



**ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y PETROGRÁFICO DE LA
TRANSICIÓN ENTRE EL GRUPO BAJADA DEL AGRIO Y LA
FORMACIÓN DIAMANTE EN EL SECTOR NORTE DE LA CUENCA
NEUQUINA, SUR DE MENDOZA**

Trabajo final de la Licenciatura en Geología

Autor: Lothari Lucas

Directora: Dra. Maisa Tunik

Codirector: Lic. Ricardo Gómez

2018

ÍNDICE

RESUMEN	2
INTRODUCCIÓN	3
MARCO GEOLÓGICO	7
<i>Estratigrafía de la transición postrift-antepais</i>	8
<i>Áreas de aporte sedimentario</i>	10
MATERIALES Y MÉTODOS	12
ANÁLISIS Y ASOCIACIÓN DE FACIES	14
<i>Asociación A: lago salobre restringido</i>	17
<i>Asociación B: lago efímero</i>	18
<i>Asociación C: lóbulos terminales</i>	19
<i>Asociación D: canales de alta sinuosidad</i>	20
<i>Asociación E: canales entrelazados</i>	22
<i>Secuencias depositacionales</i>	23
MODELO DEPOSITACIONAL	23
PETROGRAFÍA	24
<i>Descripción e interpretación de los componentes modales y sus variaciones</i>	27
DIFRACTOMETRÍA DE RAYOS X (DRX)	32
DISCUSIONES	33
CONCLUSIONES	37
BIBLIOGRAFÍA	39

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, equivalente al Grupo Neuquén. Estas unidades corresponden a la transición entre la etapa de *postrift* y antepaís (Cretácico Temprano-Cretácico Tardío). Se realizaron comparaciones con los trabajos realizados en el centro de la provincia de Neuquén por Tunik *et al.* (2010) y Di Giulio *et al.* (2012 y 2016) los que tuvieron por objeto ajustar el modelo paleogeográfico para la cuenca Neuquina en el sector centro y norte, durante la transición entre el Cretácico Temprano y el Cretácico Tardío. Con estos objetivos se levantó un perfil sedimentológico tipo *Selley* en la localidad de Vega de los Patos, aproximadamente 70 km al N de Malargüe, en el cual fueron determinadas 15 facies, cinco asociaciones de facies y dos secuencias depositacionales. Las interpretaciones paleoambientales de las asociaciones de facies, permitieron determinar que la sección analizada se ajusta al modelo depositacional de abanicos fluviales o *fluvial fan*. Este modelo permite relacionar las variaciones verticales de las facies con la migración progradante del sistema, la cual podría estar relacionada a pulsos de levantamiento tectónico. Para el análisis petrográfico se tomaron ocho muestras de areniscas medias. Estas fueron clasificadas como litoarenitas feldespáticas y litoarenitas, según Folk *et al.*, (1970),

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 es mixta, entre arco disectado y orógeno reciclado, según Dickinson *et al.*, (1983). Estudios recientes sobre abanicos fluviales, destacan la importancia de este tipo de depósitos, tanto en el registro sedimentario, como en cuencas actuales, siendo de particular interés por sus características como potenciales reservorios hidrocarburíferos.

INTRODUCCIÓN

La cuenca Neuquina es una cuenca de antepaís, 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*, *postrift* y antepaís, acumulándose durante su evolución, aproximadamente 10 km de sedimentos, que abarcan desde el Mesozoico al Cenozoico Temprano (Naipauer *et al.*, 2014 y trabajos allí citados). Este trabajo, se focalizará en la transición entre la etapa de *postrift* y la de antepaís, la cual se ve reflejada en la procedencia y en los patrones de edades de los circones detríticos (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012 y 2016).

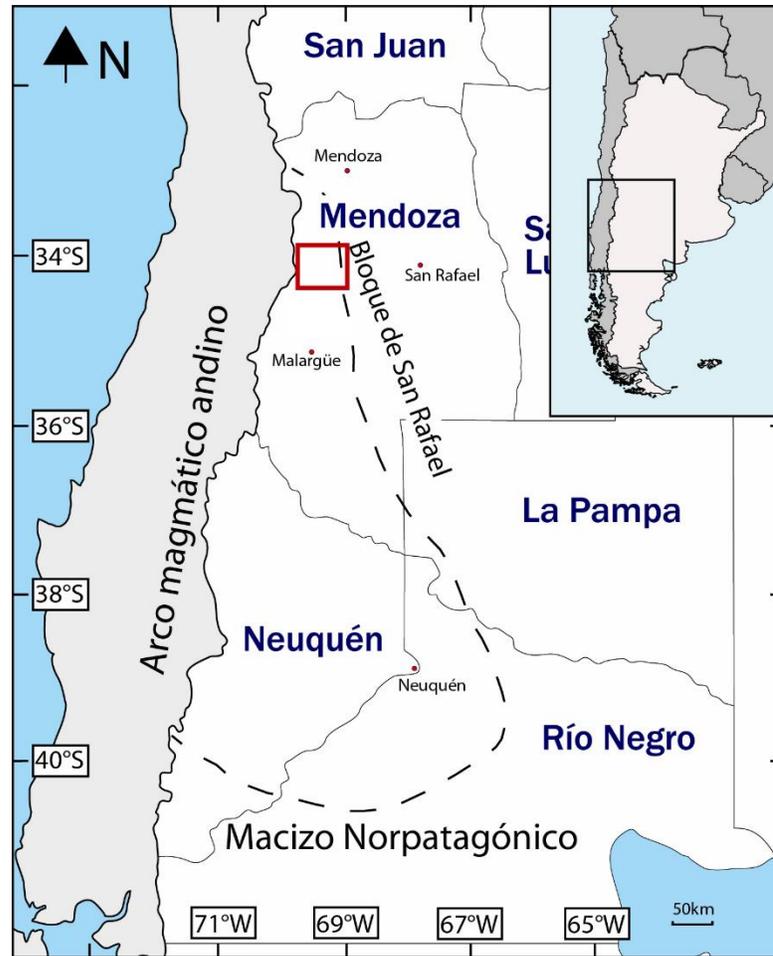


Figura 1. Ubicación del área de estudio. La línea discontinua delimita la cuenca Neuquina y el rectángulo rojo indica el área de estudio.

En el sector centro y norte de la cuenca Neuquina (norte de Neuquén y sur de Mendoza), 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 y 2016). 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 Agrio (Zavala y Ponce, 2011).

Las sedimentitas estudiadas afloran en la localidad de Vega de los Patos ($34^{\circ}39'32''\text{S}$ y $69^{\circ}41'30''\text{O}$) (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 Agrio en la parte inferior, el cual está integrado en la base por 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, equivalente a los depósitos del Grupo Neuquén del centro de cuenca (Balgord y Carrapa, 2016) (Fig. 3).

Es posible ubicar a grandes rasgos la posición estratigráfica de la secuencia, 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 Oscuro, Arroyo Las Playitas, Vega Grande y en **Vega de los Patos** (Fig. 2).

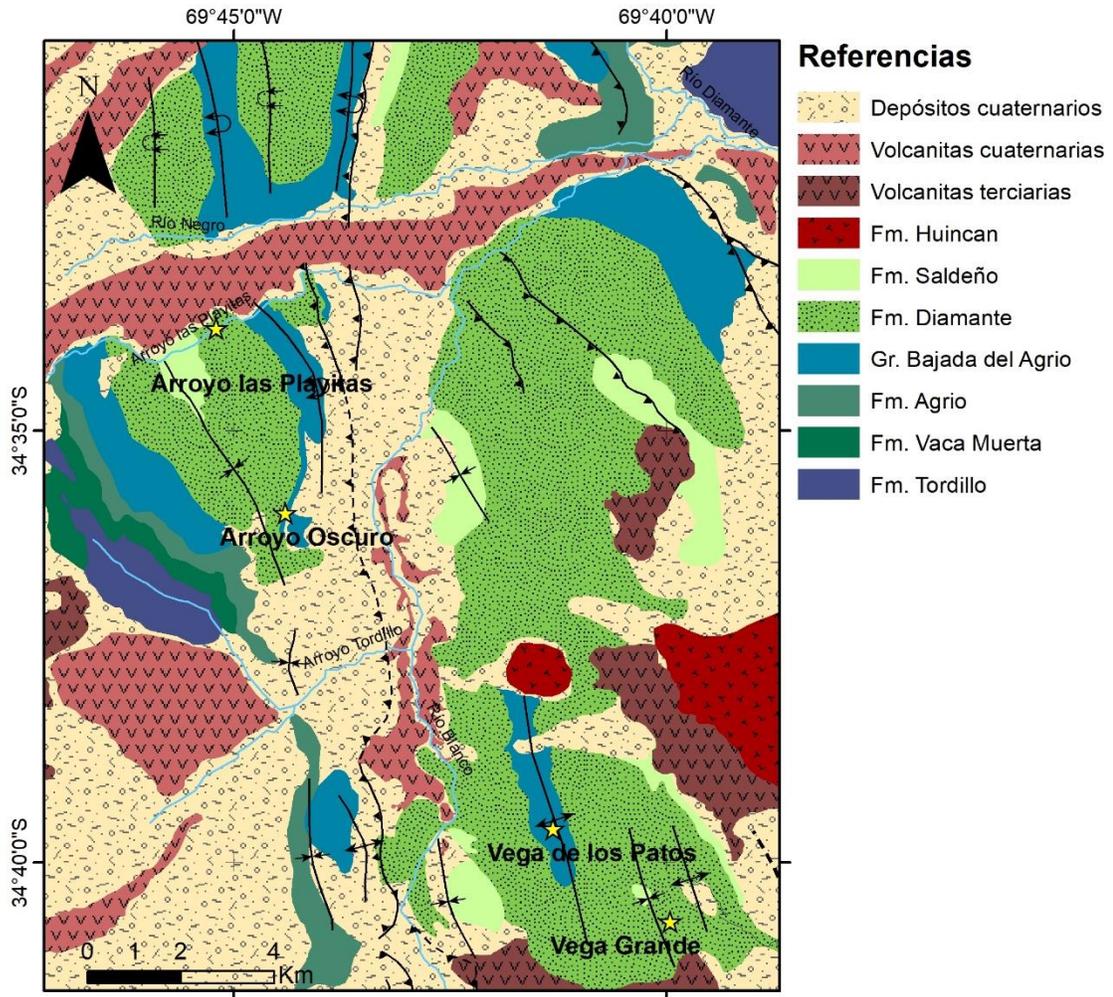


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. Se detallan las formaciones analizadas y las posibles áreas de procedencia. Las estrellas amarillas corresponden a las localidades aledañas donde afloran las rocas estudiadas.

