0%	1%
Qp2	1%	2%	3%	4%	3%	3%	3%	9%
Qp3	1%	1%	1%	2%	0%	2%	1%	1%
Fp	9%	8%	6%	1%	3%	3%	4%	3%
Fpv	0%	0%	0%	1%	0%	1%	0%	0%
Fk	6%	9%	7%	6%	9%	10%	9%	9%
Fkv	0%	2%	1%	4%	1%	1%	1%	3%
Lpl	5%	4%	1%	1%	0%	0%	0%	1%
Lps	5%	5%	4%	9%	6%	6%	6%	4%
Lpg	11%	13%	8%	11%	13%	16%	16%	19%
Lpp	3%	1%	7%	3%	5%	2%	1%	1%
Lm	2%	1%	2%	2%	4%	1%	3%	0%
Ls	2%	3%	1%	2%	2%	0%	0%	3%
Lp	1%	1%	1%	4%	2%	2%	1%	1%
Lpsz	0%	3%	0%	1%	0%	0%	3%	0%
Lo	4%	3%	5%	5%	2%	2%	2%	2%
Cear	0%	1%	0%	12%	9%	6%	0%	5%
Cf	9%	7%	12%	2%	1%	6%	6%	2%
Cc	7%	8%	8%	2%	3%	4%	2%	2%
Ca	2%	0%	0%	1%	3%	2%	2%	2%
Co	1%	0%	0%	0%	1%	0%	3%	0%
M	0%	0%	0%	0%	0%	0%	3%	0%
Om	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
Op	4%	7%	6%	1%	1%	2%	3%	1%
O	8%	3%	7%	4%	6%	5%	6%	7%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

Tabla 2. Tabla de porcentajes de componentes modales por muestra.

Table 2. Table of percentages of modal components by sample.

	VLP01	VLP02	VLP03	VLP04	VLP05	VLP06	VLP07a	VLP09
Fp	36	33	22	8	12	14	14	11
Fk	23	42	31	37	39	40	42	47
P/Ft	0.61	0.44	0.42	0.18	0.24	0.26	0.25	0.19

Tabla 3. Relación entre las plagioclasas y los feldespatos totales.

Table 3. Relationship between plagioclase and total feldspars.

	VLP01	VLP02	VLP03	VLP04	VLP05	VLP06	VLP07a	VLP09
Cuarzo total	33%	32%	40%	38%	38%	44%	40%	44%
Líticos	46%	43%	41%	48%	45%	38%	42%	38%
Feldespatos	21%	25%	20%	14%	17%	18%	18%	18%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

Tabla 4. Tabla de los porcentajes de cuarzo-feldespato-líticos recalculados al 100%.

Table 4. Table of the percentages of quartz-feldspar-lithics recalculated at 100%.

	VLP01	VLP02	VLP03	VLP04	VLP05	VLP06	VLP07a	VLP09
Qr+Qo	26%	28%	29%	18%	32%	25%	34%	25%
Líticos totales	53%	49%	53%	73%	53%	58%	50%	61%
Feldespatos	21%	23%	18%	9%	16%	16%	17%	14%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

Tabla 5. Tabla de los porcentajes de cuarzo monocristalino-feldespato-líticos totales recalculados al 100%.

Table 5. Table of the percentages of monocrystalline quartz-feldspar-total lithics recalculated at 100%.

Formación Agrio (Cretácico Inferior) reconocidos también en otros sectores de la cuenca. Situación que refleja el aporte de parte de la sucesión carbonática mesozoica inferior, probablemente como consecuencia de un pulso de levantamiento tectónico.

DIFRACTOMETRÍA DE RAYOS X (DRX)

Los análisis de roca total (RT) efectuados sobre las areniscas medias arrojaron resultados que se corresponden con la mineralogía observada en la petrografía. Además, se determinó la composición mineral de los niveles pelíticos, donde lo más

destacable es la presencia de grandes cantidades de calcita, plagioclasea y cuarzo. También se corroboró que los cementos ceolíticos observados en la petrografía, correspondían a analcima (Fig. 14).

En cuanto a los análisis de arcillas, la muestra VLP00 correspondiente a la Formación Rayoso, contiene illita y trazas de esmectita. Mientras que las primeras muestras de la Formación Diamante (VLP01, VLP02), contienen un interestratificado de clorita-esmectita (corrensita) (Fig. 16), coincidiendo con lo hallado en la base del Grupo Neuquén por Franchini *et al.* (2014) para muestras tomadas en el centro de la cuenca. Estos autores relacionan la presencia de estas arcillas con un ambiente de deposición

