

# EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN REMOREDO (JURÁSICO INFERIOR) EN EL DEPOCENTRO MALARGÜE, CUENCA NEUQUINA SURMENDOCINA

Alan S. BUCHANAN<sup>1</sup>, Diego A. KIETZMANN<sup>2</sup> y Ricardo M. PALMA<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Tecpetrol S.A. Email: alan.buchanan@tecpetrol.com

<sup>2</sup> CONICET-Universidad de Buenos Aires, Instituto de Geociencias Básicas, Ambientales y Aplicadas de Buenos Aires (IGeBA). Email: diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar

<sup>3</sup> CONICET - Universidad de Buenos Aires, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber. Email: palma@gl.fcen.uba.ar

## RESUMEN

Se estudian los depósitos de la Formación Remoredo (Jurásico Inferior) en 2 secciones estratigráficas localizadas en el anticlinal de Malargüe (Arroyo Loncoche y Cuesta del Chihuido), donde se realizaron estudios sedimentológico-estratigráficos basados en detallados análisis de facies, arquitectura y procedencia, que permitieron comprender la evolución de los paleoambientes sedimentarios, representados por abanicos aluviales, sistemas fluviales anastomosados, sistemas fluviales entrelazados arenosos y lagos efímeros tipo playa. El análisis estratigráfico secuencial permitió definir dos secuencias depositacionales que se inician con una marcada superficie de incisión y contienen un cortejo de baja acomodación representado por facies de abanicos aluviales y sistemas fluviales anastomosados, así como un cortejo alta acomodación compuesto por sistemas fluviales de baja sinuosidad y lagos efímeros. Estas secuencias son asociadas a pulsos de actividad tectónica, y correlacionadas con los ciclos descriptos para el depocentro Atuel.

**Palabras clave:** *Análisis de facies, sinrift, tectónica extensional, ciclo Precuyano, Jurásico*

## ABSTRACT

*Paleoenvironment evolution of the Remoredo Formation (Lower Jurassic) in the Malargüe depocenter, Southern Mendoza-Neuquén Basin.* Deposits from the Remoredo Formation (Lower Jurassic) are studied in two stratigraphic sections located in the Malargüe anticline (Arroyo Loncoche and Cuesta del Chihuido), where detailed sedimentological and stratigraphic studies were conducted, based on facies, architecture and provenance analysis, which allow to understand the evolution of sedimentary paleoenvironments, represented by alluvial fans, anastomosing and sandy braided fluvial systems, as well as ephemeral playa-lakes. Sequence stratigraphic analysis allowed us to define two depositional sequences starting with a marked incision surface, and contains a low accommodation system tract represented by alluvial fans and anastomosing fluvial systems, as well as a high accommodation system tract composed by low sinuosity sandy fluvial systems and ephemeral lakes. These depositional sequences are associated with tectonic activity pulses, and correlated with tectonic cycles from the Atuel depocenter.

**Keywords:** *Facies analysis, synrift, extensional tectonic, Precuyano cycle, Jurassic*

## INTRODUCCIÓN

El relleno inicial de la Cuenca Neuquina ocurrió en depocentros continentales aislados (Fig. 1a), dentro de un marco tectónico extensional, resultando en una compleja interacción de procesos sedimentarios, volcánicos y tectónicos (Gulisano 1981, Gulisano *et al.* 1984, Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1991). La Formación Remoredo es una de las unidades litoestratigráficas que conforma este relleno y se caracteriza por una gran heterogeneidad y variabilidad de facies (e.g., Stipanovic 1966,

Gulisano *et al.* 1984, Legarreta y Gulisano 1989). Esta unidad ha cobrado en los últimos años gran interés para la industria de los hidrocarburos debido a nuevas perspectivas como reservorios en sectores de frontera, sin embargo aún no ha sido estudiada en detalle, por lo que la literatura geológica que hace referencia a la misma es realmente escasa.

La Formación Remoredo fue reconocida por primera vez por Fernández Carro y Padula (1947) como Serie Heterogénea y descrita por Stipanovic y Mingramm (1953) como Serie de Remoredo o Remoredense.

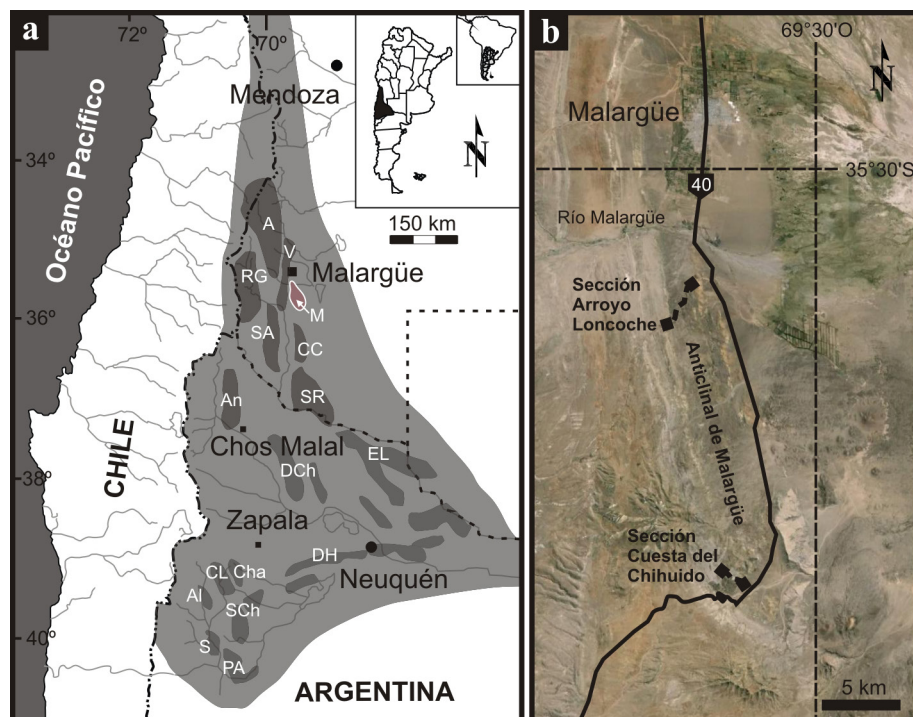
La unidad fue formalizada por Stipanovic (1966) quien le asignó el rango de Formación, estableciendo la localidad tipo en la quebrada de Remoredo, flanco occidental de la sierra de Reyes, e incluida en el ciclo Precuyano de Gulisano (1981). En el esquema estratigráfico secuencial de Legarreta y Gulisano (1989) se incluye dentro de la Mesosecuencia Precuyo, en la base de la Supersecuencia Inferior de la Megasecuencia Neuquina (Fig. 2). Recientes revisiones del ciclo Precuyano en el sur de Neuquén (Gulisano *et al.* 1984, Spalletti *et al.* 1991, Franzese y Spalletti 2001, Carbone *et al.* 2011)

han permitido una mejor caracterización de las unidades estratigráficas, así como la relación con el basamento de la cuenca.

El relleno de sinrift del Triásico Tardío - Jurásico Temprano fue estudiado en detalle en el sector norte y sur de la cuenca. Estos estudios incluyen los depósitos marinos y continentales del depocentro Atuel (Riccardi *et al.* 1997, Lanés 2005, Lanés *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2008), así como en el sector sur, incluyendo los depocentros Chachil (Franzese *et al.* 2006), Chacaicó (Franzese *et al.* 2007), Piedra del Águila y Sañicó (Gulisano y Pando 1981, D'Elia *et al.* 2012), y Catan Lil (Muravchik *et al.* 2014) (Fig. 1a). Entre los estudios sedimentológicos de la Formación Remoredo en el sector surmendocino de la cuenca, puede mencionarse el trabajo inédito de Lanés (1991), así como los trabajos de Lanés y Palma (1995, 1998) en el depocentro Sierra Azul, y Lanés y Salani (1998) en el depocentro Río Grande. Lanés y Palma (1995, 1998) reconocieron una secuencia piroclástica con intercalaciones de facies lacustres, que admitió la división de la unidad en tres miembros informales. Un miembro inferior agrupa depósitos piroclásticos fenoandesíticos, un miembro medio comprendido por pelitas, calizas y tobas, y un miembro superior caracterizado por depósitos piroclásticos dacíticos. Lanés y Salani (1998) al estudiar las facies volcanoclásticas reconocen dos asociaciones: una de tobas brechosas y otra compuesta por tobas, que fueron interpretadas como depósitos coignimbríticos.

En el área del depocentro Malargüe la información disponible proviene de descripciones muy generales e inéditas: Barg (1991) describe, en el área del arroyo Tronquimalal, un conjunto de conglomerados y areniscas de ambiente continental con variaciones laterales de 40 a 400 m de espesor, mientras que Kietzmann (2007) reconoció, en el arroyo Loncoche, dos sucesiones granodécimas, compuestas por brechas, conglomerados, areniscas y pelitas, interpretadas como abanicos aluviales, sistemas fluviales de alta sinuosidad y lagos efímeros.

La edad de la Formación Remoredo fue establecida por correlación estratigráfica como Jurásica Temprano (Hettangiano? - Sinemuriano-Pliensbaquiano?), ya que la base se apoya en discordancia sobre la Formación Llantenes (Noriano temprano) y el techo se encuentra por debajo de niveles marinos



**Figura 1:** a) Ubicación de los principales depocentros precuyanos en la Cuenca Neuquina (modificado de Vergani *et al.* 1995). Depocentros: (A) Atuel, (V) Valenciana, (RG) Río Grande, (M) Malargüe, (SA) Sierra Azul, (CC) Cara Cura, (SR) Sierra de Reyes, (An) Andacollo, (DCh) Dorso de los Chihuidos, (EL) Entre Lomas, (DH) Dorsal de Huincul, (PA) Piedra del Águila, (S) Sañicó, (SCh) Sierra de Chacaicó, (Al) Aluminé, (CL) Catan Lil, (Cha) Chachil; b) Imagen satelital del anticlinal de Malargüe donde se señalan las secciones estudiadas.

toarcianos en el cerro Tricolor y aalenianos en la sierra de Reyes (Stipanovic y Manceñido 2002). Lanés y Palma (1995) reportan ostrácodos de agua dulce provenientes de la sierra Azul, pero estos carecen de utilidad biostratigráfica, mientras que el muestreo para palinología realizado por los autores a resultado estéril (Zavattieri com. pers.).

La falta de descripciones sedimentológicas detalladas, así como de información sobre la geometría, organización interna, y relaciones espaciales de los cuerpos sedimentarios, son motivo de este trabajo. Se propone una evolución paleoambiental de la Formación Remoredo en el depocentro Malargüe a partir de estudios sedimentológico-estratigráficos en dos secciones estratigráficas ubicadas el anticlinal de Malargüe, sur de la provincia de Mendoza.

## MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Neuquina fue una cuenca de retroarco mesozoica desarrollada en el margen pacífico del continente sudamericano (Legarreta y Uliana 1991). Su evolución estu-

vo controlada por distintos regímenes tectónicos: 1) Régimen extensional (Triásico Superior - Jurásico Inferior), 2) régimen de subsidencia termal (Jurásico Medio - Cretácico Superior), 3) régimen de deformación compresiva e inversión tectónica (Cretácico Superior - Paleógeno).

El colapso termo-mecánico, que ocurrió durante el Triásico Tardío - Jurásico Temprano provocó el desarrollo de cuencas aisladas a lo largo del margen Pacífico (Legarreta 2002) asociadas a la extensión y al rifting. La configuración de la cuenca en este periodo se caracterizó por el desarrollo de hemigrábenes aislados, con polaridad variable, intersectados por fallas *en-echelon* actuando como sistemas de transferencia (Uliana *et al.* 1989, Vergani *et al.* 1995, Cristallini *et al.* 2006). Cada uno de los depocentros aislados fue rellenado por sedimentos de origen continental, volcanoclástico o depósitos volcánicos relacionados al ciclo extensional denominado como Ciclo Precuyano (Gulisano 1981). En el sur de Mendoza fueron reconocidos seis depocentros (Giambiagi *et al.* 2008) que corresponden a los de Atuel,

Río Grande, Valenciana, Malargüe, Palauco y Cara Cura - Reyes (Fig. 1a). El ciclo Precuyano incluye distintas unidades litoestratigráficas (Gulisano *et al.* 1984, Riccardi y Gulisano 1990, Legarreta y Uliana 1991), pero con excepción del depocentro Atuel, en el sector surmendocino se encuentra representado principalmente por la Formación Remoredo (Fig. 2).

Durante el Jurásico Medio - Tardío el arco magmático estaba casi completamente desarrollado asociado a la reactivación de la subducción producto de la apertura del Atlántico Sur (Ramos 1993), dando lugar a un período dominado por subsidencia térmica y localizados eventos tectónicos (Legarreta y Uliana 1991, Legarreta 2002). Esta configuración permaneció hasta el Cretácico Temprano y permitió el ingreso del océano Pacífico a través de estrechos pasajes entre las islas volcánicas que componían el arco (Legarreta y Uliana 1991, 1996), lo que dio lugar a la depositación de espesas y ampliamente distribuidas sucesiones marinas, transicionales y continentales, cuyos depósitos se agrupan dentro de los Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Bajada del Agrio (Fig. 2).

Los cambios en la velocidad de expansión del Atlántico sur y la reorganización de las placas pacíficas, provocó el desarrollo de un régimen tectónico compresivo que causó la inversión de las antiguas estructuras generadas durante la etapa extensiva (Vergani *et al.* 1995). Este nuevo régimen instaurado durante el Cretácico Tardío dio fin a la cuenca de trasarco y origen a una cuenca de antepaís (Ramos y Folguera 2005) dominada por depósitos continentales y transicionales de los Grupos Neuquén y Malargüe (Fig. 2).

### METODOLOGÍA

Con el fin de estudiar los aspectos sedimentológicos y la evolución paleoambiental de la Formación Remoredo en el área del depocentro Malargüe, se levantaron y muestrearon dos secciones estratigráficas, ubicadas en el arroyo Loncoche (304 m) y la cuesta del Chihuido (200 m) (Fig. 1b). En ambas secciones se reconocieron litofacies siguiendo el criterio de Miall (1985), para el que se tuvo en cuenta aspectos litológicos y texturales, estructuras sedimentarias, contactos y geometrías. Se definieron litofacies y asociaciones de facies, siguiendo la

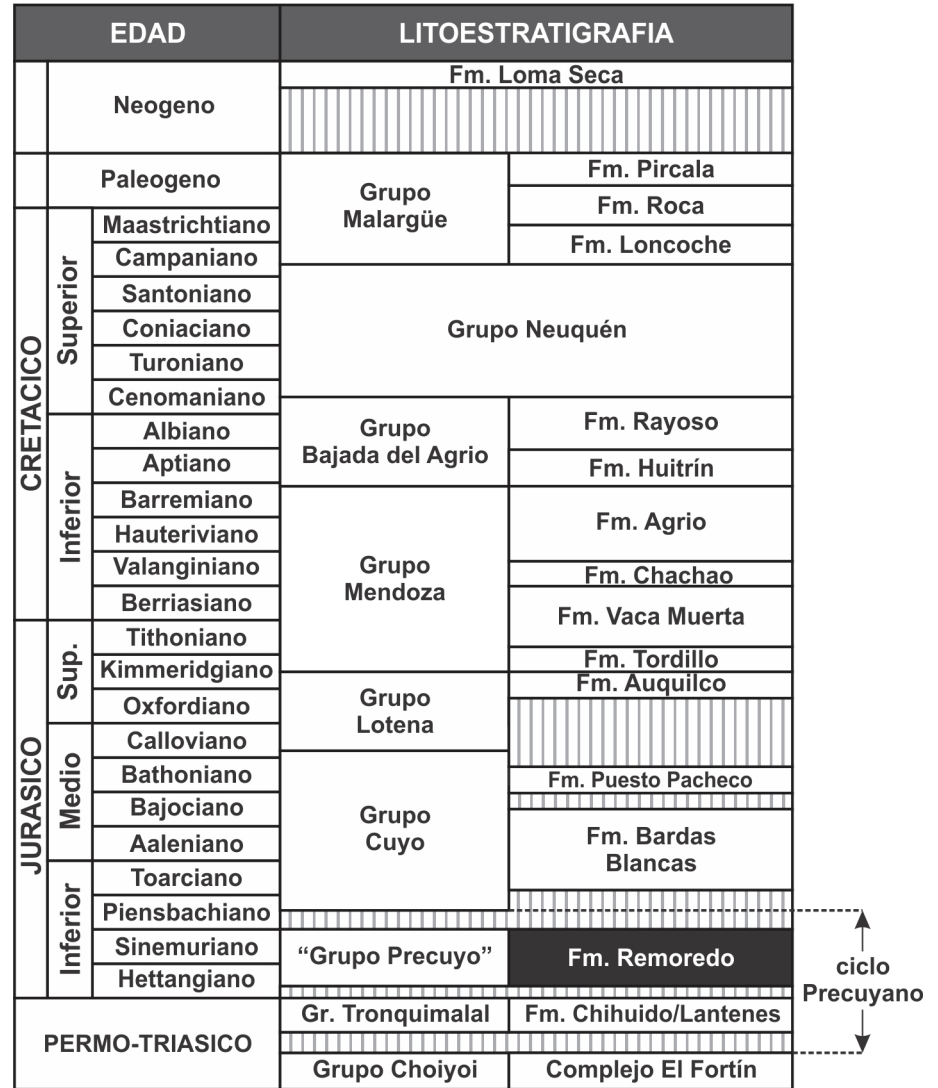


Figura 2: Cuadro estratigráfico esquemático para el anticlinal de Malargüe.

metodología de Miall (1985). Por último las paleocorrientes medidas en diferentes estructuras sedimentarias (estratificaciones entrecruzadas y clastos imbricados) fueron analizadas estadísticamente con el programa Rose 2.1.0 (Fig. 3).

Teniendo en cuenta superficies de valor estratigráfico secuencial y los arreglos arquitecturales, se realizó un análisis estratigráfico secuencial siguiendo el modelo de Martinsen *et al.* (1999) para ambientes continentales.

En este trabajo se utiliza la clasificación de conglomerados propuesta por Limarino *et al.* (1996) y la clasificación de areniscas de Dott modificada por Pettijohn *et al.* (1987). Estudios complementarios de procedencia se realizaron en el campo sobre las facies

conglomeráticas, así como descripciones petrográficas en la fracción arenosa (11 láminas delgadas). En el caso de los conglomerados se tomaron secciones de roca de 1 m<sup>2</sup> y se contaron todos los clastos mayores a 2 mm de diámetro. Para el caso de las facies arenosas se realizaron conteos en el microscopio petrográfico en quince muestras, siguiendo la metodología propuesta por Dickinson (1985).

### ANÁLISIS DE FACIES

Se reconocieron 9 litofacies de acuerdo con la litología, textura, geometría y espesor, cuyas principales características, así como su interpretación, se resumen en el cuadro 1. Las litofacies fueron agrupadas para definir



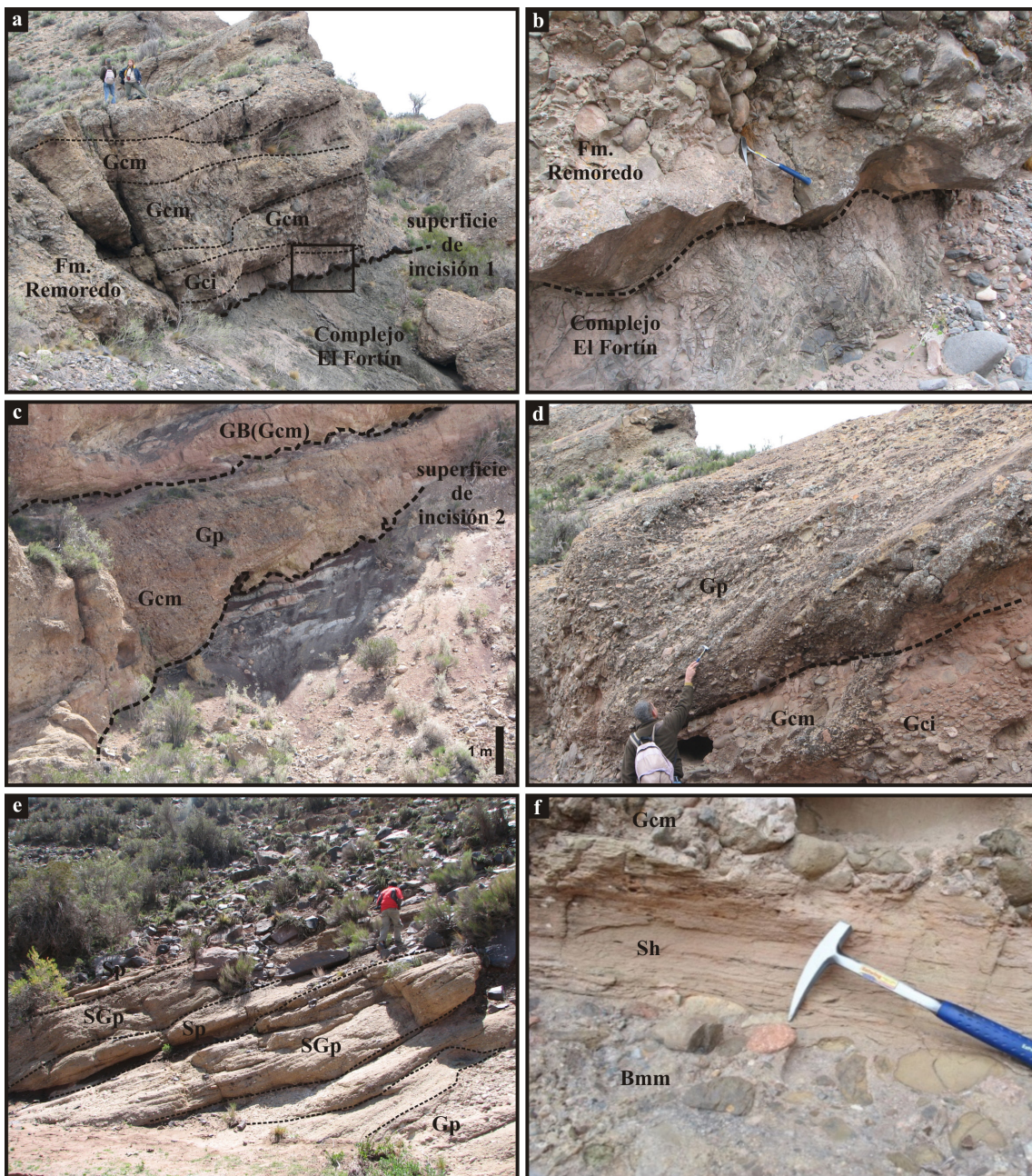
5 asociaciones de facies, que permitieron reconocer 4 paleoambientes sedimentario.