El presente trabajo, tiene como objetivo realizar un estudio sedimentológico, petrográfico y estratigráfico de detalle, analizando las facies presentes, relaciones estratigráficas y de procedencia. Estos estudios, junto a los que está realizando el Lic. Ricardo Gómez en afloramientos de la Formación Diamante, ubicados entre el Río Atuel y la Laguna del Diamante, permitirán elaborar comparaciones con los trabajos realizados en el sector centro y norte de la cuenca Neuquina, que tienen por objeto ajustar el modelo depositacional en la transición entre el Cretácico

Temprano y el Cretácico Tardío (Tunik *et al.* 2010; Di Giulio *et al.*, 2012 y 2016; Balgord y Carrapa, 2016).

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Neuquina posee una columna sedimentaria de más de 6.000 metros de espesor, incluye rocas sedimentarias marinas y continentales que abarcan desde el Triásico Superior al Paleoceno. Este trabajo está focalizado en la transición entre el Cretácico Temprano y Cretácico Tardío, periodo que abarca desde el Barremiano (129,4 Ma) hasta el Campaniano (83,6 Ma) (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 empujamiento y retroceso del arco magmático (Ramos *et al.*, 2011). Como se mencionó anteriormente, la evolución tectónica de la cuenca puede dividirse en tres etapas; *rift*, *postrift* y antepaís.

Una primera etapa relacionada al *rift*, abarca del Triásico Tardío al Jurásico Temprano, en la cual se genera 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 (Franzese y Spalletti, 2001). Dichos depósitos se encuentran representados por rocas volcánicas de composición bimodal y depósitos continentales gruesos y piroclásticos intercalados (Franzese y Spalletti, 2001).

La etapa de *postrift* está relacionada a un período de hundimiento termal, en la que se registra la primera transgresión marina paleo-pacífica representada por el Grupo Cuyo. A su vez, comienza el desarrollo de un arco magmático al oeste,

en la actual Cordillera de la Costa de Chile, a partir del Jurásico Temprano (Mpodozis y Ramos, 2008). La etapa de postrift continuó hasta el Cretácico Temprano, y se caracterizó por potentes secuencias sedimentarias tanto marinas como continentales, depositadas en el retroarco andino.

La transición a una cuenca de antepaís comienza a fines del Cretácico Temprano 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 y Muñoz *et al.*, 2018). Para el Cretácico Tardío (aproximadamente 100 Ma), se establece la cuenca de antepaís 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; Di Giulio *et al.*, 2016; Balgord y Carrapa, 2016 y Fennell *et al.*, 2015).

Estratigrafía de la transición postrift-antepaís

El relleno de los depósitos de la transición hacia la cuenca de antepaís 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. 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 metros 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, difícilmente diferenciables de los depósitos inferiores de la Formación Diamante (Broens, 2004).

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. Está integrado por una sucesión de capas rojas compuestas principalmente de areniscas, fangolitas, grauvacas y horizontes conglomerádicos, con escasa participación de depósitos tobáceos y evaporíticos. Genéticamente estos depósitos son fluviales, con intercalaciones de episodios eólicos y lacustres someros, pero con abundantes variaciones faciales laterales (Garrido, 2010). En la zona de estudio aflora la Formación Diamante equivalente al Grupo Neuquén, la cual está subdividida en miembro inferior, miembro inferior medio, miembro medio y miembro superior (Broens, 2004) (Fig. 3).

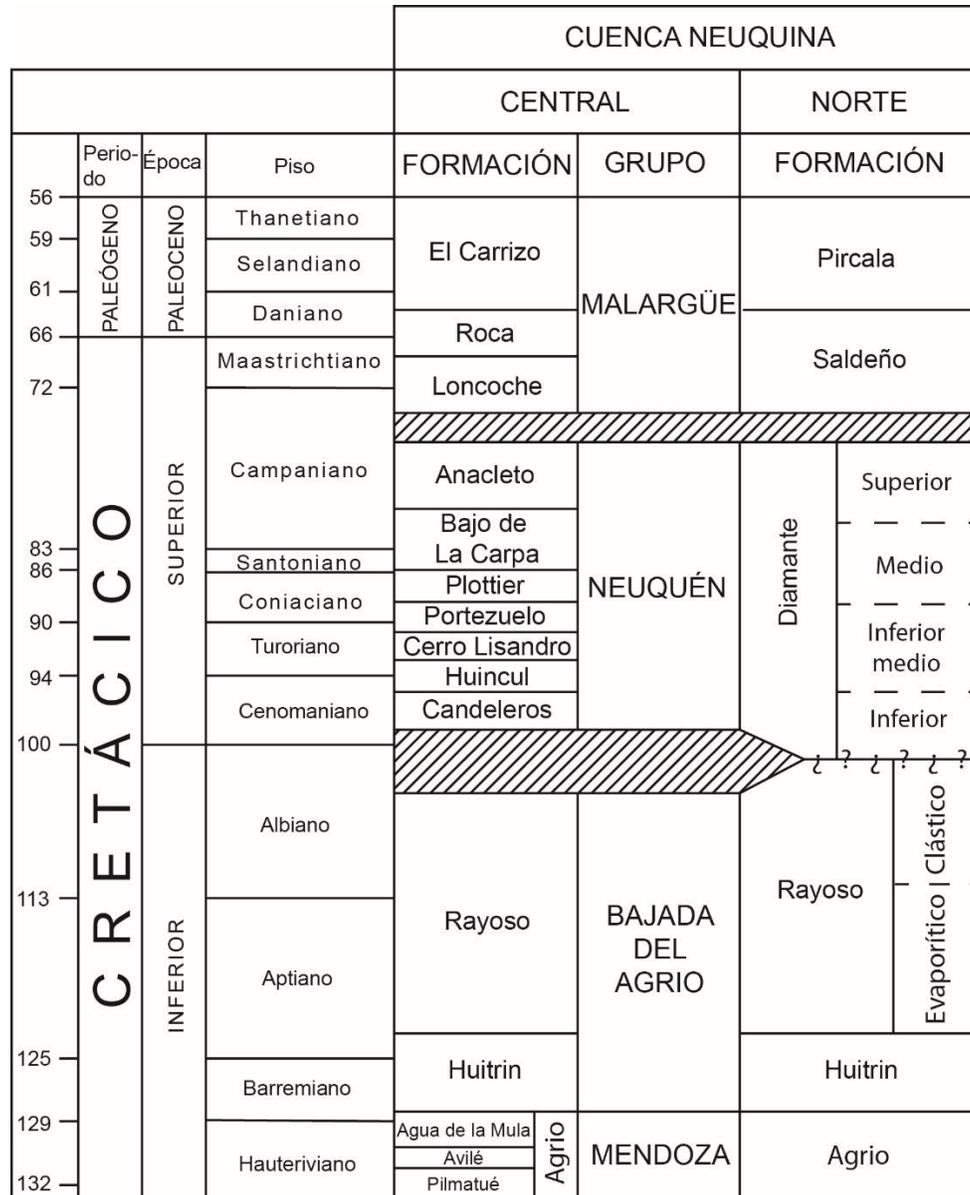


Figura 3. Cuadro estratigráfico de las unidades involucradas, comparando el centro de la cuenca Neuquina con la zona de estudio, tomado y modificado de Tunik *et al.*, (2010) (edades tomadas de la carta cronoestratigráfica internacional 2017).