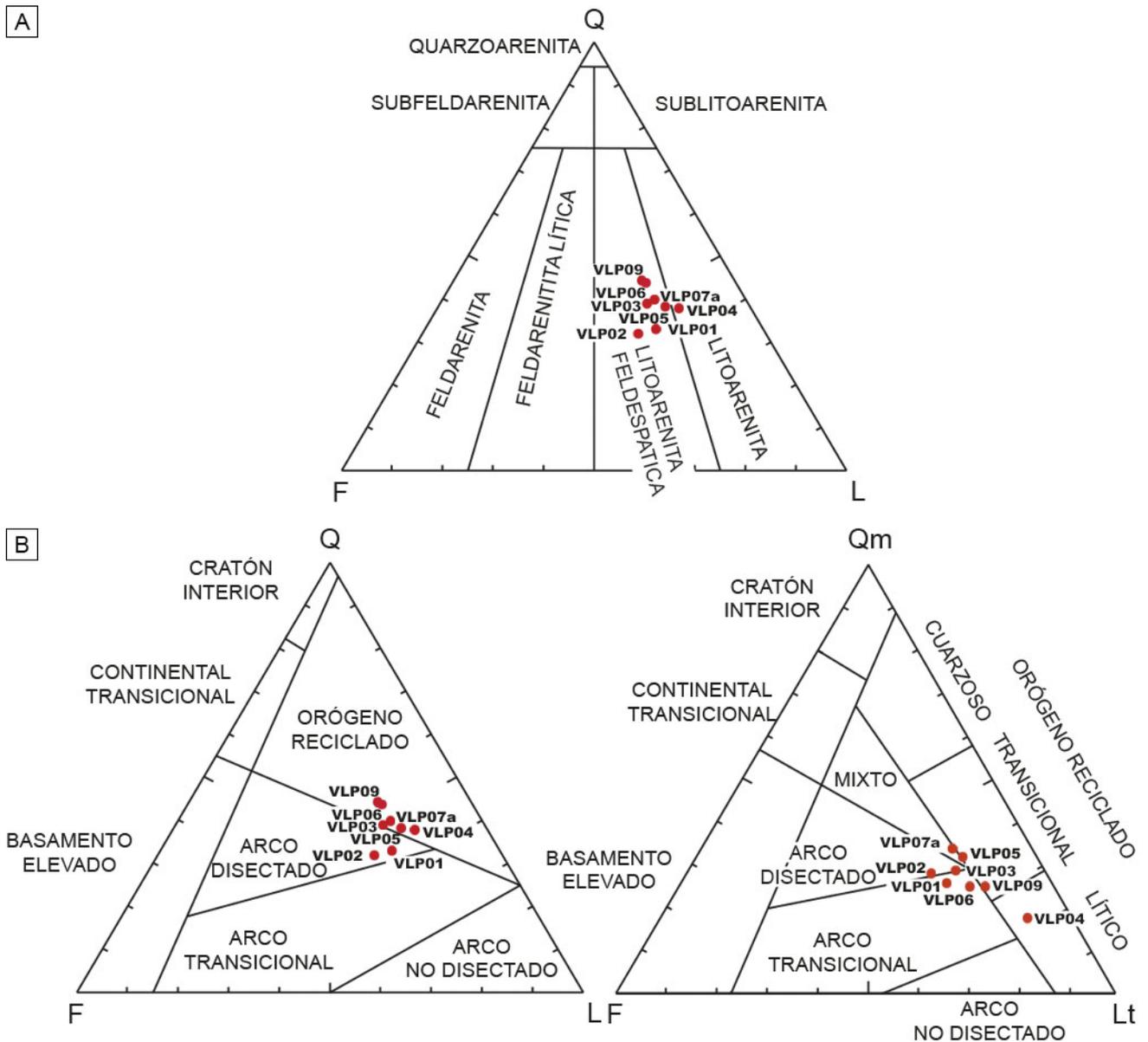


Figura 12. Diagramas de Folk *et al.*, 1970 (a) y Dickinson *et al.*, 1983 (b y c).

Figure 12. Diagrams by Folk *et al.*, 1970 (a) and Dickinson *et al.*, 1983 (b and c).

continental de clima árido y de características alcalinas. La muestra VLP03 sólo contiene escasas cantidades de esmectita y micas (Fig. 16). En cuanto a las muestra VLP04 y VLP09, presentan abundante caolinita y esmectita, siendo la caolinita dominante en VLP04 y la esmectita en VLP09 (Fig. 16). La presencia de caolinita indica condiciones de depositación relacionadas a un ambiente húmedo y ácido (Franchini *et al.*, 2014). Las muestras VLP05, VLP06 y VLP07a presentan similares composiciones, con escasa illita-esmectita (Fig. 16). Por último, en la muestra VLP08, se observan interestratificados de

illita-esmectita y escasa clorita (Fig. 16).

DISCUSIÓN

Áreas de aporte sedimentario

Por la ubicación del área de estudio, solo se contemplan como posibles fuentes de sedimentos, a la Cordillera Principal al oeste y al Bloque de San Rafael al este.