**Asociación de facies 1 - fajas de canales entrelazados dominados por barras gravosas longitudinales**

*Descripción:* la asociación de facies 1 consiste en una sucesión de ciclos granodecrecientes de hasta 8 m de espesor formada por ortoconglomerados masivos (Gcm), imbricados (Gi) o con estratificación horizontal (Gh). Subordinadamente aparecen areniscas gruesas con estratificación horizontal (Sh) y en-

tre cruzada tabular planar (Sp). Los bancos son tabulares, aunque están compuestos por lentes decimétricas amalgamadas. La asociación de facies 1 se encuentra restringida a la base de la sección del arroyo Loncoche, donde la sucesión se inicia con una marcada superficie erosiva regional de hasta 1 m de altura, que incide en los depósitos volcanoclásticos del Complejo El Fortín (Fig. 4a, b). Los ortoconglomerados están formados por lentes de hasta 70 cm de espesor y 3 a 8 metros de continuidad lateral, con clastos redondeados a subredondeados de 2 cm hasta

1,5 m, con una media de 15 cm, mientras que la matriz está compuesta por arena media. Los clastos son de origen volcanoclástico, incluyendo clastos andesíticos (brechosos), riolíticos y basálticos. En la base de la unidad dominan los primeros, aunque de manera subordinada aparecen clastos de composición riolítica con una proporción 3 veces menor a los clastos andesíticos. Por el contrario, hacia el sector superior, las brechas pierden importancia y los clastos riolíticos se vuelven predominantes, con una relación riolitas/andesitas de 2:1. Los clastos



**Figura 4:** Abanicos aluviales: a-b) Depósitos de la asociación de facies 1 (fajas de canales dominados por barras longitudinales) donde se observa una fuerte superficie de incisión sobre los depósitos del Complejo El Fortín y el predominio del barras gravosas formadas por las litofacies de ortoconglomerados imbricados (Gi) y ortoconglomerados masivos (Gcm); c) Depósitos de la asociación de facies 2 (fajas de canales dominados por barras transversales) incidiendo sobre los depósitos de las asociaciones de facies 4 y 5 y compuestos por barras gravosas formadas por las litofacies de ortoconglomerados masivos (Gcm) y ortoconglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp); d) Contacto entre las asociaciones de facies 1 y 2, mostrando barras longitudinales (Gcm) a transversales (Gp); e) Parte superior de la asociación de facies 2 mostrando la intercalación de barras gravosas y barras arenosas; f) Intercalación de arenas laminadas y flujos hiperconcentrados.

basálticos aparecen siempre de manera subordinada. Estos cambios en la composición de los clastos no reflejan cambios en el tamaño de grano relacionados con las diferentes litologías.

Las litofacies arenosas incluyen Sp y Sh, siendo Sp la litofacies dominante. Los bancos son lenticulares de hasta 20 cm de espesor y se intercalan en la parte superior de la asociación de facies 1.

Las paleocorrientes medidas en la litofacies Sp varían entre 185° y 340° de azimut, mostrando mayor dispersión en el sector inferior del perfil (Fig. 3).

*Interpretación:* Las litofacies Gcm, Gi y Gh se interpretan como depósitos de barras longitudinales, en estadios de bajo caudal de agua (Rust 1984, Nemec y Postma 1993, Miall 1978, 2010). Las litofacies Sp se interpretan como la migración de megaóndulas arenosas de crestas rectas, probablemente relacionadas con el desarrollo de barras transversales en canales de menor jerarquía (McCabe 1977). Los bancos con Sh se interpretan como el desarrollo de lecho plano de alto régimen de flujo en sectores donde los canales tenían una muy baja profundidad (Stear 1985).

El desarrollo de bancos tabulares compuestos por lentes de ortoconglomerados amalgamados (barras longitudinales) sugiere que el sistema estuvo dominado por procesos de rápida avulsión y baja acreción vertical (Reineck 1975, Martinsen *et al.* 1999, McLaurin y Steel 2007), por lo que la asociación de facies 1 se interpreta como depósitos de fajas de canales dominados por barras longitudinales, donde la dispersión de las paleocorrientes sugiere un sistema de tipo distributivo (Steel y Thompson 1983, Rust 1984, Blair y McPherson 1994, Fielding *et al.* 2012).

### **Asociación de facies 2 - fajas de canales entrelazados gravo-arenosos dominados por barras gravosas transversales**

*Descripción:* la asociación de facies 2 consiste en una sucesión de ciclos granodecrecientes de clasto-ortoconglomerados de hasta 4 m de espesor con delgadas intercalaciones de areniscas estratificadas. Esta asociación de facies está formada por ortoconglomerados masivos (Gcm), con clastos imbricados (Gi), con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp) y matriz-paraconglomerados masivos (Gmm). De manera subordinada aparecen

areniscas gruesas con estratificación horizontal (Sh) y entrecruzada tabular planar (Sp). Los bancos son tabulares, aunque están compuestos por lentes decimétricas amalgamadas. En la parte media de la sección del arroyo Loncoche esta asociación de facies se inicia con una marcada superficie erosiva que incide los depósitos de la asociación de facies 5. La superficie es muy irregular erosionando cerca de 10 m (en la vertical) en tan solo 6 m de distancia horizontal (Fig. 4c-f).

Los ortoconglomerados masivos (Gcm), imbricados (Gi) y con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp) están formados por lentes de hasta 60 cm de espesor y 3-5 m de extensión lateral (Fig. 4d, e). Los clastos son redondeados a subredondeados y presentan tamaños de 1 cm hasta 40 cm, con una media de 12 cm. La matriz está compuesta por arena mediana.

La litofacies Gmm está formada por cuerpos lentiformes de hasta 80 cm, con clastos angulosos a subangulosos de hasta 50 cm de diámetro. La composición de los clastos es similar a la de la asociación de facies 1, dominando los clastos de composición riolítica sobre los de origen volcánico-clástico y los basálticos.

Las litofacies Sp y Sh aparecen en bancos lenticulares de hasta 20 cm de espesor que se intercalan en la parte superior de la asociación de facies 2 (Fig. 4e, f). Las paleocorrientes medidas en las litofacies Sp varían notablemente, presentan valores entre 210° y 60° de azimut (Fig. 3).

*Interpretación:* Las litofacies Gcm, Gci y Gh se interpretan como depósitos de barras longitudinales, en estadios de bajo caudal de agua, mientras que la litofacies Gh, que aparece ocasionalmente en espesores delgados, puede interpretarse como el tope de barras (Rust 1984, Nemec y Postma, 1993). Por otro lado, la litofacies Gp se interpreta como barras transversales, generadas en condiciones subácuas de alto régimen de flujo, probablemente en momentos de mayor caudal donde los canales pudieron haber tenido mayor profundidad (Steel y Thompson, 1983, Miall 1994, 1996). Por último, la litofacies Gmm es interpretada como flujos hiperconcentrados generados en momentos de alta descarga del sistema (Carling 1987, Sohn *et al.* 1999, Miall 1996). Las litofacies Sp se interpreta como la migración de megaóndulas arenosas de crestas rectas, proba-

blemente relacionadas con el desarrollo de barras en canales de menor jerarquía (McCabe 1977), mientras que los bancos con Sh se interpretan como el desarrollo de lecho plano de alto régimen de flujo en sectores donde los canales tenían una muy baja profundidad (Stear 1985).

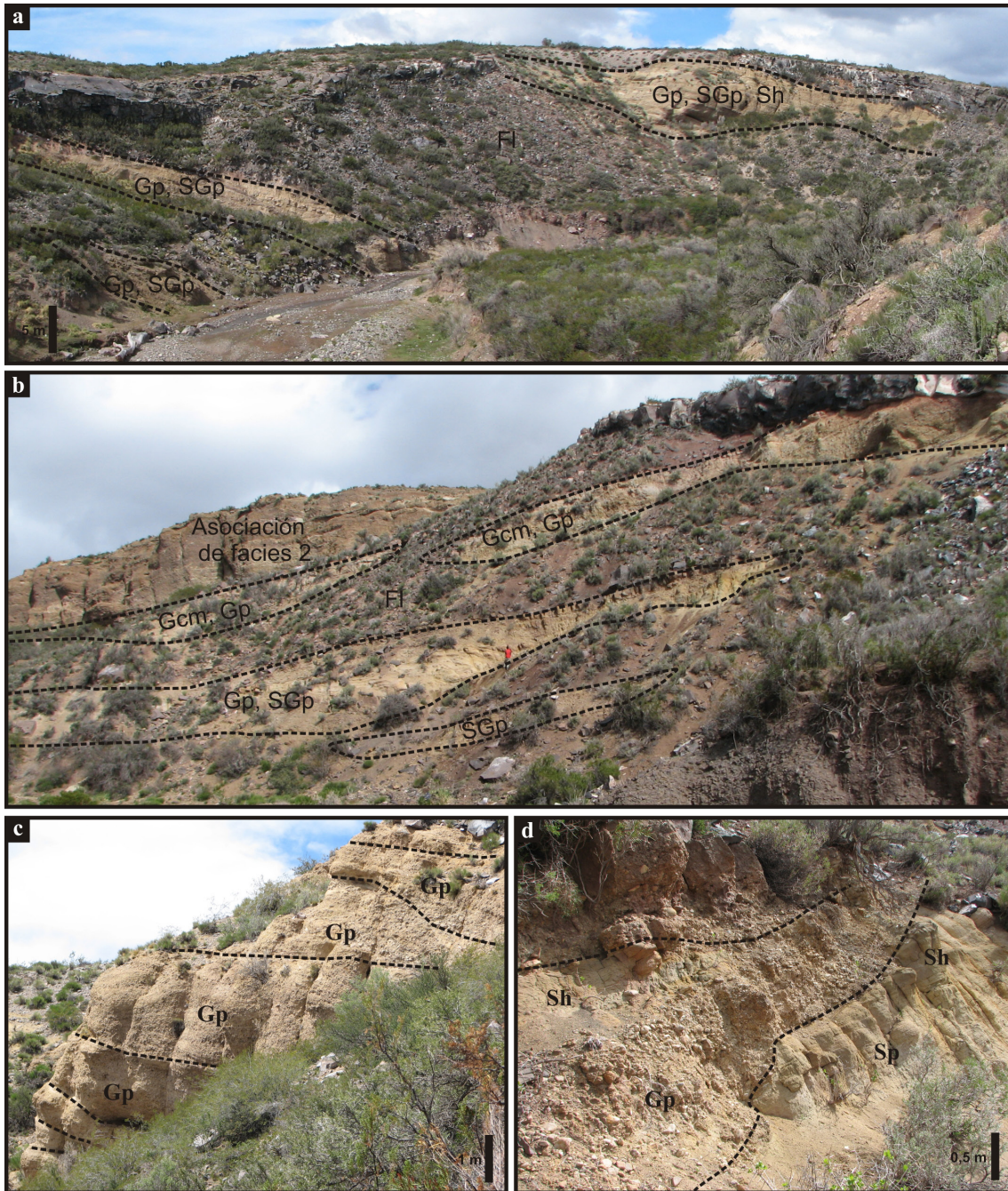
El desarrollo de bancos tabulares compuestos por lentes de ortoconglomerados amalgamados con geometrías plano-convexas (barras longitudinales y transversales) sugiere que el sistema estuvo dominado por procesos de avulsión y baja acreción vertical (Reineck 1975, Martinsen *et al.* 1999, McLaurin y Steel 2007), por lo que la asociación de facies 2 se interpreta como depósitos de fajas de canales dominados por barras transversales. La gran dispersión de las paleocorrientes sugiere un sistema de tipo distributivo (Blair y McPherson 1994, Fielding *et al.* 2012).