Áreas de aporte sedimentario

El basamento de la cuenca Neuquina está en su mayoría constituido por el Terreno de Chilenia, un terreno de 1.100 Ma de antigüedad, acrecionado en el margen suroeste de Gondwana durante el Devónico Tardío (Ramos, 1999 y Willner *et al.*, 2008). El Terreno de Chilenia está delimitado por la Cordillera

Principal al oeste, por el Bloque San Rafael al norte-noreste y por el Macizo Norpatagónico al sur-sureste. Estos terrenos fueron rasgos topográficos durante el Cretácico y por lo tanto, fueron fuentes potenciales de los sedimentos clásticos depositados en la cuenca Neuquina durante la depositación de los Grupos Bajada del Agrio y Neuquén entre 125 y 80 Ma (Legarreta y Uliana, 1998). 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 Macizo Norpatagónico se encuentra restringido por la configuración centrípeta de las redes de drenaje establecidas en el centro de la cuenca para el Grupo Neuquén (Garrido, 2010), sumado a la distancia a la que se encuentra, aproximadamente 600 km al sureste. En cuanto al basamento de la cuenca Neuquina, solo está expuesto en la región centro y sur, siendo los afloramientos más septentrionales los que se encuentran en la región de Varvarco. Como se mencionó anteriormente, el aporte sedimentario del sector oeste está ligado al levantamiento de la Cordillera Principal Andina, provocando la erosión del arco magmático andino y de la faja plegada y corrida (Gómez *et al.*, 2017). 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). 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). En cuanto al aporte de rocas

sedimentarias, Tunik (2001), Gómez *et al.* (2017) y Borghi *et al.* (2017), propusieron que la aparición de clastos carbonáticos en los depósitos continentales cretácico superiores, estaría relacionado al levantamiento y erosión de la Formación Agrio (Cretácico Temprano).

En cuanto al aporte sedimentario del sector este, está representado por rocas del Bloque de San Rafael, ubicado en la margen oriental de la cuenca Neuquina. Su basamento es parte del Terreno Cuyania, un microcontinente de origen Lauréntico que fue 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).

MATERIALES Y MÉTODOS

La sección relevada se encuentra ubicada en la localidad de Vega de los Patos y forma parte de un pliegue anticlinal con igual denominación. Se procedió a levantar un perfil sedimentológico tipo *Selley* 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 cuspidal, manteniendo un rumbo de aproximadamente N 355°. La sección fue graficada a escala, mediante la utilización de un programa vectorial.

Para realizar los cortes delgados, se tomaron ocho muestras de areniscas medias distribuidas a lo largo de la sección levantada. Las ocho secciones delgadas, fueron impregnadas 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). 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 (textura *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 Microscopia 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 50 g 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°.

ANÁLISIS Y ASOCIACIÓN DE FACIES

Los afloramientos analizados en Vega de los Patos fueron sometidos a una intensa deformación y meteorización. De todos modos, se lograron determinar e interpretar 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 secuencias depositacionales: S1 y S2 (Fig. 4).

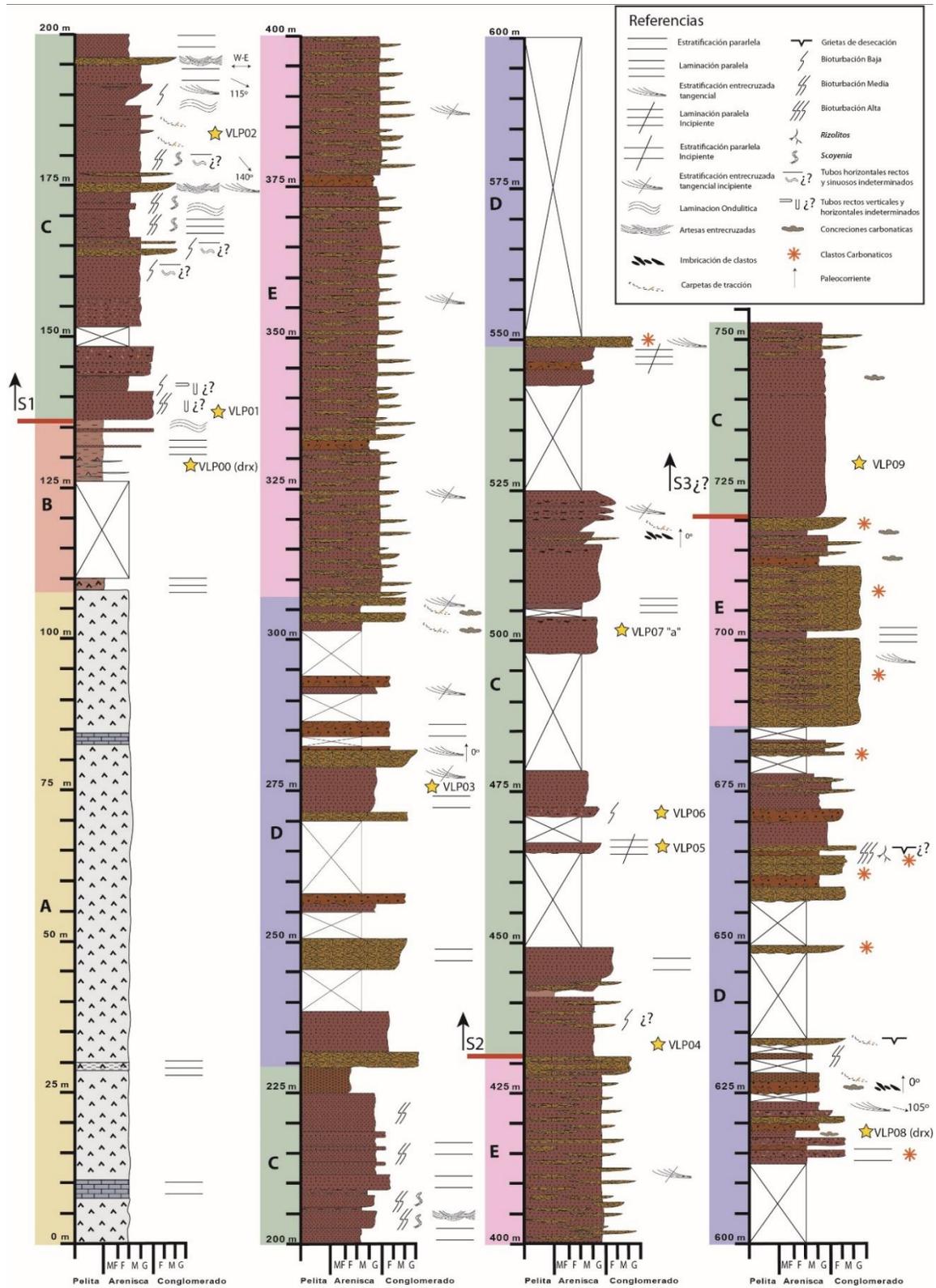


Figura 4. Sección sedimentológica completa, las estrellas indican la ubicación de las muestras tomadas, las columnas colocadas a la izquierda de la sección representan la distribución de las asociaciones de facies y las líneas rojas señalan el límite de las secuencias.

Facies	Litología	Estructuras sedimentarias	Potencia (metros)	Geometría	Mecanismos de deposición	Participación en la asociación de facies				
						A	B	C	D	E
Gc	Conglomerado clasto sostén	Masivo	Entre 2 y 15	Lenticular	Flujo diluido canalizado	0%	0%	0%	17,5%	37,5%
Gm	Conglomerado matriz sostén	Masivo	De 1 a 3	Tabular	Rápida deposición producto de flujos hiperconcentrados	0%	0%	3,5%	12,7%	3,2%
SGt	Areniscas medias a gruesas conglomeráticas	Estratificación entrecruzada tangencial	De 2 a 7,5	Lenticular	Migración de barras relacionadas a flujos densos canalizados	0%	0%	6,1%	0%	35,6%
SGm	Areniscas medias a gruesas conglomeráticas	Masivas	3	Lenticular	Rápida deposición producto de altas descargas de agua y sedimentos	0%	0%	8,2%	0%	0%
St	Areniscas medias a gruesas	Estratificación entrecruzada tangencial	0,5 a 1	Lenticular	Migración de barras relacionadas a flujos canalizados	0%	0%	0%	5,1%	6,70%
Se	Areniscas medias a gruesas	Estratificadas	2	Lenticular	Flujo diluido alto régimen	0%	0%	8,6%	6,2%	2,6%
Sb	Areniscas medias a gruesas	Bioturbadas	Entre 2 y 8	Lenticular	Masivas por bioturbación	0%	0%	39,1%	0%	0%
Sm	Areniscas medias a gruesas	Masivas	entre 1 y 20	Lenticular	Rápida deposición producto de altas descargas de agua y sedimentos o bioturbación	0%	3,7%	5,2%	11,2%	14,4%
Sfm	Areniscas finas	Masivas	De 1 a 5	Tabular	Rápida deposición producto de altas descargas de agua y sedimentos	0%	0%	4,2%	0%	0%
Sfo	Areniscas finas	Laminación ondulítica	1	Tabular	Decantación y transporte en aguas someras de baja energía	0%	0%	3,1%	0%	0%
Sfl	Areniscas finas	Laminadas	Entre 2 y 5	Tabular	Decantación en aguas de baja energía	0%	0%	12,1%	0%	0%
Sfe	Areniscas finas	Estratificadas	Entre 2,5 y 4	Lenticular	Tracción y decantación con alto régimen de flujo	0%	0%	4,2%	0%	0%
Fel	Pelitas con yeso/anhidrita	Laminación	2 y 10	Tabular	Decantación en aguas de muy baja energía con intervalos de saturación en sales	0%	39,2%	0%	0%	0%
Ce	Caliza	Estratificación	Entre 2 y 3	Tabular	Decantación de fango calcáreo	4,6%	0%	0%	0%	0%
Ea	Yeso/anhidrita	Masivo - laminado	Entre 8 y 50	Tabular	Precipitación por saturación	95,4%	0%	0%	0%	0%
Cubierto	Cubierto	Cubierto	Cubierto	Cubierto	Cubierto	0%	57,1%	6%	47,2%	0%

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

Asociación A: lago salobre restringido

Esta asociación se encuentra en la parte basal del perfil levantado. Consta de espesos bancos de yeso/anhidrita masivo (Ea) (Fig. 5a, b, c y d) que llegan a una potencia de 80 metros, escasos niveles de yeso/anhidrita laminado (Fig. 5a y c) y bancos intercalados de caliza; irregularmente estratificada, sin fósiles (Ce) (Fig. 5b) y con espesores aproximados de dos metros.