El aporte sedimentario del sector oeste está ligado al levantamiento de la Cordillera Principal,



Figura 13. Conglomerado clasto sostén, con clastos carbonáticos de la Formación Agrio (cc).
Figure 13. Clast-supported conglomerate, with carbonate clasts of the Agrio Formation (cc).

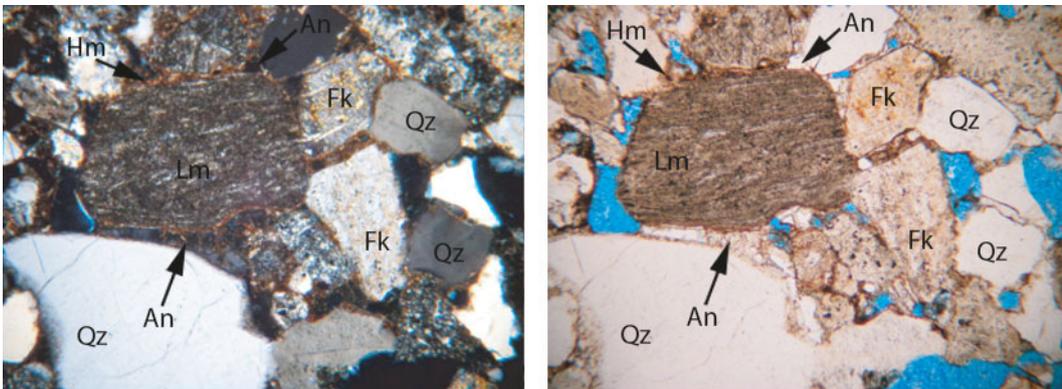
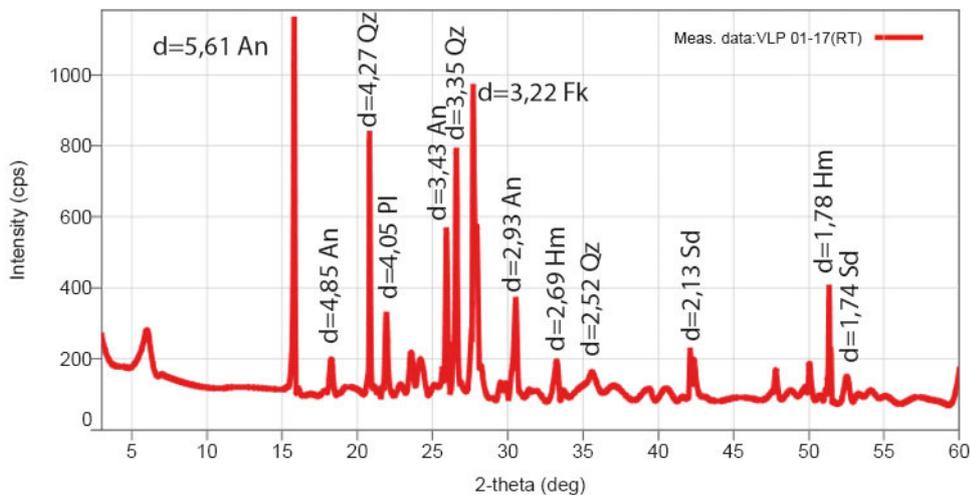


Figura 14. Corte delgado y análisis DRX de roca total de la muestra VLP01-17. Qz-cuarzo, Fk-feldspato potásico, Hm-hematita, Lm-lítico metamórfico y An-analcima.

Figure 14. Thin section and XRD analysis of the total rock sample VLP01-17. Qz-quartz, Fk-potassium feldspar, Hm-hematite, Lm-metamorphic lithic and An-analcime.



provocando la erosión del arco magmático andino y de la faja plegada y corrida (Tunik *et al.*, 2010; Borghi *et al.*, 2017; Gómez *et al.*, 2017, 2019). Este arco magmático, tuvo un extenso desarrollo desde comienzos del Jurásico hasta el Albiano, donde rocas volcánicas y piroclásticas cubrieron la parte axial de la Cordillera Principal (Mpodozis y Ramos, 1989; Muñoz *et al.*, 2018). Dentro de la zona, las únicas rocas volcánicas asociadas a dicho arco, son las correspondientes a la Formación Río Damas. Esta formación, está descrita como un complejo volcano-sedimentario, integrado por coladas basálticas y andesíticas, potentes mantos de brechas, conglomerados y areniscas, depósitos piroclásticos intercalados y enjambres de diques andesíticos (Sruoga *et al.*, 2000; Naipauer *et al.*, 2015). En cuanto al aporte de rocas sedimentarias, Tunik (2001), Gómez *et al.* (2017, 2019) y Borghi *et al.* (2017), propusieron que la aparición de clastos carbonáticos en los depósitos continentales de Cretácico Superior, estaría relacionado al levantamiento y erosión de la Formación Agrio (Cretácico Inferior).