### **Asociación de facies 3 - fajas de canales entrelazados areno-gravosos dominados por barras transversales**

*Descripción:* la asociación de facies 3 consiste en una sucesión de ciclos granodecrecientes de hasta 15 metros de espesor, que se inicia con ortoconglomerados masivos (Gcm) e imbricados (Gi), que pasan a areniscas gruesas a gravosas con estratificación entrecruzada tabular planar (SGp, Gp) y areniscas gruesas con estratificación horizontal (Sh) (Fig. 5).

Los ortoconglomerados forman cuerpos lenticulares de hasta 9 m. Estos cuerpos se inician con las litofacies Gcm y Gi, que presentan espesores individuales de 10 a 20 cm, y pasan a la litofacies Gp, formados por lentes de hasta 80 cm de espesor (Fig. 5c, d). Los clastos son redondeados a subredondeados y presentan tamaños de 1 a 10 cm, con una media de 2 cm. Estos cuerpos gradan verticalmente a cuerpos arenosos tabulares de hasta 50 cm de espesor, que consisten en litoarenitas volcánicas conformadas por las litofacies SGp, Sp, Sh y Sm, siendo Sp la litofacies dominante. Internamente se observan superficies erosivas de reactivación, que evidencian el carácter multicanalizado de estas facies (Fig. 5d).

*Interpretación:* Los ortoconglomerados masivos (Gcm) e imbricados (Gi) se interpretan como depósitos de barras longitudinales, en estadios de bajo caudal de agua, mientras que los ortoconglomerados con estratificación horizontal (Gh) se interpreta como tope de



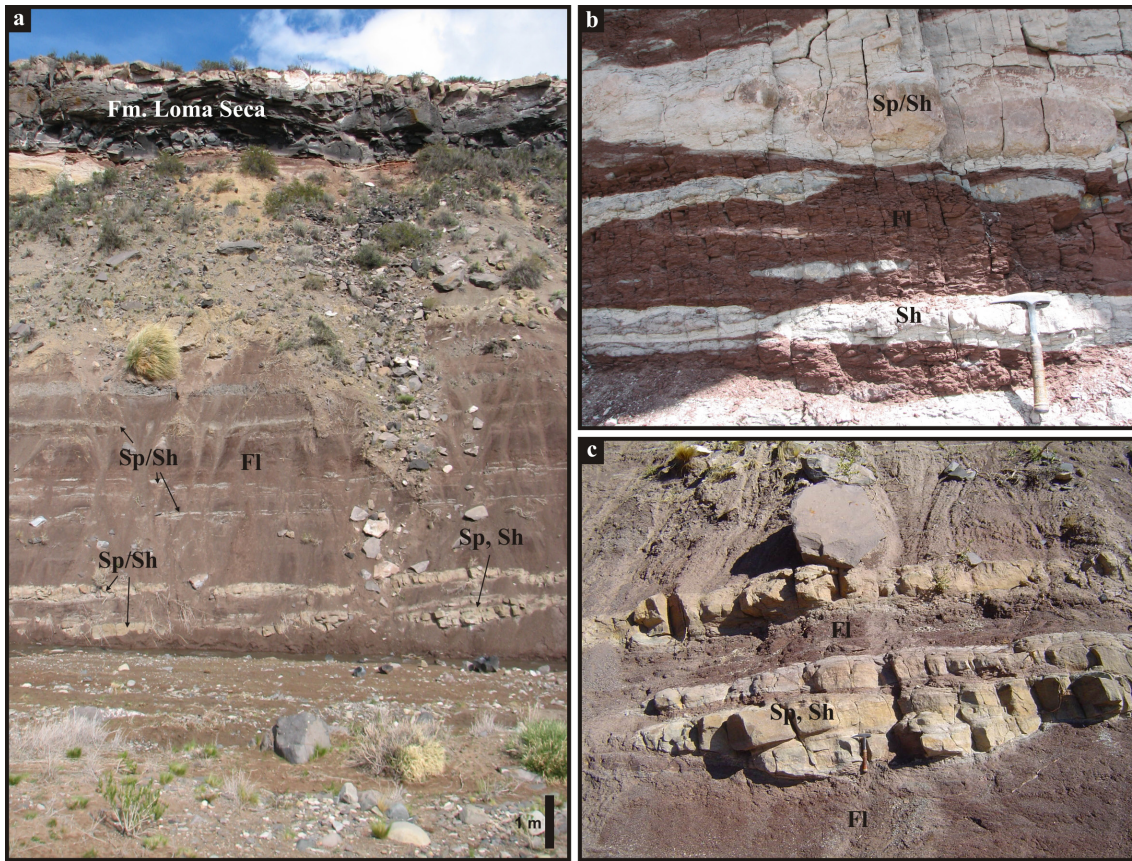
**Figura 5:** Sistemas fluviales anastomosados: a-b) Vista panorámica de las asociaciones de facies 3 (fajas de canales entrelazados areno-gravosos dominados por barras transversales) y 5 (planicie de inundación), mostrando las geometrías lentiformes y diferentes jerarquías de las fajas de canales (Gcm, Gp, SGp, Sh), así como grandes espesores de planicie de inundación (FI); c-d) Detalle de la asociación de facies 3 donde se observa el dominio de barras gravosas formada por ortoconglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp) con intercalaciones de barras arenosas y mantos de arena (Sh y Sp), así como superficies de reactivación interna que evidencian la multicanalización del sistema.

barras (Rust 1984, Nemeč y Postma 1993). Por otro lado, las areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada (SGp) se interpretan como barras transversales, generadas, probablemente en momentos de mayor caudal donde los canales pudieron desarrollar mayor profundidad (Steel y Thompson 1983, Bristow 1987, Miall 1994). Las litofacies arenosas (SGp, Sh) se interpretan como la migración de megaóndulas y lecho plano de alto régimen de flujo relacionada con el desarrollo de barras en canales de

menor jerarquía y baja profundidad (McCa-be 1977, Stear 1985). El desarrollo de bancos lentiformes compuestos por lentes de ortoconglomerados arenosos amalgamados (barras longitudinales y transversales) sugiere que los depósitos de la asociación de facies 3 estuvieron dominados por procesos de avulsión con baja acreción vertical, dentro de una faja de canales entrelazados areno-gravosos dominados por barras transversales (Bristow 1987, Miall 1994, 1996).

#### **Asociación de facies 4 - Canales arenosos de baja sinuosidad**

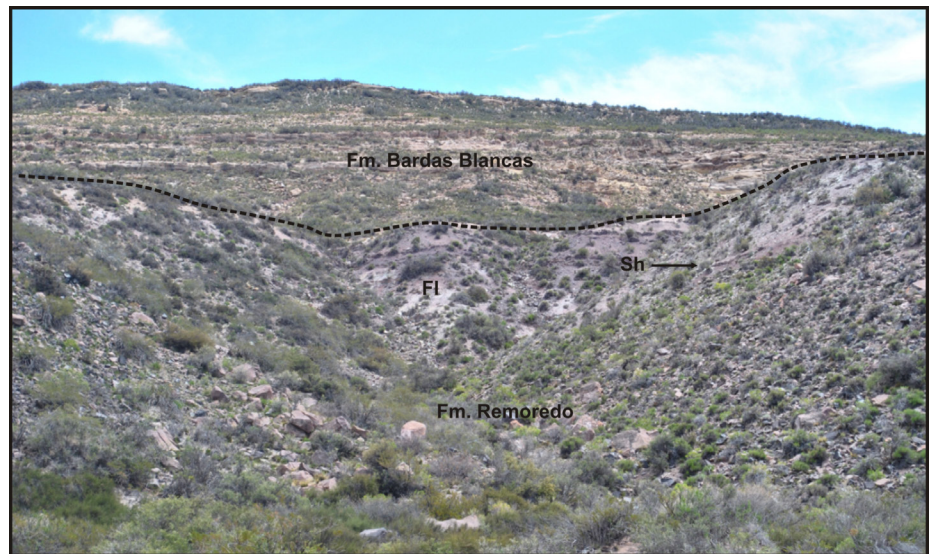
*Descripción:* la asociación de facies 4 aparece solamente en el perfil del arroyo Loncoche y está compuesta por la intercalación de bancos tabulares de areniscas y pelitas. Esta asociación de facies está formada por areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp), estratificación horizontal (Sh) y en sectores masivos (Sm) (Fig. 6). Las litofacies arenosas incluyen litoarenitas



**Figura 6:** Sistemas fluviales efímeros de baja sinuosidad. a) Vista general, donde se observa el desarrollo de canales de geometría tabular de la asociación de facies 4 (Sp, Sh), y el dominio de pelitas laminadas (FI) de la asociación de facies 5; b) Detalle de la asociación de facies 5 (planicie de inundación) mostrando el dominio de pelitas laminadas con evidencias pedogénicas; c) Detalle de la asociación de facies 4 mostrando depósitos de canal intercalados con finos de planicie.

volcánicas tamaño arena media con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) de hasta 50 cm de espesor, así como areniscas finas con estratificación horizontal (Sh) y masivas (Sm) de hasta 30 cm de espesor. Las areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) poseen 20 a 30 cm de espesor y se desarrollan en intervalos de espesor relativamente regulares (Fig. 6c).