Dichos depósitos se interpretan como correspondientes a un ambiente de lago restringido y salobre, posiblemente ligado a la desconexión de la cuenca con el océano Pacífico. Los bancos de calizas son las fases de mayor influencia marina, resultado de pulsos transgresivos esporádicos (Legarreta *et al.*, 1993). Esto evidencia una conexión activa de la cuenca con el océano Pacífico hacia el techo de la Formación Huitrín/base de la Formación Rayoso.

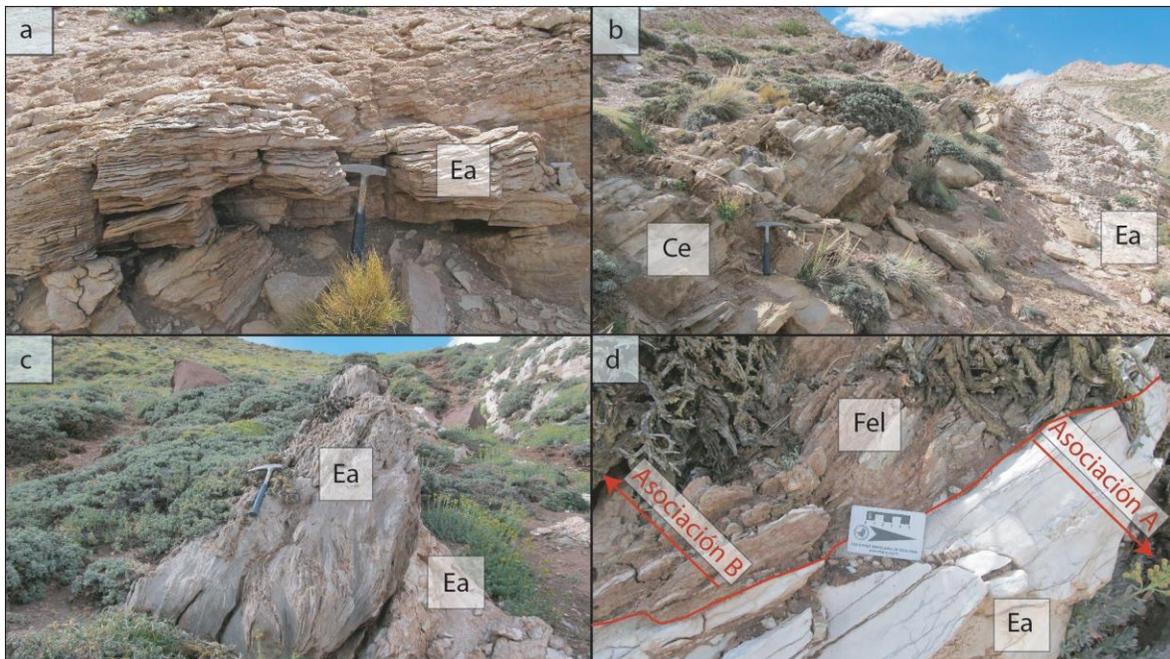


Figura 5. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies A: lago efímero. a - banco de yeso/anhidrita laminado; b - banco de caliza estratificada en contacto con yeso/anhidrita masiva; c – yeso/anhidrita laminada en contacto con yeso/anhidrita masiva; d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

Asociación B: lago efímero

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

Estos depósitos corresponden a un ambiente lacustre somero, con acotados estadios de evaporación y precipitación. El aumento en la potencia y en el tamaño de grano de los cuerpos hacia la parte cuspidal, marca un retroceso de la línea de costa, posiblemente ligado al avance del abanico fluvial.

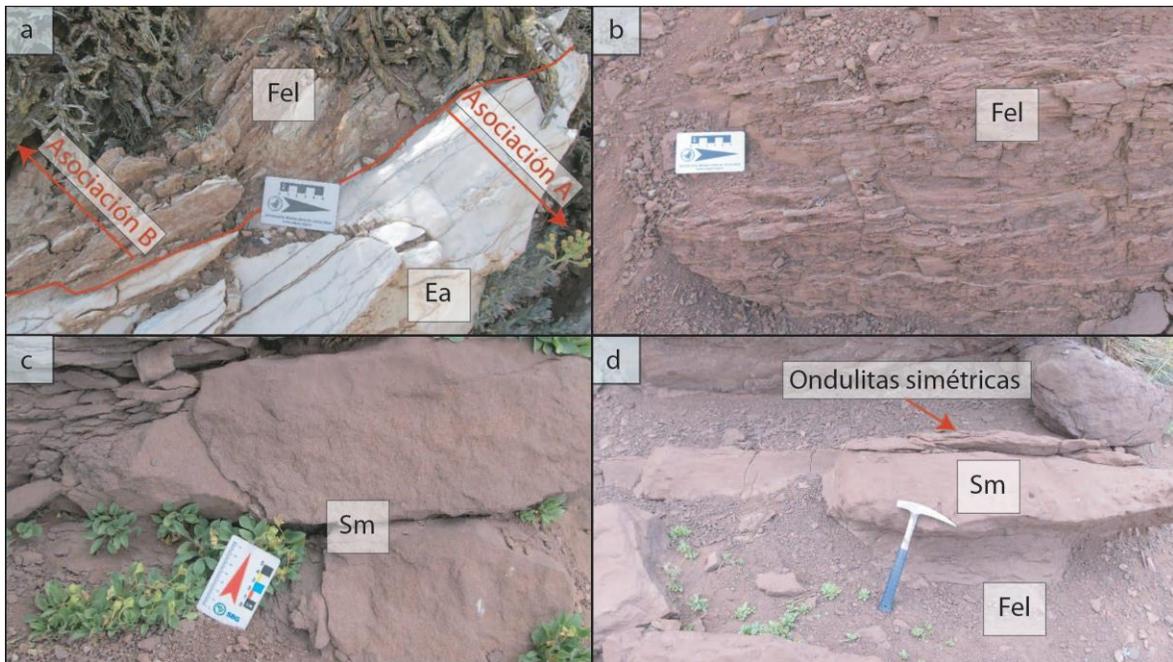


Figura 6. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies B: lago somero. a - contacto entre las asociaciones A y B; b - pelitas laminadas con intercalaciones de yeso/anhidrita; c - cuerpos arenosos masivos con geometría lenticular; d - Cuerpos arenosos masivos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

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. 7b, c y d), siendo escasos los niveles conglomerádicos (Gm, SGm y SGT) (Fig. 7a y c). La gran mayoría de los cuerpos presentan geometrías tabulares, estructuras de alto régimen de flujo y niveles bioturbados, representados por tubos horizontales y verticales indiferenciados (*Scoyenia?*) (Fig. 7d). Es la única asociación con facies de areniscas finas en toda la columna (Sfl, Sfo, Sfm y Sfe) (Fig. 7a). La secuencia es interrumpida ocasionalmente por cuerpos lenticulares, erosivos y poco potentes de conglomerados matriz sostén (Gm) (Fig. 7a). En afloramientos equivalentes cercanos, se observan estructuras de escape de fluido y *climbing ripples* (Gomez, R., com pers).

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 cierta estabilidad.

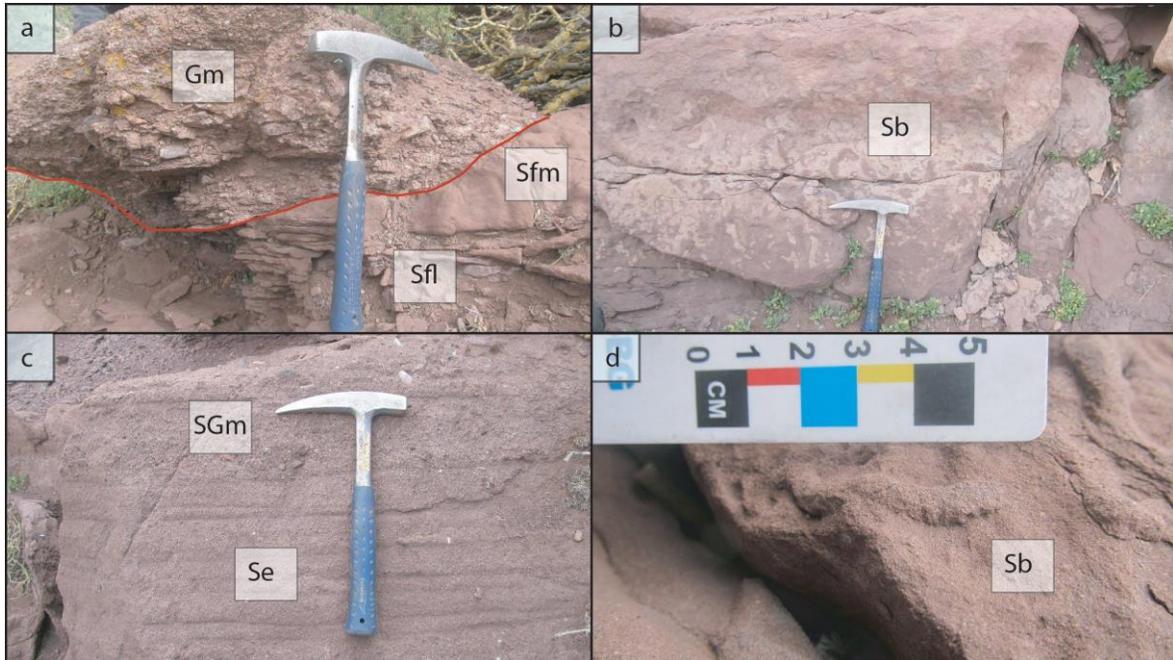


Figura 7. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies C: lóbulos terminales. a - conglomerado matriz sostén con geometría lenticular en contacto erosivo con areniscas finas; b - areniscas masivas por bioturbación; c - areniscas medias a gruesas estratificadas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