Por otro lado, el aporte sedimentario del sector este está representado por rocas del Bloque de San Rafael, ubicado en el margen oriental de la cuenca Neuquina. Su basamento es parte del Terreno Cuyania, un microcontinente de origen Lauréntico, acrecionado al margen oeste de Gondwana durante el Ordovícico (Ramos *et al.*, 1986). Tiene registros del emplazamiento del arco magmático Famatiniano de edad ordovícica (490-450 Ma), el cual está compuesto por granitoides y rocas metamórficas que están alojadas en el basamento Grenvilliano (1.200-1.000 Ma) (Ramos, 2004). Inmediatamente al este se encuentra el terreno Pampia, que registra un arco que va del Proterozoico tardío al Cámbrico temprano (640-514 Ma) (Escayola *et al.*, 2007). Intruyendo y cubriendo a gran parte del bloque, se encuentran granitoides de arco y rocas volcánicas del Grupo Choiyoi de edad pérmica-triásica (280-250 Ma) (Rocha-Campos *et al.*, 2010). En cuanto a las rocas sedimentarias, hay un registro discontinuo de depósitos marinos y continentales, que abarcan desde el Carbonífero hasta el Triásico Medio (Rocha-Campos *et al.*, 2010).

Las variaciones en la composición del conteo modal respecto al centro de cuenca, está asociada a un cambio en las fuentes de aporte. La abundancia de líticos volcánicos y la escasez de metamórficos y sedimentarios, es un claro indicio de esto. A lo largo