*Interpretación:* las areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) se interpretan como la migración de megaóndulas arenosas de crestas rectas, formando barras transversales arenosas, mientras que las capas con estratificación horizontal (Sh) se interpretan como el desarrollo de lecho plano de alto régimen de flujo en sectores donde los canales tenían muy baja profundidad (Stear 1985, Wizevich 1992, Bridge 1993). El espaciado regular entre las superficies podría indicar variaciones periódicas (probablemente estacionales) en la descarga fluvial (Allen 1983, Haszeldine 1983, Wizevich 1992). Por lo tanto, se interpreta a la asociación de facies 4 como canales arenosos de baja sinuosidad.



**Figura 7:** Depósitos de lagos efímeros en la parte superior de la sección del arroyo Loncoche mostrando grandes espesores de pelitas laminadas (FI) que se intercalan con pelitas masivas y depósitos arenosos con laminación horizontal (Sh).

**Asociación de facies 5 - depósitos de planicie de inundación/barreal**

*Descripción:* la asociación de facies 5 aparece en las dos secciones estratigráficas

estudiadas, pero es la única asociación de facies que caracteriza al perfil de la cuesta del Chihuido. Corresponde a bancos continuos tabulares de pelitas color castaño con



laminación horizontal (Fl) y masivos (Fm) intercalados con espesores desde 1 a 50 m (Fig. 7), y bancos subordinados, de entre 5 y 25 cm de espesor, de areniscas laminadas (Sh) o con estratificaciones entrecruzada tabular planar (Sp), en los que se observa en la base participación de delgados niveles de conglomerados masivos (Gcm).

La litofacies Fl, que es la más abundante y su espesor varía entre 1,50 a 20 metros. La litofacies Fm aparece subordinadamente como bancos de menor espesor (entre 50 cm y 1 m). La observación de esta última litofacies en lámina delgada muestra que se trata de areniscas medianas intraformacionales formadas por intraclastos pelíticos. Los colores de las pelitas son generalmente morados, sin embargo algunos bancos tienen tonalidades variadas de gris verdosas a blanquecinas y muestran estructuras pedogenéticas (calcretes nodulares y pedotubulares).

Entre las litofacies pelíticas se intercalan ocasionalmente cuerpos tabulares a lenticulares, con base erosiva y espesores de hasta 20 cm de espesor, que consisten en areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) y areniscas laminadas (Sh). Composicionalmente corresponden a litoarenitas volcánicas medianas y finas. En algunos casos aparecen conglomerados masivos (Gcm) como lags basales con abundantes clastos riolíticos e intraclastos pelíticos.

*Interpretación:* los grandes espesores de la litofacies Fl y Fm sugiere que el ambiente depositacional estuvo dominado por procesos de decantación, aunque la textura arenosa de la litofacies Fm indica que parte de los depósitos finos se originaron a partir de procesos tractivos. La presencia subordinada de las litofacies Sp y Sh, que se interpretan como la migración de megaóndulas arenosas de crestas rectas y lecho plano de alto régimen de flujo respectivamente, que probablemente fueron desarrolladas en canales de baja profundidad y/o lóbulos de desbordamiento (Stear 1985). Por su parte, los conglomerados finos masivos (Gcm) que aparecen en la base de los bancos arenosos son interpretados como material que es incorporado al flujo y depositado rápidamente en forma de lag.

Teniendo en cuenta las tonalidades moradas violáceas y coloradas de las pelitas, se interpreta que la sucesión se generó en condiciones de buen drenaje y/o semiáridas (Thompson 1970). Asimismo, la presencia

**CUADRO 1:** Litofacies definidas y con su respectiva interpretación para los perfiles realizados en el arroyo Loncoche y cuesta del Chihuido.

Litofacies	Geometría	Espesor de los sets	Litología y Estructura interna	Base	Interpretación
Gcm	Tabular/ Lenticular	0,5 a 3 m de r	Ortoconglomerados masivos, clasto sostén	Erosiva	Barras gravosas longitudinales
Gp/SGP	Tabular/ Lenticular	0,2 a 3 m	Ortoconglomerados y areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tabular planar, clasto sostén	Erosiva	Barras gravosas transversales
Gh - Gi	Tabular	0,4 a 2 m	Ortoconglomerados con estratificación horizontal y/o con imbricación, clasto sostén	Plana	Barras gravosas longitudinales
Bmm Gmm	Tabular	0,2 a 1 m	Parabrechas y paraconglomerados masivos, matriz sostén	Irregular	Flujos de detritos
Sh	Tabular	0,1 a 1 m	Areniscas medianas con estratificación horizontal, clasto sostén	Plana neta o transicional	Depósitos de tope de barras. Depósitos de alto régimen de flujo en canales de poca profundidad
Sp	Tabular	0,1 a 1 m	Areniscas medianas con estratificación entrecruzada tabular planar, clasto sostén	Erosiva	Megaóndulas arenosas de crestas rectas
Sm	Tabular	Hasta 1 m	Areniscas medianas masivas, clasto sostén	Plana	Rápida depositación
Fl/Fm	Tabular	Hasta 14 m	Pelitas con laminación paralela/masivas	Plana neta	Depósitos de decantación en un medio subáqueo

de estructuras pedogénicas sugiere prolongados períodos de exposición subaérea. El conjunto de evidencias permiten interpretar a esta asociación de facies como planicies

de inundación y planicies fangosas (tipo playa o barreal) (Lerman 1978, Bown and Kraus 1987, Therrien 2006, Cleveland *et al.* 2007).

### Paleoambientes

Las asociaciones de las facies previamente descritas han permitido definir cuatro paleoambientes sedimentarios o sistemas deposicionales distintos. Los primeros tres se restringen a la sección del arroyo Loncoche, mientras que el cuarto aparece representado en ambas secciones.

**Abanicos aluviales:** este paleoambiente está compuesta por las asociaciones de facies 1 y 2, que se interpretan como fajas de canales gravo-arenosos entrelazados dominados por barras longitudinales y transversales, respectivamente. Las marcadas superficies erosivas son indicadores de alta tasa de canibalización asociada a la falta de espacio de acomodación. La participación de flujos de detritos, clastos angulosos tamaño bloque, así como la alta dispersión de las paleocorrientes permiten interpretar a esta asociación como sistemas de abanicos aluviales caracterizados por fajas entrelazadas gravosas (Blair y McPherson 1994), donde la asociación de facies 1 se interpreta como abanico proximal, mientras que la asociación de facies 2 probablemente se habría desarrollado en el sector del abanico medio.

**Sistemas fluviales anastomosados:** este paleoambiente se compone por las asociaciones de facies 3 y 5. La asociación de facies 3 presenta características distintivas de fajas de canales entrelazadas, como tendencia grano-decreciente y superficies de reactivación internas; mientras que la asociación facies 5 se interpreta como planicies de inundación. La presencia de grandes espesores de planicie asociados a fajas de canales multicanalizadas de geometría lentiforme y diferentes jerarquías permite interpretar a esta asociación como sistemas fluviales anastomosados (Miall 1996, Makaske 2001).

**Sistemas fluviales entrelazados arenosos:** el tercer paleoambiente reconocido se compone por las asociaciones de facies 4 y 5. Presentan canales tabulares con y espesores métricos de pelitas, que se interpretan como depósitos de canales arenosos de alta sinuosidad y planicies de inundación. Estas características permiten interpretar a esta asociación como sistemas fluviales efímeros de baja sinuosidad (Miall 1996).

**Lagos efímeros clásticos:** el cuarto paleoambiente está conformada por la asociación de facies 5, que en la cuesta del Chihuido y en la parte superior de la sección Arroyo Loncoche presenta espesores de más de 80 m.

Este sistema deposicional está dominado por depósitos generados por decantación y se interpreta como planicies fangosas, y subordinadamente arenosas, desarrolladas en sistemas lagos efímeros tipo *playa lake* (Lerman 1978).

### Modelo paleoambiental

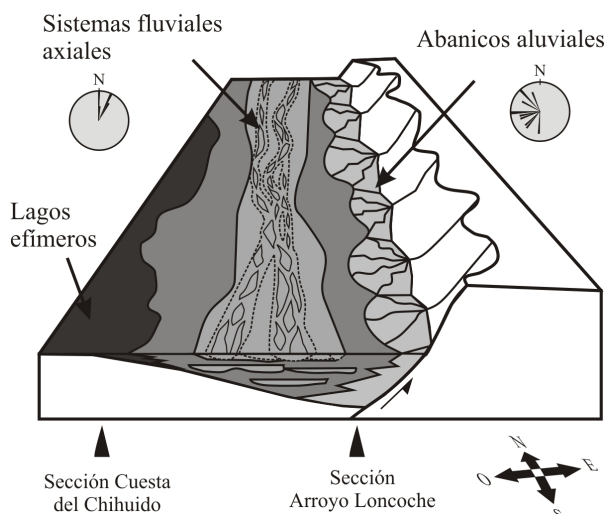
La Formación Remoredo en el depocentro Malargüe muestra complejas relaciones de facies, con rápidos cambios laterales y verticales. La sucesión más heterogénea corresponde a la sección del arroyo Loncoche, donde se reconocen los cuatro paleoambientes descritos previamente. Esta sección puede dividirse en dos ciclos grano-decrecientes, que luego de una superficie de incisión importante se inician con depósitos de abanicos aluviales, que pasan a sistemas fluviales entrelazados arenosos y culminan con depósitos finos de lagos efímeros tipo *playa*. El análisis de paleocorrientes muestra dos claros agrupamientos (Fig. 3): el primer grupo corresponde a las facies de abanicos aluviales, con valores muy dispersos entre el azimut de 185° y 70° con una media en 273°, mientras que el segundo grupo muestra valores de 6° a 54° de azimut, con una media en 28°, y corresponde a las asociaciones de sistemas fluviales arenosos de baja sinuosidad (Fig. 3). Estos datos permiten establecer una relación ortogonal entre los sistemas de abanicos aluviales y los sistemas fluviales, lo que sugiere que estos últimos pueden ser definidos como sistemas axiales. Por su parte, la sección de la cuesta del Chihuido se caracteriza por ser una sucesión muy homogénea representada por lagos efí-

meros tipo *playa*, mostrando aisladamente algunos bancos arenosos que indican el incremento de la energía (Fig. 3).