Asociación D: canales de alta sinuosidad

Este sector de la columna es principalmente conglomerádico clasto sostén (Gc) (Fig. 8a), con geometrías lenticulares, incipiente estratificación entrecruzada en artesas, imbricación de clastos y escasa participación de conglomerados matriz sostén (Gm) (Fig. 8b y c). Los niveles arenosos corresponden a areniscas medias a gruesas masivas, con estratificación entrecruzada tangencial y estratificación paralela horizontal (Sm, St y Se) (Fig. 8b, c y d). No se observa bioturbación y abundan los niveles cubiertos. Estos niveles están asociados a potentes bancos de finos, lo cual fue corroborado en múltiples secciones (algunas inéditas) (Gomez *et al.*, 2017). También se observan bancos poco potentes integrados por

conglomerados finos clasto sostén con grietas de desecación, posiblemente ligadas a una matriz arcillosa (Fig. 8b).

Esta asociación se interpreta como un sistema de canales de alta sinuosidad, representado por cuerpos lenticulares aislados, mal seleccionados y con estructuras tractivas. A pesar de no observarse barras con acreción lateral, la relación entre los canales y la planicie de inundación indican una distribución normalmente asociada a este tipo de sistemas. 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 como rasgo pedogenético.

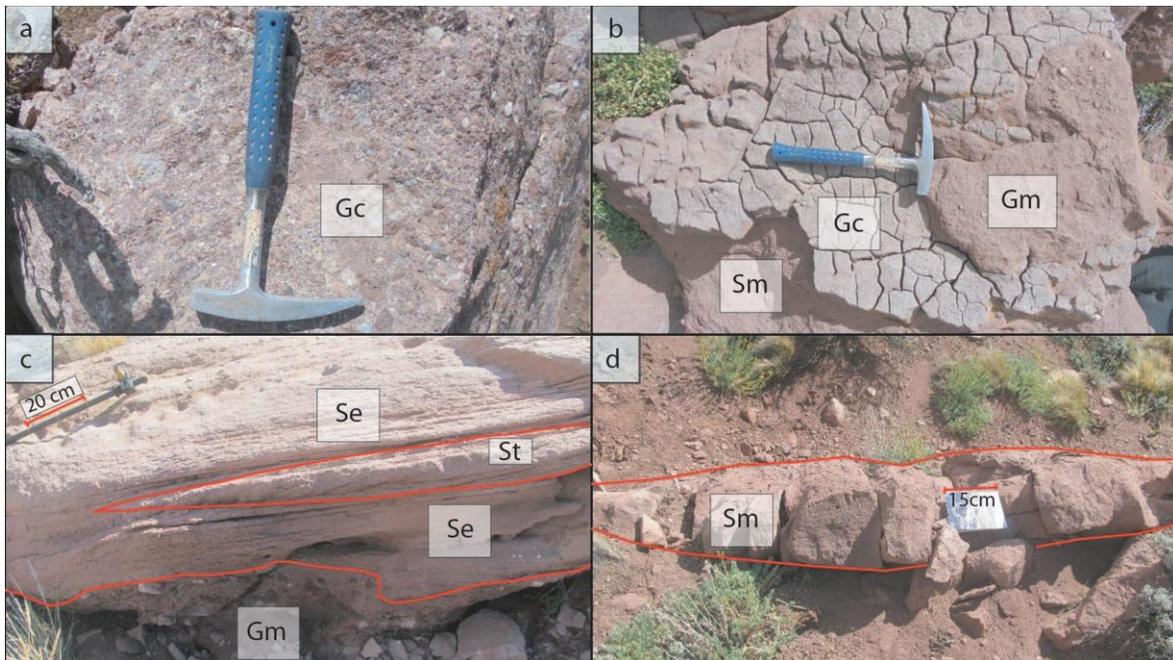


Figura 8. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies D: Canales de alta sinuosidad. a - conglomerado clasto sostén con clastos carbonáticos; b - areniscas medias a gruesas masivas en contacto con un conglomerado fino clasto sostén con grietas de desecación 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.

Asociación E: canales entrelazados

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

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.

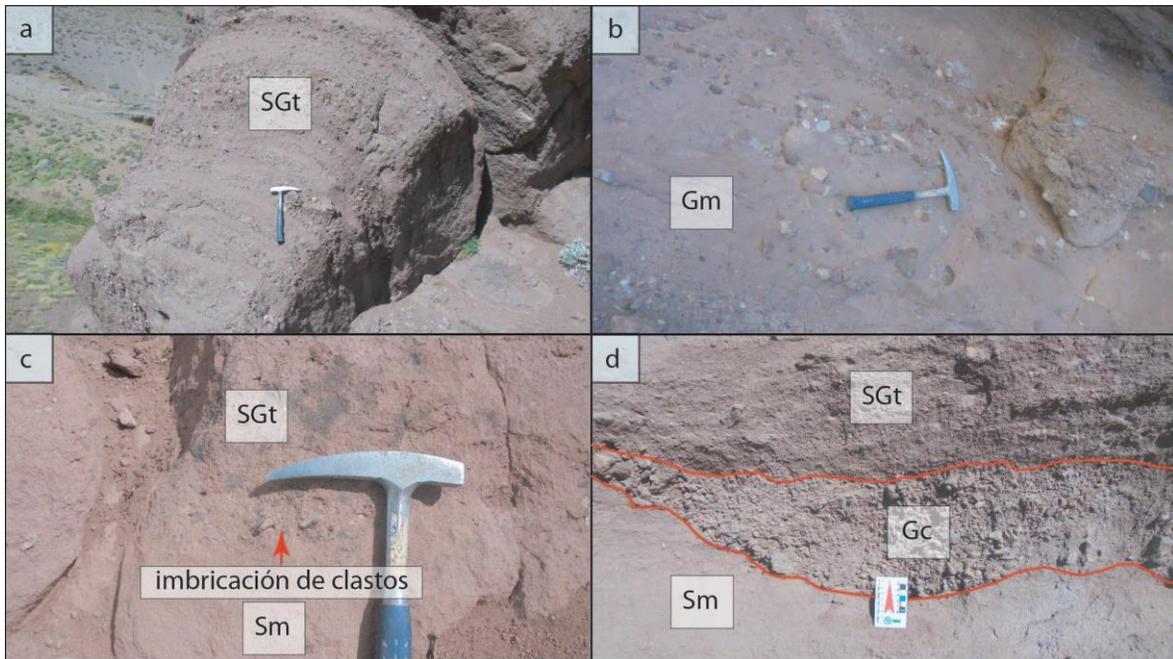


Figura 9. En las imágenes se observan las principales facies correspondientes a la asociación de facies E: canales entrelazados. a - areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tangencial; b - conglomerado matriz sostén, con matriz de areniscas medias; c – areniscas masivas, areniscas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

Secuencias depositacionales

Las secuencias depositacionales poseen una potencia similar, la S1 tiene 305 metros y la S2, 280 metros (Fig. 4). Tanto la S1 como la S2 están compuestas por la sucesión ordenada de las asociaciones de facies C, D y E (Fig. 4). Sumado a lo anterior, sobre el techo de la S2 se encuentra nuevamente a la asociación C (Fig. 4), hacia el tope del perfil, lo que permite inferir que la secuencia vuelve a repetirse (pudiendo corresponder a una nueva secuencia, S3). 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 asociaciones B y C es transicional.

MODELO DEPOSITACIONAL

Las interpretaciones paleoambientales de las asociaciones de facies, permiten sugerir que la sección analizada se ajusta al modelo depositacional de abanicos fluviales o *fluvial fans* detallado 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. 10). 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.