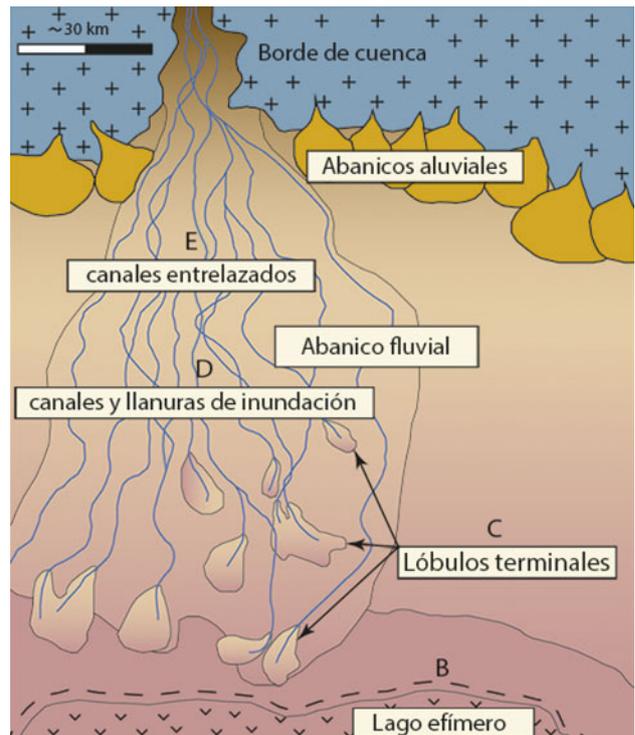


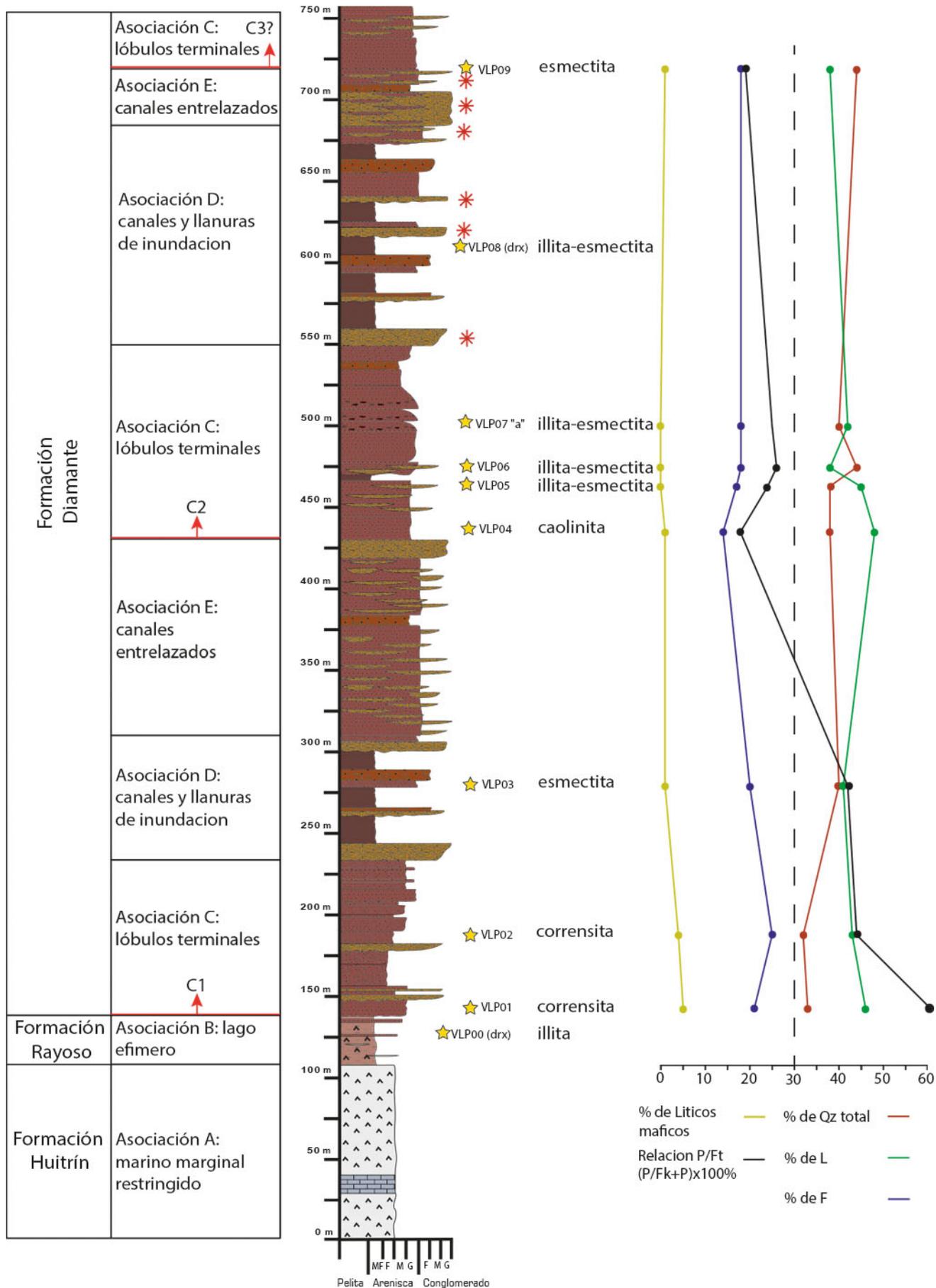
Figura 15. Modelo depositacional en el que se muestra la distribución de las facies en un abanico fluvial de ambiente árido (tomado y modificado de Moscariello, 2017).

Figure 15. Deposit model in which the distribution of the facies is shown in a fluvial fan of an arid environment (taken and modified from Moscariello, 2017).

de la sección de Vega de los Patos, no se observan grandes cambios en la composición de las areniscas (Fig. 16) sugiriendo que las áreas de aporte fueron las mismas durante toda la depositación de la sucesión.

Modelo depositacional

Las interpretaciones paleoambientales de las asociaciones de facies, permiten determinar que la sección analizada presenta una transición o paraconcordancia entre la parte inferior, la cual se interpreta como depósitos de ambiente marino marginal restringido y la superior que se ajusta al modelo depositacional de abanicos fluviales o *fluvial fan* descritos por Moscariello (2017). Este modelo permite relacionar las variaciones verticales que muestran las facies, con una progradación del sistema, posiblemente relacionada a pulsos de levantamiento tectónico (Fig. 15). Estos pulsos de levantamiento, generaron una migración del sistema hacia el interior de la cuenca, dando como resultado



un apilamiento sedimentario, que indica un pasaje transicional entre asociaciones de facies, desde distales a proximales.

En la zona de estudio, Cruz (1993), describió facies de cursos entrelazados, cursos de alta sinuosidad y llanuras de inundación, como sistemas independientes relacionados a variaciones en el nivel de base. En este trabajo facies similares, se interpretan como parte de un mismo sistema depositacional. Cruz (1993) describió, además, facies de abanicos aluviales en zonas aledañas, pero concluye la ausencia de estas en la Vega de los Patos, atribuyendo esto a una posición más interna dentro de la cuenca. Estas facies de abanicos aluviales no suelen superar los 10 km de extensión radial, lo que refuerza la idea de proximidad al borde de la cuenca (Moscariello, 2017). El concepto de mega abanico fluvial, como ambiente depositacional fue propuesto por Kelly y Olsen (1993) y atribuido a las rocas del Grupo Neuquén en el sector norte de la cuenca por Manacorda *et al.* (2004). Este concepto tomó relevancia en los trabajos más recientes, donde Asurmendi y Sánchez (2014) los mencionan como mega abanicos terminales y Borghi *et al.* (2017) como mega abanicos fluviales. Estos sistemas nacen de ríos confinados dentro de cordilleras, los cuales producen un patrón radial de dispersión de escorrentías cuando alcanzan llanuras abiertas, generando acumulaciones en forma de abanico, causada por la avulsión o el fraccionamiento del flujo. Los abanicos fluviales, producen una amplia gama de procesos depositacionales, que se encuentran dentro del espectro fluvial clásico. Estos sistemas suelen alcanzar radios y superficies mucho más grandes que los abanicos aluviales, del orden de los 700 km de longitud, como es el caso actual del Río Pilcomayo en Argentina y Paraguay. La vida útil prolongada de estos sistemas depositacionales, plantea nuevas preguntas de investigación destinadas

a desentrañar y predecir las heterogeneidades estratigráficas a escala del sistema, impulsadas por complejas historias de agradación que pueden dar como resultado diferentes estilos depositacionales superpuestos (Moscariello, 2017).