Teniendo en cuenta que la deposición durante el Jurásico Temprano tuvo lugar en un contexto tectónico extensional, los importantes espesores, así como las importantes superficies erosivas y la presencia de discordancias progresivas (Fig. 4c) que presentan las facies de abanicos aluviales en la sección del arroyo Loncoche sugieren que estos sistemas distributarios se localizaban hacia al borde activo del hemigraben que formaba el depocentro Malargüe, donde la creación de espacio de acomodación es máxima, mientras que la zona de menor subsidencia se habría ubicado en posiciones correspondientes a la sección Cuesta del Chihuido (Fig. 8).

La superficie de incisión sobre el Grupo El Fortín en la base de la sección, así como el contacto erosivo entre las asociaciones de facies 5 y 2, en el sector medio de la sección, se interpretan como pulsos de actividad tectónica del hemigraben que formaba lo que hoy se conoce como depocentro Malargüe. De acuerdo con las paleocorrientes medidas el sistema de abanicos aluviales progradaba hacia el sudoeste, lo cual es consistente con la disposición NNO-SSE de la falla de basamento que levanta el anticlinal de Malargüe (e.g., Giambiagi *et al.* 2009).

Luego de los estadios de mayor actividad del hemigraben y generación de subsidencia, en el margen activo se habrían desarrollado sistemas fluviales axiales multicanalizados de tipo anastomosados, de manera que, a medida que los abanicos retrocedían autocíclicamente, daban lugar al desarrollo de



**Figura 8.** Modelo paleoambiental de la Formación Remoredo y paleoambientes propuestos para la primera secuencia deposicional, mostrando las relaciones laterales de facies.

sistemas axiales cada vez de mayor importancia. En los estadios de tranquilidad tectónica, cuando la tasa de subsidencia disminuía, los hemigrabenes eran rellenados con sistemas fluviales entrelazados arenosos de tipo efímero, que lateralmente gradaban a sistemas lacustres efímeros tipo playa o barreal (Fig. 8).

## ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

En cuencas continentales como las desarrolladas durante el Triásico Tardío - Jurásico Temprano en la Cuenca Neuquina, los cambios climáticos, la tectónica y variaciones de subsidencia de la cuenca provocan variaciones en la descarga y el aporte de manera independiente a los cambios del nivel del mar, por lo que la subdivisión clásica en cortejos sedimentarios no es aplicable (e.g., Currie 1997, Dalrymple *et al.* 1998, Legarreta y Uliana 1998, Martinsen *et al.* 1999, Catuneanu 2006). Aquí se utilizará el modelo estratigráfico secuencial para sistemas fluviales propuesto por Martinsen *et al.* (1999), el que considera dos cortejos sedimentarios que se definen sobre la base de la variación en el espacio de acomodación respecto del perfil de equilibrio del sistema fluvial: cortejo de baja acomodación y cortejo de alta acomodación.

El cortejo de baja acomodación se caracteriza por depósitos multicanalizados amalgamados y la ausencia de planicies de inundación que representan sistemas de baja sinuosidad, mientras que el cortejo de alta acomodación presenta sistemas de alta sinuosidad y alta preservación de los depósitos de planicie o sistemas lacustres. La superficie que delimita ambos cortejos sedimentarios se define como una zona de expansión marcada por el incremento en la relación planicie/canal (Martinsen *et al.* 1999). Teniendo en cuenta las variaciones en la acomodación en la Formación Remoredo se han podido reconocer dos secuencias depositacionales con sus respectivos cortejos sedimentarios.

### Secuencia depositacional 1

La secuencia depositacional 1 tiene 140 m de espesor con una tendencia general granodreciente. Esta secuencia está bien definida en la sección del arroyo Loncoche, donde se inicia con una superficie erosiva que incide 0,5 a 1,5 m en el Complejo El Fortín (Llambias *et al.* 2005), sobre el cual se de-

positan los depósitos de abanicos aluviales de la asociación de facies 1. En la sección de la cuesta del Chihuido esta secuencia es mucho más homogénea, dificultando el reconocimiento de los cortejos sedimentarios. El límite superior coincide con otra superficie de incisión entre las asociaciones de facies 5 y 2, constituyendo el primer límite de secuencia.

En la sección Arroyo Loncoche el cortejo de baja acomodación está representado por los depósitos de abanicos aluviales, que se inicia con los depósitos conglomerádicos multicanalizados amalgamados de la asociación de facies 1, que pasa gradualmente a fajas de canales amalgamadas arenosas de la asociación de facies 2. Al comienzo, estas facies están confinadas a la incisión provocada por la erosión del Complejo El Fortín, pero rápidamente pierden confinamiento y desarrollan gran continuidad lateral. La transición al cortejo de alta acomodación se establece en el pasaje a los depósitos de sistemas fluviales arenosos de baja sinuosidad, contexto en el cual la alta tasa de erosión y avulsión de las fajas de canales entrelazadas disminuye drásticamente junto con la energía del sistema, permitiendo la preservación de los depósitos de planicie de inundación. En la sección de la cuesta del Chihuido el cortejo de baja acomodación está representado sistemas de lagos efímeros y se inicia con escasos bancos arenosos, que rápidamente pasan a grandes espesores de pelitas laminadas.

El cortejo de alta acomodación está representado en la sección Arroyo Loncoche por sistemas fluviales anastomosados y sistemas fluviales efímeros de baja sinuosidad. Esta última muestra el pasaje transicional entre ambos cortejos y caracteriza un progresivo incremento en la relación planicie/canal, con delgados canales de alta sinuosidad y espesores relativamente importantes de planicie. La máxima expresión del cortejo de alta acomodación está representada por los depósitos fluviales areno-gravosos que representan sistemas anastomosados con grandes espesores de canales y planicies, lo que sugiere que el sistema estaba dominado por agradación vertical y un alto potencial de preservación. En la sección de la cuesta del Chihuido este cortejo está también representado por lagos efímeros, no mostrando grandes variaciones respecto del cortejo anterior.

### Secuencia depositacional 2

La secuencia depositacional 2 se inicia con una superficie erosiva que en poco metros incide 5 a 10 m en la secuencia depositacional 1 (Fig. 4c). En la sección del arroyo Loncoche esta secuencia tiene un espesor cercano a los 150 m, con una marcada tendencia granodreciente. El límite superior coincide con la discontinuidad Intraliásica entre la Formación Remoredo y la Formación Bardas Blancas.

Sobre la superficie de incisión que representa el primer límite de secuencia se depositan los conglomerados multicanalizados amalgamados que conforman los abanicos aluviales, y que representan el segundo cortejo de baja acomodación. Al igual que en la secuencia depositacional 1, inicialmente las fajas de canales están confinadas a la incisión provocada por la erosión, pero rápidamente pierden confinamiento y desarrollan gran continuidad lateral. La transición entre el cortejo de baja y alta acomodación está mucho mejor definido que en la secuencia anterior, y está representado por el pasaje de la asociación de facies 2 (fajas de canales entrelazados gravo-arenosos) a la asociación de facies 5 (planicies de inundación). En la sección de la cuesta del Chihuido el cortejo de baja acomodación está representado por la presencia de lagos efímeros y vuelve a iniciarse con escasos bancos arenosos, que evidencian el decrecimiento en el espacio de acomodación.

El segundo cortejo de alta acomodación está representado en el arroyo Loncoche por sistemas fluviales anastomosados y lagos efímeros. Los sistemas fluviales anastomosados presentan fajas de canales multiepisdicos de gran continuidad lateral y buen desarrollo de planicies de inundación, indicando alto potencial de preservación y alta tasa de agradación. Este cortejo culmina con los depósitos de sistemas de lagos efímeros, lo que muestra la colmatación del espacio de acomodación generado en el hemigraben del depocentro Malargüe. Al igual que en la secuencia 1, la sección de la cuesta del Chihuido está representada por la presencia de lagos efímeros, sin mostrar grandes variaciones respecto del cortejo anterior.

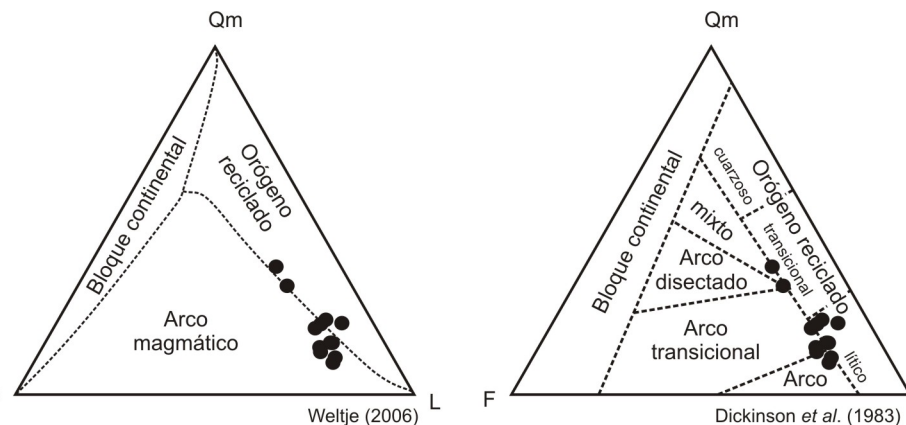
### ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

Con el fin de comprender la procedencia de los depósitos analizados se llevó a cabo el análisis de la fracción pséftica como psamí-

tica. Los conglomerados de los sistemas de abanicos aluviales están formados en su totalidad por clastos de origen volcánico, dentro de los que se distinguieron 3 tipos principales: 1) clastos andesítico brechosos de color verdoso, 2) clastos riolíticos de color rojo anaranjado, y 3) clastos basálticos de color negro y texturas de aspecto fluidal. En la base de la secuencia (hasta los 20 m de espesor), los clastos andesítico brechosos son los más abundantes, mientras que en el resto de la sucesión dominan los clastos de composición riolítica. En la asociación de facies 2, clastos son similares y se distinguieron los 3 tipos principales, aunque aparecen también de manera claramente subordinada algunos clastos de granitoides ricos en biotita.

Las arenitas están formadas por abundantes fragmentos líticos de procedencia volcánica (70%), con texturas microporfíricas, andesíticas, pilotáxica y granofríca. Los clastos son angulosos, es común la formación de pseudomatrix y la presencia de clastos interpenetrados. Los feldspatos constituyen el 20% de los clastos e incluyen ortosa? y plagioclasas. El cuarzo se encuentra en porcentajes que oscilan entre el 10 y 20% y algunos presentan bordes engolfados. Los accesorios incluyen minerales pesados metaestables, como piroxenos, micas y óxidos de hierro, por lo que que las rocas que componen a la Formación Remoredo son mineralógica y texturalmente poco maduras. Las muestras estudiadas presentan muy poca variabilidad y se clasifican como litoarenitas (Folk *et al.* 1970).