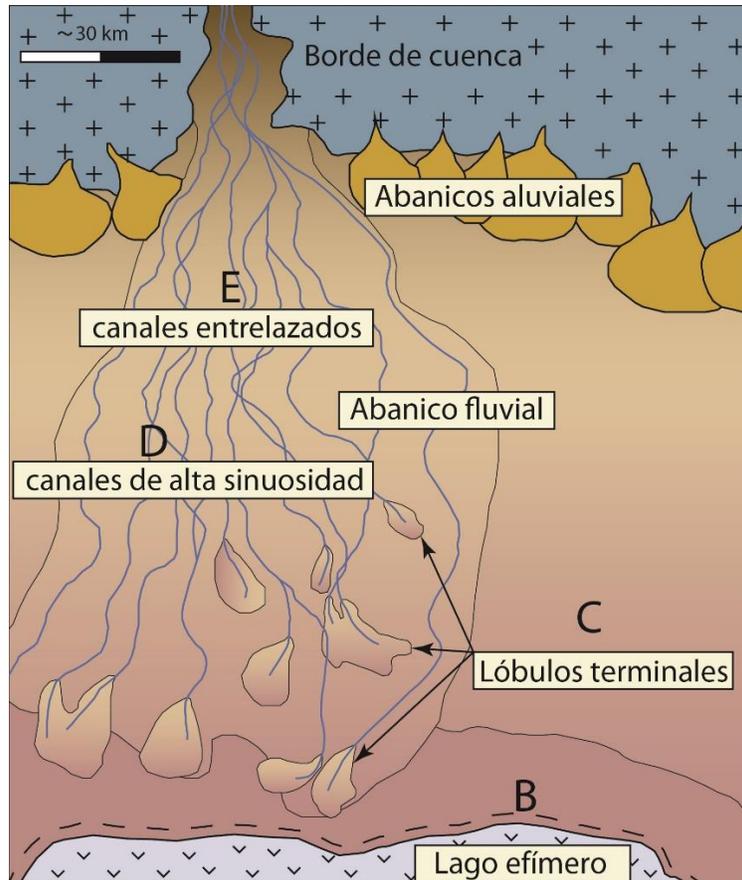


Figura 10. Modelo deposicional en el que se muestra la distribución de las facies en un abanico fluvial de ambiente árido (tomado y modificado de Moscariello, 2017).

PETROGRAFÍA

Los resultados del conteo modal realizado a los ocho cortes delgados se encuentran expresados en la tabla 5. Los valores obtenidos de QFL (cuarzo-feldespatos-líticos) fueron recalculados al 100% y volcados en el diagrama de Folk *et al.*, 1970. El ploteo de los datos permitió establecer que las areniscas corresponden a litoarenitas feldespáticas ($Q_{39}F_{20}L_{41}$), excepto la muestra VLP04 que corresponde a una litoarenita ($Q_{38}F_{14}L_{48}$) (Fig. 11a).

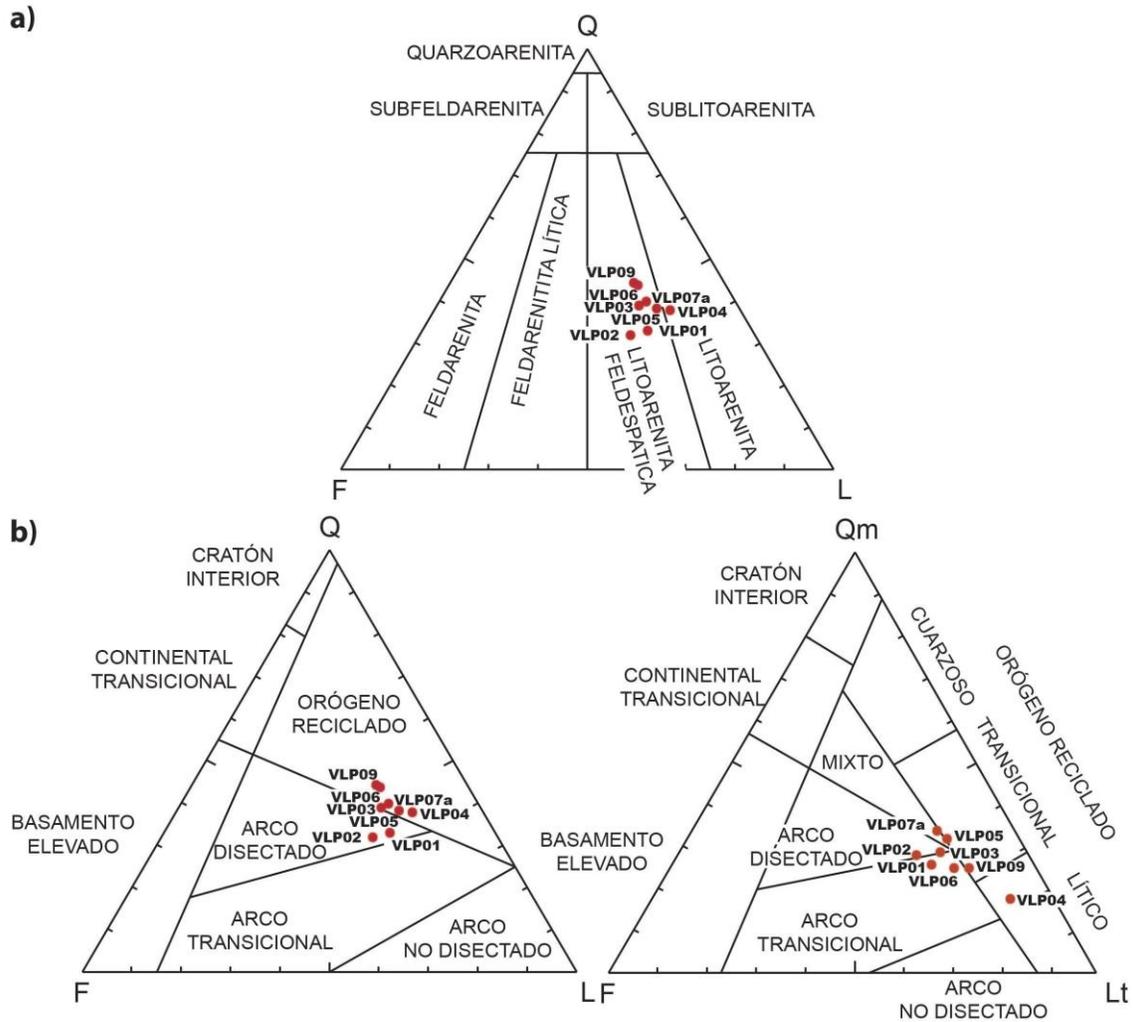


Figura 11. Diagramas de Folk *et al.*, 1970 (a) y Dickinson *et al.*, 1983 (b y c).

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 ($Q_{33}F_{21}L_{46}$) y VLP02 ($Q_{32}F_{25}L_{43}$); una procedencia relacionada a un orógeno reciclado para VLP04 ($Q_{38}F_{14}L_{48}$), VLP05 ($Q_{38}F_{17}L_{45}$), VLP06 ($Q_{44}F_{18}L_{38}$), VLP07a ($Q_{40}F_{18}L_{42}$) y VLP09 ($Q_{44}F_{18}L_{38}$); y la muestra VLP03 ($Q_{40}F_{20}L_{40}$) se ubica en el límite entre los campos mencionados (Fig. 11b). 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 (Qm₁₈F₉Lt₇₃), que corresponde a un orógeno reciclado lítico (Fig. 11c).

Muestra	VLP01	VLP02	VLP03-17	VLP04-17	VLP05-17	VLP06-17	VLP07a	VLP09-17
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 2. Tabla de los porcentajes de cuarzo-feldespatos-líticos recalculados al 100%.

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 3. Tabla de los porcentajes de cuarzo monocristalino-feldespatos-líticos totales recalculados al 100%.

Estos resultados no permiten establecer una clara fuente sedimentaria para las rocas analizadas, lo cual 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. 12) procedentes de la Formación Agrio (Cretácico Temprano) (Tunik, 2001, Borghi *et al.*, 2017 y Gómez *et al.*, 2017), situación que refleja el aporte de parte de la secuencia carbonática mesozoica inferior, probablemente como consecuencia de un pulso de levantamiento tectónico (Gómez *et al.*, 2017).



Figura 12. Conglomerado clasto sostén, con clastos carbonáticos de la Formación Agrio (cc).

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. 15). Los cristales con extinción recta y ondulosa son predominantemente angulosos y subangulosos, siendo minoría los individuos subredondeados, lo que indica un transporte reducido. La presencia de este componente se mantiene aproximadamente constante a lo largo de la columna, salvo por la muestra VLP04 en la que disminuyen notoriamente. Por otro lado, el cuarzo engolfado y el cuarzo en rocas volcánicas, evidencia un importante aporte de una fuente volcánica (Fig. 13), 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.

Feldespatos: los feldespatos representan, en promedio, un 14% de los componentes totales. Los feldespatos potásicos se hallan como cristales individuales o como fenocristales en líticas volcánicas félsicas. Se distinguen por presentar macla de *Carlsbad* y en algunos casos textura de colador, alteración a arcillas amorfas o reemplazo a calcita. La abundancia de estos varía entre 5,8 y 11,8% del total de los componentes, siendo ligeramente más abundantes en el sector superior de la sección. En cambio, las plagioclasas que se presentan límpidas (Fig. 13) y con maclas polisintéticas, 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 4). Estas diferencias marcan un aporte predominantemente volcánico (Dickinson, 1970, Tunik *et al.* 2010) para VLP01, VLP02 y VLP03, diferenciándolas del resto de las muestras.

	VLP01	VLP02	VLP03-17	VLP04-17	VLP05-17	VLP06-17	VLP07a	VLP09-17
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 4. Relación entre las plagioclasas y los feldespatos totales.