Estratigrafía

La relevancia de la discordancia Intersenoniana a esta latitud de la cuenca es desconocida, no hay trabajos previos que la describan. El más cercano, es el trabajo de Balgord y Carrapa (2016) en la localidad de Malargüe, unos 100 km al sur, donde las facies allí descritas difieren de las aquí mencionadas, ya que permiten atribuir las al Grupo Neuquén, discriminando sus diferentes formaciones. En dicho trabajo los autores establecen un gap de erosión o no depositación de 25 Ma, que abarca la totalidad de la Formación Rayoso, poniendo en contacto directo la Formación Huitrín con el Grupo Neuquén. Utilizando la edad máxima depositacional de la Formación Huitrín del mencionado trabajo (124 Ma) y las realizadas por Gómez *et al.* (2019) en las primeras areniscas de la Formación Diamante (107 Ma) el gap bajaría a 17 Ma, contemplando que el dato de la Formación Huitrín aún es de una posición distante. Considerando que no se observaron evidencias de la presencia de dicha discontinuidad a lo largo de la sección relevada, se asume una transición o una paraconcordancia entre los estratos analizados.

Según Legarreta *et al.* (1993), el Miembro Inferior de la Formación Diamante corresponde a la Formación Rayoso. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, Balgord y Carrapa (2016) proponen que la discordancia Intersenoniana abarca la totalidad de la Formación Rayoso en la localidad de Malargüe, poniendo en contacto directo a la Formación Huitrín con la Formación Diamante. En este trabajo se sigue lo propuesto por Legarreta *et al.* (1993), incluyendo

Figura 16. Sección simplificada, a la izquierda se observan las unidades estratigráficas, las correspondientes asociaciones de facies y los ciclos estratigráficos. En el centro se encuentra la sección simplificada con la distribución de las muestras extraídas, la variación de las arcillas y la aparición de clastos carbonáticos (asteriscos rojos). Hacia la derecha, las curvas de variación porcentual del cuarzo total, líticos, feldespatos, líticos máficos y la relación P/Ft a lo largo de la columna.

Figure 16. Simplified section, to the left the stratigraphic units, the corresponding facies associations and stratigraphic cycles are observed. In the center is the simplified section with the distribution of the extracted samples, the variation of clays and the appearance of carbonate clasts (red asterisks). To the right, the percentage-change curves for total quartz, lithics, feldspars, mafic lithics and the P/Ft ratio along the column.

a las pelitas dentro de la Formación Rayoso y a las evaporitas infrayacentes en la Formación Huitrín (Fig. 16).

CONCLUSIONES

- El Grupo Bajada del Agrio, depositado previamente al primer pulso importante de levantamiento de los Andes, está representado en Vega de los Patos por las evaporitas y los clásticos finos de la base de la sección.
- La Formación Diamante está representada por los clásticos rojos que se encuentran por encima de las pelitas laminadas con intercalaciones de yeso/anhidrita.
- El contacto entre los depósitos de la Formación Huitrín y Rayoso es transicional.
- El contacto entre los depósitos de la Formaciones Rayoso y Diamante es transicional o paraconcordante.
- El ambiente depositacional de las formaciones, Huitrín y Rayoso en la zona, corresponde a un sistema marino marginal restringido, que pasa transicionalmente a facies de lago efímero.
- El ambiente depositacional de la Formación Diamante en la zona, corresponde a un sistema progradante de abanico fluvial, el cual se encuentra conformado por dos ciclos depositacionales.
- La discordancia Intersenoniana documentada en el centro de la cuenca, no se pudo identificar en la sección analizada, observándose contactos transicionales o paraconcordantes entre las diferentes asociaciones de facies, siendo los cambios angulares propios de la estructura anticlinal.
- El análisis de procedencia para la Formación Diamante indica que la fuente de aporte sedimentario es mixta, entre un orógeno reciclado y un arco volcánico disectado. Los sedimentos provienen tanto de la erosión del Bloque de San Rafael hacia el este como de la incipiente cordillera de los andes hacia el oeste.
- La aparición de niveles conglomerádicos con clastos de rocas carbonáticas procedentes de la Formación Agrio (Cretácico Inferior), refleja el aporte de parte de la sucesión carbonática mesozoica inferior, probablemente como consecuencia de un pulso de levantamiento tectónico.
- El principal cambio observado en la procedencia sedimentaria, es la presencia de plagioclasa y clastos andesíticos-basálticos en las muestras VLP01 y VLP02, las cuales también muestran un aumento en la relación P/Ft y en la presencia de analcima como cemento, indicando un aporte dominante de rocas volcánicas andesíticas-basálticas.
- Las variaciones en la composición de las arcillas a lo largo de la sección, indican condiciones de depositación áridas y alcalinas para la base de la Formación Diamante que cambian a un ambiente de clima húmedo y condiciones ácidas en el sector medio.
- La presencia de analcima y carbonato de calcio como cementos, afectan notablemente la porosidad de las areniscas, sellando completamente los espacios porales en los que se encuentran.
- La disolución de clastos y cementos es el principal proceso formador de porosidad secundaria.