De acuerdo con los conteos realizados en la fracción gravosa y arenosa de la Formación Remoredo, puede concluirse que el área de procedencia tiene una fuerte impronta de arco. En los primeros 20 m dominan los clastos andesíticos, mientras que el resto de la sucesión está dominado por líticos volcánicos riolíticos ácidos. Estas litologías son claramente similares a las descritas por Llambías *et al.* (2005) para el Complejo El Fortín, donde reconocen una secuencia volcánico-sedimentaria estratificada, domos andesíticos brechosos y diques riolíticos-graníticos. Estos depósitos están compuestos por brechas andesíticas, conglomerados, andesitas y escasos bancos de limolitas oscuras, con geometría lenticular, entre los que se intercalan lavas andesíticas masivas amigdaloides. Las brechas andesíticas comprenden la litología más abundante, con clastos



**Figura 9:** Diagramas de procedencia propuestos por Dickinson *et al.* (1983) y Welte (2006) donde se observa que las muestras de la Formación Remoredo se agrupan entre los sectores de procedencia de arco magmático y orógeno reciclado, siendo consistentes con la procedencia local del Complejo El Fortín

angulosos a subangulosos, compuestos por andesitas gris verdosas de textura porfírica. Los fenocristales son de plagioclasa y anfíbol alterados. Las pastas son pilotáxicas fluidales y la matriz andesítica (Llambías *et al.* 2005). Siguiendo las propuestas de Dickinson *et al.* (1983), Welte (2006) propone la utilización de un diagrama ternario modificado (Fig. 9), donde las muestras de areniscas de la Formación Remoredo tienden a agruparse en el límite entre los campos de procedencia de orógeno reciclado y arco magmático, aunque con notable procedencia de arco magmático, consistente con origen de las rocas del Grupo Choyoi.

Puede concluirse por lo tanto, que la procedencia de las rocas sedimentarias que conforman la Formación Remoredo en el área de estudio tiene una fuerte impronta local, ya que proviene de la erosión del Complejo El Fortín (Grupo Choyoi) y que no se han observado otras litologías que puedan sugerir aporte de otras áreas fuente.

## DISCUSIÓN

Los sistemas sedimentarios continentales están controlados por tres factores alocíclicos principales: eustasia, clima y tectónica. Sin embargo, en cuencas desconectadas del océano, como gran parte de las desarrolladas en el Jurásico Temprano de la Cuenca Neuquina, la influencia eustática puede ser descartada. Asimismo, las evidencias sedimentológicas indican que si bien exis-

tieron variaciones en la descarga fluvial, prevalecieron condiciones áridas durante la deposición de toda la sucesión, por lo que los factores climáticos pueden ser también descartados. En efecto, las tendencias generadas en los sistemas sedimentarios controlados por factores climáticos deberían tener representación a nivel regional, mientras que en el caso estudiado se observan diferencias muy marcadas entre ambas secciones estratigráficas.

Los cambios abruptos entre sistemas sedimentarios, así como las marcadas superficies de incisión, sugieren que los cambios en las facies y la arquitectura fluvial estuvieron controlado tectónicamente (e.g., Plinth y Browne 1994, Martinsen *et al.* 1999, Fanti y Catuneanu 2010, Allen *et al.* 2014). Estos rasgos estarían relacionados con pulsos de actividad tectónica de la falla maestra que limita al depocentro Malargüe.

Los cortejos sedimentarios de baja acomodación se relacionan a momentos de actividad de la falla, que genera altas tasas de subsidencia en el margen activo y genera la descompensación del perfil de equilibrio fluvial, promoviendo la erosión y amalgamación de los depósitos de los sistemas deposicionales. Por el contrario, los cortejos de alta acomodación, ocurren durante periodos de baja actividad tectónica, donde el perfil de equilibrio fluvial se restablece progresivamente, aumentando el espacio de acomodación y provocando sistemas caracterizados por tener importante agradación

vertical.

El patrón estratigráfico y estructural de la secuencia de sinrift en el sector sur de la cuenca es complejo, presenta importantes interacciones volcánico-sedimentarias y los depocentros presentan una disposición más compleja relacionada con las estructuras que dieron origen a la dorsal de Huinacul (Franzese *et al.* 2006, 2007, Cristallini *et al.* 2009, Pángaro *et al.* 2009, D'Elia *et al.* 2012, Muravchik *et al.* 2014). Los depocentros en el sector surmendocino, aunque presentan considerables variaciones en su relleno sedimentario, poseen orientaciones similares, lo que permitiría realizar algunas correlaciones tectonoestratigráficas preliminares.

En el depocentro Atuel Lanés *et al.* (2008) definieron dos unidades tectosedimentarias: sinrift y sag. La unidad tectosedimentaria de sinrift (Retiano - Sinemuriano temprano tardío) se corresponde con la Mesosecuencia Precuyo y contiene facies de abanicos deltaicos de talud, ríos entrelazados y ríos de baja sinuosidad. La unidad tectosedimentaria de sag (Sinemuriano temprano tardío - Toarciano) es parcialmente equivalente a la Mesosecuencia Cuyo y contienen facies de abanicos deltaicos intermedios entre los de tipo Gilbert y los de plataforma, ríos entrelazados, ríos de baja sinuosidad, estuarios dominados por oleaje y plataformas marinas transgresivas.

Asimismo, Giambiagi *et al.* (2008) definen al menos tres episodios extensionales durante la depositación de la unidad tectosedimentaria de sinrift (Retiano - Sinemuriano temprano tardío). El primer episodio (pre-Retiano a Hettangiano medio) quedó registrado por el movimiento normal y sinistral de las fallas principales, mientras que durante el segundo episodio (Hettangiano medio a tardío medio), continuó el desplazamiento de estas fallas y se habrían comenzado a desarrollar las fallas normales oblicuas que habrían permitido acomodar la deformación dentro de los hemigrábenes. Por último, el tercer evento habría comenzado con un fuerte ascenso relativo del nivel del mar en el hemigraben Arroyo Malo durante el Hettangiano tardío medio, y habría culminado con un importante descenso relativo del nivel del mar, asociado al último movimiento de estas fallas.

En el depocentro Malargüe no se dispone de edades que permitan realizar correlacio-

nes temporales con el depocentro Atuel. Sin embargo, llama especialmente la atención la presencia de tres ciclos sedimentarios tectónicamente controlados muy bien definidos en ambos depocentros. El primer ciclo corresponde a los depósitos del Grupo Tronquimalal, que han sido asignados al Noriano por numerosos autores (Stipanovic 1967, Linares y González 1990, Volkheimer y Papú 1993, Artabe *et al.* 1998), aunque Zavattieri (1995) opina que se trata de la unidad triásica más jóvenes de Argentina. Estos depósitos se inician con facies de abanicos aluviales de la Formación Chihuido, que pasan de manera transicional a depósitos lacustres de la Formación Llantenes (Stipanovic y Bonetti 1969, Spalletti y Morel 1992, Spalletti 1997). Los otros dos ciclos corresponden a los descritos en este trabajo para la Formación Remoredo (secuencias depositacionales 1 y 2). Es importante destacar que la relación entre el Grupo Tronquimalal y la Formación Remoredo es discordante, ya que los primeros estratos poseen un rumbo al azimut de 70° con inclinaciones de 18° hacia el noroeste (Llambías *et al.* 2005), mientras que la base de la Formación Remoredo tiene un rumbo al azimut de 10° y una inclinación de 16° al oeste. Esta relación puede ser explicada con un comportamiento similar al del depocentro Atuel, donde la deformación dentro de los hemigrábenes se acomodó a partir de fallas normales oblicuas (Giambiagi *et al.* 2008). Incluso la asociación de facies 1 muestra diferencias internas en el ángulo de inclinación de hasta 5°, lo que podría indicar que la depositación ocurrió relacionada a las proximidades de un relieve escarpado, o que la actividad tectónica continuó ejerciendo un control de primer orden de manera multiepisódica.

La segunda secuencia depositacional de la Formación Remoredo se inicia con facies de abanicos aluviales que inciden depósitos previos, y muestran un rumbo similar pero inclinaciones mayores (21° al oeste), y continúan su relleno hasta la paraconcordancia con los depósitos marino-marginales de la Formación Bardas Blancas (discordancia intraliásica; Gulisano *et al.* 1984) cuya edad fue establecida entre el Toarciano temprano y Bajociano temprano (Bressan *et al.* 2013). Si bien esta correlación debe ser contrastada con trabajos estratigráficos de mayor detalle, la similitud con la evolución tectonosedimentaria entre los depocentros Atuel y Ma-

largüe, apoyaría la incorporación del Grupo Tronquimalal dentro del ciclo Precuyoano (Gulisano 1981), como proponen Franzese y Spalletti (2001), aunque no proporcionan argumentos que expliquen esta incorporación. Este criterio coincide con el utilizado por Leanza *et al.* (2005) quienes utilizan la definición informal de ciclo Precuyoano de Gulisano (1981) para referirse a la secuencia piroclástica epiclástica de origen continental interpuesta entre el basamento de la cuenca y las rocas pertenecientes al Grupo Cuyo, y que son atribuidos al relleno de los hemigrábenes producido durante el intervalo Triásico Tardío - Jurásico Temprano. Conclusiones similares fueron obtenidas recientemente por D'Elia *et al.* (2015) para los depocentros del sur de la cuenca, lo que sugiere que estas reactivaciones extensionales probablemente tuvieron lugar dentro de un contexto regional, en vez de ocurrir como evoluciones locales de cada depocentro.

Finalmente, esta correlación tectonoestratigráfica permitiría asignar una edad Hettangiano medio - Sinemuriano para los depósitos de la Formación Remoredo en el depocentro Malargüe, aunque no puede descartarse que el límite superior alcance el Pliesbaquiniano (e.g., Riccardi 1992).

## CONCLUSIONES

La Formación Remoredo en el depocentro Malargüe muestra una compleja interacción de distintos paleoambientes sedimentarios representados por abanicos aluviales, sistemas fluviales anastomosados, sistemas fluviales arenosos de baja sinuosidad y lagos efímeros tipo playa. El flanco oriental corresponde al margen activo donde se desarrollan la mayoría de los sistemas de alta energía (abanicos aluviales y sistemas fluviales axiales), en tanto que el flanco occidental corresponde al margen pasivo, que se caracteriza por presentar espesos sistemas lacustres efímeros.