Muestra	VLP01	VLP02	VLP03	VLP04	VLP05	VLP06	VLP07a	VLP09
Qr	0,14	0,13	0,15	0,09	0,17	0,12	0,17	0,15
Qo	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05
Qe	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,04	0,01
Qv	0,03	0,01	0,02	0,09	0,02	0,08	0,01	0,06
Qp1	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Qp2	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,09
Qp3	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01
Fp	0,09	0,08	0,06	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03
Fpv	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Fk	0,06	0,09	0,07	0,06	0,09	0,10	0,09	0,09
Fkv	0,00	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03
Lpm	0,05	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Lps	0,05	0,05	0,04	0,09	0,06	0,06	0,06	0,04
Lpg	0,11	0,13	0,08	0,11	0,13	0,16	0,16	0,19
Lpp	0,03	0,01	0,07	0,03	0,05	0,02	0,01	0,01
Lm	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,03	0,00
Ls	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03
Lp	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01
Lpsz	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
Lo	0,04	0,03	0,05	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02
Ccar	0,00	0,01	0,00	0,12	0,09	0,06	0,00	0,05
Cf	0,09	0,07	0,12	0,02	0,01	0,06	0,06	0,02
Cc	0,07	0,08	0,08	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02
Ca	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02
Co	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
M	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Om	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Op	0,04	0,07	0,06	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01
O	0,08	0,03	0,07	0,04	0,06	0,05	0,06	0,07
Total	1,00							

Tabla 5. Resultados del conteo modal de las muestras expresado en porcentajes.

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. 15). Esta distribución es coincidente con la de plagioclasa, indicando un aporte andesítico-basáltico. Los líticos paleovolcánicos seriadados son levemente más abundantes en el sector central de la columna. Esta es una textura característica de la pasta volcánica del sector central de las coladas de lava e intrusivos de emplazamiento superficial mesosilíceos. Los líticos paleovolcánicos granulares y microgranulares, que representan la pasta de rocas volcánicas félsicas, 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.

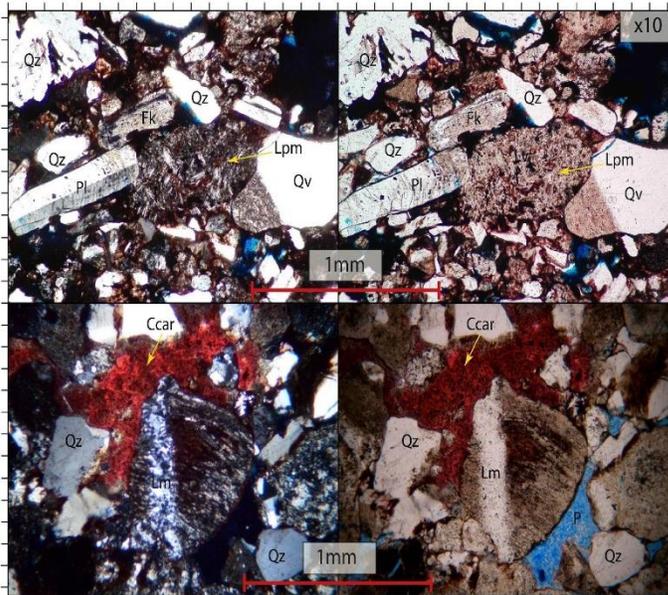


Figura 13. Microfotografías de las muestras VLP01 (arriba) y VLP06 (abajo), con nicoles cruzados (izquierda) y nicoles paralelos (derecha). Qz-cuarzo, Qv-cuarzo en roca volcánica, Fk-feldespato potásico, Pl-plagioclasa, Lpm-lítico paleovolcánico máfico, Lm-lítico metamórfico, Ccar-cemento carbonático y P-porosidad.

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. 13), mientras que el cemento ferruginoso se encuentra uniformemente distribuido, rodeando los clastos y en algunos casos ocupando la totalidad del espacio intergranular. 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). Por otro lado, el cemento ceolítico se encuentra rellenado totalmente los poros y junto al cemento ferruginoso son los dominantes en las tres primeras muestras. El cemento ceolítico es dominante en ambientes lacustres alcalinos (principalmente analcima) y un producto común en la diagénesis de rocas volcanoclásticas (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). El cemento arcilloso es escaso (<2%) y se encuentra como una delgada capa rodeando a los clastos.

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 exclusivamente primaria intergranular (Fig. 13) 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.

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, plagioclasa y cuarzo. También se determinó que los cementos ceolíticos observados en la petrografía, correspondían a analcima, debido a los notables picos que arrojan los difractogramas (Fig. 14).

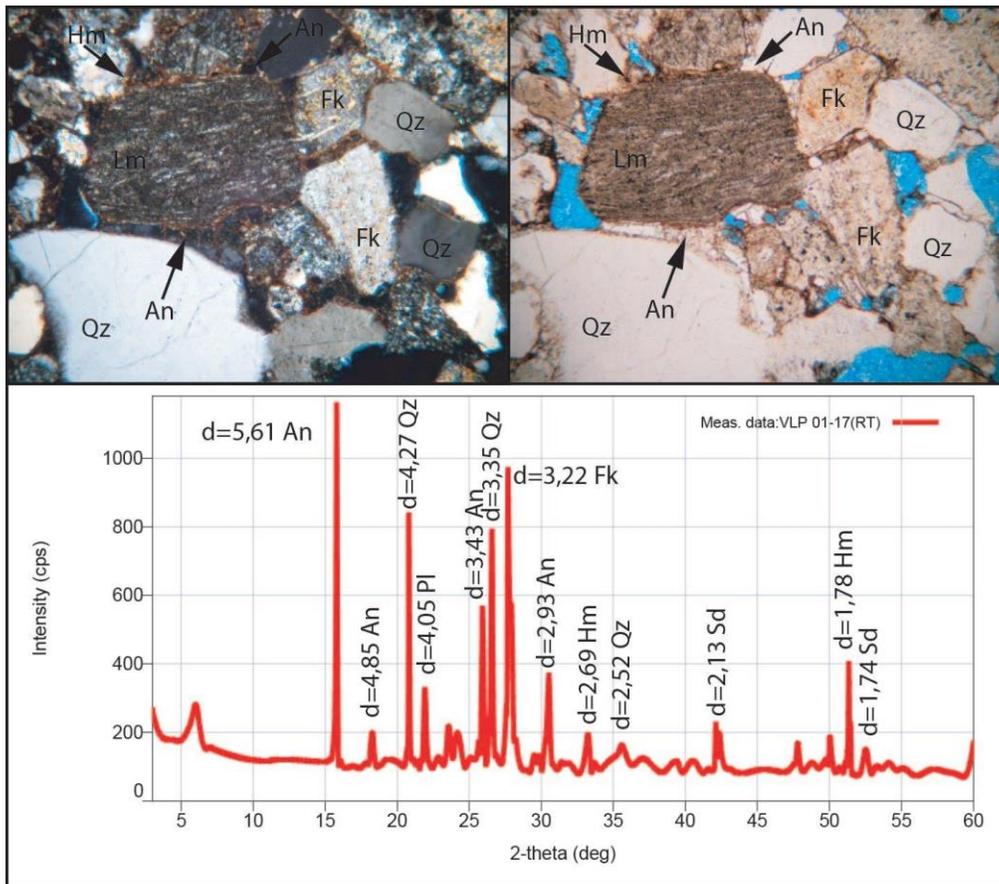


Figura 14. Corte delgado y análisis DRX de roca total de la muestra VLP01-17. Qz-cuarzo, Fk-feldespatos potásico, Hm-hematita, Lm-lítico metamórfico y An-analcima.

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. 15), 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 depositación continental de clima árido y de características alcalinas. La muestra VLP03 sólo contiene escasas cantidades de esmectita y micas (Fig. 15). En cuanto a las muestra VLP04 y VLP09, presentan altas cantidades de caolinita y esmectita, siendo la caolinita dominante en VLP04 y la esmectita en VLP09 (Fig. 15). 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 escasas cantidades de illita-esmectita (Fig. 15). Por último en la muestra VLP08, se observan interestratificados de illita-esmectita y escasa clorita (Fig. 15).

DISCUSIONES

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 el presente trabajo estas mismas facies, se interpretan como parte de un mismo sistema depositacional. Este autor describe, 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 cuencial más interna. Estas facies de abanicos aluviales no superan 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).

Según Legarreta *et al.* (1993), el miembro inferior de la Formación Diamante corresponde a la Formación Rayoso. Sin embargo, 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 el presente trabajo se sigue lo propuesto por Legarreta y Boll (1982), donde proponen que la Formación Rayoso comienza sobre un banco de calizas algáceas, ubicadas al techo de la Formación Huitrín. Este banco no aflora en la sección relevada, por lo que se contempla a los yesos/anhidritas aflorantes como pertenecientes a la facción evaporítica de la Formación Rayoso (Fig. 15). También se incluyen a las pelitas laminadas como la parte clástica de esta formación, las cuales desaparecen en el límite con la Formación Diamante.

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 de la sección de Vega de los Patos, no se observan grandes cambios en la composición de las areniscas (Fig. 15).