Agradecimientos

Al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN) que brindó sus instalaciones y laboratorios, a los técnicos Juan Ison, Martín Parada y al Lic. Martín Arce por la ayuda brindada y a la Asociación Geológica Argentina por financiar parte del trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Asurmendi, E., y M. L. Sánchez,** 2014. Análisis petrográfico y procedencia de las sedimentitas de las Formaciones Candeleros y Huincul (Cretácico Inferior-Superior), región occidental de cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, Argentina. *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. Actas: 169-176.
- Arregui, C., O. Carbone y H. A. Leanza,** 2011. Contexto tectosedimentario. *XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 29-36.
- Balgord, E.A. y B. Carrapa,** 2016. Basin evolution of Upper Cretaceous–Lower Cenozoic strata in the Malargüe fold-and-thrust belt: northern Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research* 28 (2):183-206.
- Borghi, P., R. Gómez Omil, L. Fennell, A. Folguera y M. Naipauer,** 2017. Nuevas evidencias del levantamiento del sur de los Andes Centrales (36° S) durante la depositación del Grupo Neuquén. *XX Congreso Geológico Argentino*. Libro Digital: 2932-3697.
- Broens, S. y D. M. Pereira,** 2005. Evolución estructural de la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4):685-695.
- Cruz, C. E.,** 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico

- Superior en la zona río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos*. Actas 1:46-54.
- Dedić, Ž., N. Ilijanić y S. Miko**, 2018. A mineralogical-petrographical study of evaporites from Mali Kukor, Vranjkovići and Slane Stine quarry (Upper Permian evaporites from Dalmatia, Croatia). *Geologia Croatica* 71(1):19-28.
- D'Elia, L., M. Muravchik, J. R. Franzese y A. Bilmes**, 2012. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardía-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean geology* 39(1):106-132.
- Di Giulio, A., A. Ronchi, A. Sanfilippo, M. Tiepolo, M. Pimentel y V. A. Ramos**, 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *The Geological Society of America* 40 (6):559-562.
- Di Giulio, A., A. Ronchi, A. Sanfilippo, E. A. Balgord, B. Carrapa, y V. A. Ramos**, 2016. Cretaceous evolution of the Andean margin between 36° S and 40° S latitude through a multiproxy provenance analysis of Neuquén Basin strata (Argentina). *Basin Research* 29:1-21.
- Dickinson, W. R.**, 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Research* 40(2):695-707.
- Dickinson, W. R., L. S. Beard, G. R. Brakenridge, J. L. Erjavec, R. C. Ferguson, K. F. Inman, R. A. Knepp, F. A. Lindberg y P. T. Ryberg**, 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94:222-235.
- Dickson, J. A. D.**, 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature* 205 (4971):587-587.
- Escayola, M. P., M. Pimentel y R. Armstrong**, 2007. Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35:495-498.
- Fennell, L. M., A. Folguera, M. Naipauer, G. Gianni, E. A. Rojas Vera, G. Bottesi y V. A. Ramos**, 2015. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35° 30'-37° S). *Basin Research* 29:51-72.
- Folk, R.L., P.B. Andrews y D.W. Lewis**, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13:937-968.
- Franchini, M., A. Rainoldi, J. Pons, A. Giusiano, A. Impiccini y N. Cesaretti**, 2014. Trazadores diagenéticos de las paleomigraciones de hidrocarburos en las areniscas rojas Cretácicas del Grupo Neuquén, cuenca Neuquina. *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburo*, Actas: 203-222.
- Franzese, J. R. y L. A. Spalletti**, 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14(3):257-270.
- Gabriele, N. A.**, 2016. Evapofacies del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina, Argentina): paleoambientes, evolución y controles. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 23 (1):35-69.
- Garrido, A.**, 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén Cretácico Superior de la cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 12 (2):121-177.
- Gianni, G. M., F. M. Dávila, A. Echaurren, L. Fennell, J. Tobal, C. Navarrete, P. Quezada, A. Folguera y M. Giménez**, 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth-Science Reviews* 185:437-462
- Gómez R., M. Tunik y S. Casadio**, 2017. Análisis sedimentológico - petrográfico del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el área Vega Grande, sur de Mendoza. *XX Congreso Geológico Argentino*, Libro Digital: 775-782.
- Gómez, R., L. Lothari, M., Tunik y S. Casadio**, 2019. Onset of foreland basin deposition in the Neuquén Basin (34°-35° S): New data from sedimentary petrology and U-Pb dating of detrital zircons from the Upper Cretaceous non-marine deposits. *Journal of South American Earth Sciences* 95:102-257.
- Ingersoll, R. V., T. F. Fullard, R. L. Ford, J. P. Grimm, J. D. Pickle y S. W. Sares**, 1984. The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research* 54:103-116.
- Leanza H.A.**, 2003. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Serie Contribuciones Técnicas, Geología* 2:1-31.
- Lescano, M. A., D. G. Lazo, C. S., Cataldo, M. B., Aguirre-Urreta y A. Concheyro**, 2015. Primer hallazgo de nanofósiles calcáreos en el Miembro La Tosca, Formación Huitrín, Sierra de Cara Cura, Mendoza. *Reunión de Comunicaciones "60 años (1955 2015)" de la Asociación Paleontológica Argentina*. Actas RCAPA 2015: 71-72.
- Kelly, S. B., y H. Olsen**, 1993. Terminal fans: a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology* 85(1-4): 339-374.
- Legarreta L. y A. Boll**, 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo. Provincia de Mendoza. *YPF, Informe interno* (inédito).
- Legarreta, L., C. A. Gulisano y M. A. Uliana**, 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. *XII Congreso Geológico Argentino*. Relatorio 1 (9): 87-114.
- Naipauer, M., F. Tapia, M. Farías, M. M. Pimentel y V. A. Ramos**, 2014. Evolución mesozoica de las áreas de aporte sedimentario en el sur de los Andes Centrales: El registro de las edades U-Pb en circones. *XIX Congreso Geológico Argentino*. Actas: 1632-1633.
- Naipauer, M., F. Tapia, J. Mescua, M. Farías, M. M. Pimentel y V. A. Ramos**, 2015. Detrital and volcanic zircon U-Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight on the source regions in the northern part of the Neuquén Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 64:434-451.
- Manacorda, L., A. Cafferata, D. Boggetti, M. Pacheco, L. Barrionuevo, M. Reinante y V. Meissingern**, 2004. Modelo paleoambiental del Grupo Neuquén en la zona norte de la cuenca Neuquina. *X Reunión de Sedimentología* 10:88-90.
- Miall, A.D.**, 1996. The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. *Springer*, Berlin.
- Moscariello, A.**, 2017. Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: geomorphic and sedimentological distinction for geo-energy exploration and development. *Geological Society, Special Publications* 440: 215-243.
- Mpodozis, C. y V.A. Ramos**, 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series* 11:59-90.

- Mpodozis, C.** y **V.A. Ramos**, 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 481-497.
- Muñoz, M., F. Tapia, M. Persico, M. Benoit, R. Charrier, M. Farías y A. Rojas**, 2018. Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~ 35° S. *Tectonophysics* 744:93-117.
- Ramos, V.A., T.E. Jordan, R.W. Allmendinger, C. Mpodozis, S.M. Kay, J.M. Cortes y M.A. Palma**, 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine Chilean Andes. *Tectonics* 5 (6): 855-880.
- Ramos, V. A.**, 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7 (4): 1009-1026.
- Ramos, V. A., A. Mosquera, A. Folguera y E. García Morabito**, 2011. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. *XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. 335-348.
- Rocha-Campos, A. C., M. A. Basei, A. P. Nutman, L. E. R. Kleiman Varela, E. Llambias, F. M. Canile y O. Da Rosa**, 2010. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Parana Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Reserch* 19:509-523.
- Scasso, R. A. y C. O. Limarino**, 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación especial*.
- Scivetti, N. y J. R. Franzese**, 2019. Late Triassic-Late Jurassic subsidence analysis in Neuquén Basin central area. *Journal of South American Earth Sciences* 94:102-230.
- Sruoga, P., M. Etcheverría, A. Folguera y D. Repol**, 2000. Descripción geológica de la Hoja 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Nacional* (Inédito).
- Tunik, M. A.**, 2001. *Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza*. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito).
- Tunik, M., A. Folguera, M. Naipauer, M. Pimentel y V. A. Ramos**, 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489(1):258-273.
- Wang, G., P. Li, F. Hao, H. Zou y X. Yu**, 2015. Dolomitization process and its implications for porosity development in dolostones: A case study from the Lower Triassic Feixianguan Formation, Jiannan area, Eastern Sichuan Basin, China. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 131:184-199.
- Zavala, C., y J.J. Ponce**, 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 205-222.