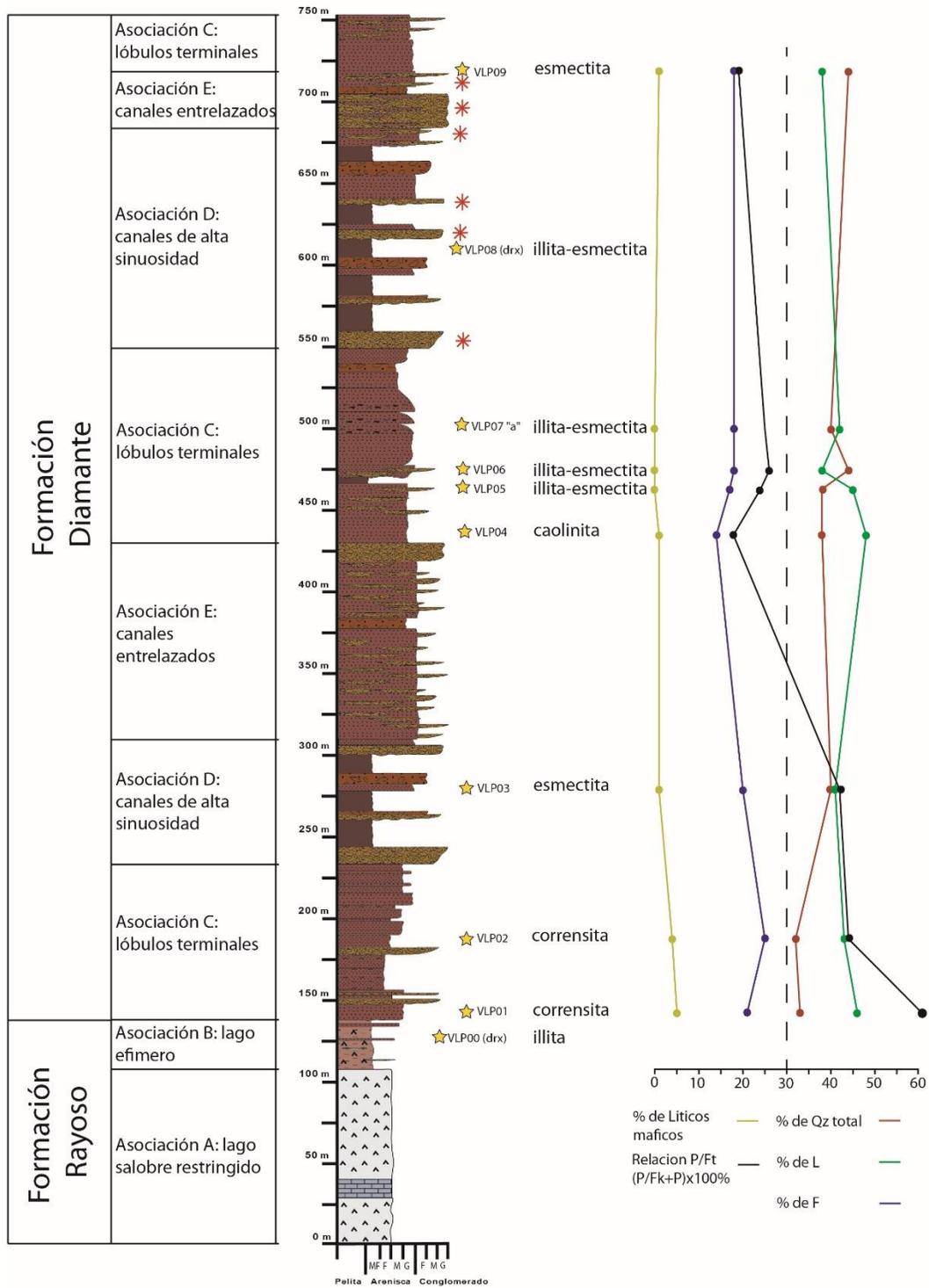


Figura 15. Sección simplificada, a la izquierda se observan las unidades estratigráficas y las correspondientes asociaciones de facies. En el centro se encuentra la sección simplificada con la distribución de las muestras extraídas, la variación de las arcillas y la aparición de clastos carbonáticos (asteriscos rojos). Hacia la izquierda, las curvas de variación porcentual del cuarzo total, líticos, feldspatos, líticos máficos y la relación P/Ft a lo largo de la columna.

CONCLUSIONES

- La Formación Rayoso, depositada previamente al primer pulso importante de levantamiento de los Andes, está representada 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 Formaciones Rayoso y Diamante es transicional.
- El ambiente depositacional de la Formación Rayoso en la zona, corresponde a un sistema lacustre, que pasa transicionalmente de salobre restringido 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 separado en dos secuencias depositacionales.
- La discordancia intersenoniana documentada en el centro de la cuenca, no se pudo identificar en la sección analizada, observándose contactos transicionales 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 Temprano), refleja el aporte de parte de la secuencia 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.

BIBLIOGRAFÍA

Asurmendi, E., y Sánchez, M. L. 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. *En: Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos N°9*: 169-176.

Balgord, E.A. y Carrapa, B. 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., Gómez Omil, R., Fennell, L., Folguera, A. y Naipauer, M. 2017. Nuevas evidencias del levantamiento del sur de los Andes Centrales (36° S) durante la depositación del Grupo Neuquén. *En: XX Congreso Geológico Argentino, Libro Digital*: 2932-3697.

Bröens, S. 2003. Geología de la Región del Morro de Cuero, alto río Diamante, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 83 p.

Cruz, C. E. 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico Superior en la zona río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina. *En: XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 1*: 46-54.

Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M., and Ramos, V. A. 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., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Balgord, E. A., Carrapa, B., y Ramos, V. A. 2016. *Cretaceous evolution of the Andean margin between 36° S and 40° S latitude through a multi-proxy provenance analysis of Neuquén Basin strata (Argentina). Basin Research* 1-21.

Dickson, J. A. D. 1965. *A modified staining technique for carbonates in thin section. Nature* 205 (4971), 587-587.

Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T. 1983. *Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin* 94, 222–235.

Escayola, M. P., Pimentel, M. y Armstrong, R. 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., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E. A., Bottesi, G., y Ramos, V. A. 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., Andrews, P.B., Lewis, D.W. 1970. *Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand*. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13, 937–968.

Franchini, M., Rainoldi, A., Pons, J., Giusiano, A., Impiccini, A., y Cesaretti, N. 2014. Trazadores diagenéticos de las paleomigraciones de hidrocarburos en las areniscas rojas Cretácicas del Grupo Neuquén, cuenca Neuquina. *En: IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*.

Franzese, J. R., y Spalletti, L. A. 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.

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., Dávila, F. M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C., Quezada, P., Folguera, A. y Giménez, M. 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth-Science Reviews* Vol. 185: 437-462

Gómez R., Tunik M., Casadío S. 2016. Análisis de facies del Grupo Neuquén, Cretácico Superior, en el área Vega Grande, Mendoza, Argentina. Congreso. *En: Congreso Latinoamericano de Sedimentología, N°7 y Reunión Argentina de Sedimentología, N°15, Acta 1: 86*.

Gómez R., Tunik M. y Casadío S. 2017. Análisis sedimentológico - petrográfico del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el área Vega Grande, sur de Mendoza. *En: XX Congreso Geológico Argentino, Libro Digital 775-782*.

Ingersoll, R. V., Fullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. y Sares, S. W. 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.

Kelly, S. B., y Olsen, H. 1993. *Terminal fans: a review with reference to Devonian examples*. *Sedimentary Geology*, 85 (1-4), 339-374.

Legarreta L. y Boll A., 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo. Provincia de Mendoza. YPF, Informe interno, inédito.

Legarreta, L., Gulisano, C. A., y Uliana, M. A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. *En: XII Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1 (9): 87-114*.

Legarreta, L., y Uliana, M. A. 1998. *Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquen Basin, west-central Argentina*.

Naipauer, M., Tapia, F., Farías, M., Pimentel, M. M., y Ramos, V. A. 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. *En: XIX Congreso Geológico Argentino. Actas: 1632-1633.*

Manacorda, L., Cafferata, A., Boggetti, D., Pacheco, M., Barrionuevo, L., Reinante, M., y Meissingern, V. 2004. Modelo paleoambiental del Grupo Neuquén en la zona norte de la cuenca Neuquina. *In X Reunión de Sedimentología, (10), 88-90.*

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, SP 440-11.*

Mpodozis, C., Ramos, V.A. 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, vol. 11. 59–90.*

Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 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., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M., y Rojas, A. 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., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortes, J.M. y Palma, M.A. 1986. *Paleozoic terranes of the Central Argentine Chilean Andes. Tectonics, 5 (6), 855–880.*

Ramos, V. A. 1999. *Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. Episodes, 22, 183-190.*

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., Mosquera, A., Folguera, A., y García Morabito, E. 2011. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. *En: XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, 335-348.*

Rocha-Campos, A. C., Basei, M. A., Nutman, A. P., Kleiman Varela, L. E. R., Llambias, E., Canile, F. M. y De Cr Da Rosa, O. 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 Limarino, C. O. 1997. *Petrología y diagénesis de rocas clásticas Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación especial.*

Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A. y Repol, D. 2000. Descripción geológica de la Hoja 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Inédita.

Tunik, M. A. 2001. Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza. Tesis doctoral (inédito). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V. A. 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.

Willner, A. P., Gerdes, A., y Massonne, H. J. 2008. *History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29–36 S revealed by a U–Pb and Lu–Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems*. *Chemical Geology*, 253 (3-4), 114-129.

Zavala, C., y González, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico Inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 65, 40-54.

Zavala, C., y Ponce, J.J., 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *En: XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 205-222.