El análisis estratigráfico secuencial permitió definir dos secuencias depositacionales que se inician con una marcada superficie de incisión y contienen un cortejo de baja acomodación representado por facies de abanicos aluviales y sistemas fluviales anastomosados, así como un cortejo alta acomodación compuesto por sistemas fluviales arenosos de baja sinuosidad y lagos efímeros. Estas secuencias son asociadas a pulsos de

actividad tectónica, y su correlación con los ciclos tectosedimentarios descritos para el depocentro Atuel permiten sugerir que durante el ciclo Precuyano el depocentro Malargüe tuvo tres pulsos de actividad tectónica: 1) El primer pulso se asigna a los depósitos del Grupo Tronquimal (Noriano), 2) el segundo pulso corresponde a la primera secuencia depositacional de la Formación Remoredo (Hettangiano medio a tardío), y 3) un tercer pulso durante el Hettangiano tardío - Sinemuriano, que corresponde a la segunda secuencia depositacional de la Formación Remoredo.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue posible gracias a una beca de ayuda económica otorgada por la Asociación Geológica Argentina, así como fondos otorgados por el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires para la realización del Trabajo Final de Licenciatura del primer autor. Las tareas de campo tuvieron lugar en el marco del proyecto UBACyT X-2657. Los autores desean agradecer especialmente a la Dra. Ana María Zavattieri por analizar las muestras para estudios palinológicos y a la Dra. María Paula Iglesia Llanos por la colaboración en el campo. Se agradecen los comentarios de los revisores José Allard y Sebastian Richiano quienes mejoraron sustancialmente la versión original del mismo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (Lower Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-293.
- Allen, J.P., Fielding, C.R., Gibling, M.R. y Rygel, M.C. 2014. Recognizing products of palaeoclimate fluctuation in the fluvial stratigraphic record: An example from the Pennsylvanian to Lower Permian of Cape Breton Island, Nova Scotia. *Sedimentology* 61: 1332-1381.
- Artabe, A.E., Morel, E.M., Spalletti, L.A. y Brea, M. 1998. Paleoambientes sedimentarios y paleoflora asociada en el Triásico tardío de Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 526-548.
- Barg, G.D. 1991. Análisis estratigráfico y ambiental de la Formación Remoredo del Grupo Cuyo y de la Formación Lotena en el ámbito del Anticli-  
nal de Malargüe, Provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 204 p., Buenos Aires.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64: 450-489.
- Bown, T.M. y Kraus, M.J. 1987. Integration of channel and floodplain suites. Developmental sequence and lateral relations of alluvial palaeosols. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 587-601.
- Bressan, G.S., Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2013. Facies analysis of a Toarcian-Bajocian shallow marine/coastal succession (Bardas Blancas Formation) in northern Neuquén Basin, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 43: 112-126.
- Bridge, J.S. 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. En: Best, J.L. y Bristow, C.S. (Eds.), *Braided Rivers*. Geological Society of London Special Publication 75, 13-72. London.
- Bristow, C.S. 1987. Brahmaputra river: channel migration and deposition. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. SEPM Special Publication 39, 83-91, Oxford.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El ciclo Precuyano (Triásico Tardío - Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 63-76, Buenos Aires.
- Carling, P.A. 1987. A terminal debris-flow lobe in the northern Pennines, United Kingdom. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 78: 169-176.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, 386 p., Oxford.
- Cleveland, D., Atchley, S. y Nordt, L. 2007. Continental sequence stratigraphy of the Upper Triassic (Norian-Rhaetian) Chile strata, northern New Mexico, U.S.A.: allocyclic and autocyclic origins of paleosols-bearing alluvial successions. *Journal of Sedimentary Research* 77: 909-924.
- Cristallini, E.O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodriguez, L., Tomezzoli, R.N. y Comeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in the northeastern Neuquén Province, Argentina. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of the Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 147-161.
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J.M., Quiroga, J., Buhler, M., Béchis, F., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 248-264.
- Currie, B.S. 1997. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. *Geological Society of America Bulletin* 109: 1206-1222.
- Dalrymple, M., Prosser, J. y Williams, B. 1998. A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Stratford Formation (United Kingdom, Northern North Sea). En: Shanley, K.W. y McCabe, P.J. (Eds.), *Relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rocks*. SEPM Special Publication 59: 65-82, Oxford.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J.R., y López, L. 2012. Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic-Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquén Basin in the Sañicó depocentre, Neuquén Province, Argentina. *Andean Geology* 39(1): 133-157.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Franzese, J.R., Veiga, G.D., Hernández, M. y Muravchik, M. 2015. Early evolution of the southern margin of the Neuquén Basin, Argentina: Tectono-stratigraphic implications for rift evolution and exploration of hydrocarbon plays. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 42-57.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En: Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites*. D. Reidel, 333-361, Dordrecht.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En: Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel Publications, p. 333-361, Dordrecht.
- Dickinson, W.R., Beard, S., Brakenbridge, F., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R., Lindberg, P., Ryberg, P., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 64: 233-235.
- Fanti, F. y Catuneanu, O. 2010. Fluvial sequence stratigraphy: the Wapiti Formation, West-Central Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 80: 320-338.
- Fernández Carro, A. y Padula, E.L. 1947. Perfiles del Jurásico 'Base del Dogger al Valanginiense' trazado en la sierra de Reyes, provincia de Men-

- doza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), 23 p., Buenos Aires.
- Fielding, C.R., Ashworth, P.J., Best, J.L., Prokocki, E.W. y Sambrook Smith, G.H. 2012. Tributary, distributary and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record? *Sedimentary Geology* 261/262: 15-32.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y 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.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and prebreak-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Gómez Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocenter, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 163: 1-15.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Muravchik, M., Ancheta, M.D. y D'Elia, L. 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior - Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 34(1): 49-62.
- Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S., Tunik, M., García, V., Suriano, J. y Mescua, J. 2008. Formación y evolución triásico-jurásica del Depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 520-533.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P. y Drosina, M. 2009. Cinemática de apertura del sector norte de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 278-292.
- Guliano, C.A. 1981. El Ciclo Cuyano en el norte del Neuquén y sur de Mendoza. 8 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592, Buenos Aires.
- Guliano, C.A. y Pando, G.A. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Aguila y Sanico, Departamento Collon Cura, Provincia del Neuquén. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 553-577, San Luis.
- Guliano, C., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia de Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 237-259, Bariloche.
- Haszeldine, R.S. 1983. Fluvial bars reconstructed from deep, straight channel, Upper Carboniferous coalfield of northeast England. *Journal of Sedimentary Petrology* 53: 1233-1248.
- Kietzmann, D.A. 2007. Ciclostrostratigrafía y bioestratigrafía de la Formación Vaca Muerta, origen y frecuencia de su ritmicidad. Arroyo Loncoche - Malargüe, Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura (GEO 855), Universidad de Buenos Aires (inédito), 175 p., Buenos Aires.
- Lanés, S. 1991. Estratigrafía de la secuencia Precuyana en el área del río Grande, entre los arroyos Montañeros y el Yeso, Cordillera Principal, provincia de Mendoza. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (Inédito), 140 p., Buenos Aires.
- Lanés, S. 2005. Late Triassic to Early Jurassic sedimentation in northern Neuquén Basin, Argentina: Tectosedimentary Evolution of the First Transgression. *Geologica Acta* 3(2): 81-106
- Lanés, S. y Palma, R.M. 1995. Depósitos lacustres y oncoides de la sección media de la Formación Remoredo (Precuyano), valle del río Grande, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 317-322.
- Lanés, S. y Palma, R.M. 1998. Environmental implications of oncoids and associated sediments from the Remoredo Formation (Lower Jurassic) Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140: 357-366.
- Lanés, S. y Salani, F.M. 1998. Petrografía, origen y paleoambiente sedimentario de las piroclásticas de la Formación Remoredo (Jurásico Temprano), Argentina (35°30'S-70°15'W). *Revista Geológica de Chile* 25: 141-152.
- Lanés, S., Giambiagi, L., Bechis, F. y Tunik, M. 2008. Sucesiones del Triásico Tardío - Jurásico Temprano del depocentro Atuel: estratigrafía secuencial y controles tectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 534-548.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades limitadas por discordancias en los depocentros de la Cordillera del Viento y la Sierra de Chacaico durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 6º Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Actas CD: 11 p., Mar del Plata.
- Legarreta, L. 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos CD, Mar del Plata.
- Legarreta, L. y Guliano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior). En: Chebli, G.A. y Spalletti, L. (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Simposio Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6: 221-243, Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous Marine Oscillations and Geometry of Back Arc Basin, Central Argentina Andes. En: McDonald, D.I.M. (ed.), Sea level changes at active plate margins: Process and product. IAS Special Publication 12, p. 429-450, Oxford.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west central Argentina: stratal patterns, sequences, and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303-330.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1998. Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquén basin, west-central Argentina. En: Shanley, K., McCabe, P. (Eds.), Relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rocks. SEPM Special Publication 59: 83-92, Oxford.
- Lerman, A. 1978. Lakes: Chemistry, Geology, Physics. Springer, 366 p., New York.
- Limarino, C.O., Caselli, A.T., Net., L.I. y Gagliardo, M. 1996. A propose of pefite classification related to sand and sandstones composition. En: Scasso R.A. y Limarino, C.O. (eds.), Petrología y Diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 1, 260 p., Buenos Aires.
- Linares, E. y González, R. R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Publicaciones Especiales de la Asociación Geológica Argentina, Serie B 19, p. 628, Buenos Aires.
- Llambías, E. J., Sato, A. M. y Basei, M. A., 2005. El basamento prejurásico medio en el anticlinal Chihuido, Malargüe: Evolución magmática y tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 567-578.
- Makaské, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* 53: 149-196.
- Martinsen, O., Ryseth, A., Hansen, W.H., Fleshe, H., Torkildsen, G. y Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ercson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46: 235-259.
- McCabe, P.J. 1977. Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England. *Sedimentology* 24: 271-290.
- McLaurin, B.T. y Steel, R.J. 2007. Architecture and origin of an amalgamated fluvial sheet sand, lower Castlegate Formation, Book Cliffs, Utah. *Sedimentary Geology* 197: 291-311.
- Miall, A.D. 1978. Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, 859

- p., Calgary.
- Miall, A.D. 1985. Architectural Elements and bounding Surfaces: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews* 22: 261-308.
- Miall, A.D. 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research* B64: 146-158.
- Miall, D.A. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, 582 p., Berlin.
- Miall, A.D. 2010. Alluvial deposits. En: James, N.P. y Dalrymple, R.W. (ed.), *Facies Models* 4, 105-137, Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland.
- Muravchik, M., Bilmes, A., D'Elia, L. y Franzese, J.R. 2014. Alluvial fan deposition along a rift depocentre border from the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 301: 70-89
- Nemec, W. y Postma, G. 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. *IAS Special Publication* 17: 235-276.
- Pángaro, F., Pereira, D.M. y Micucci, E. 2009. El sinrift de la dorsal de Huinul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 265-277.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1987. *Sand and sandstone*. Springer, 553 p., New York.
- Plinth, A.G. y Browne, G.H. 1994. Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research* B64: 341-364.
- Ramos, V.A. 1993. Interpretación tectónica. En: Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 257-266, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Folguera A. 2005. Los Andes Australes: una evolución tectónica excepcional entre el sur de Mendoza y el norte de Neuquén. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Archivos Electrónicos, 10 p., Mar del Plata.
- Reineck, H.E. 1975. German North Sea tidal flats. En: Ginsburg, R.N. (ed.), *Tidal deposits*. Springer, p. 5-12, New York.
- Riccardi, A.C. 1992. Avance en los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Stipanovic (1969). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47(3): 269-270.
- Riccardi, A.C. y Gulisano, C.A. 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 346-364.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Scasso, R., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(2): 228-234.
- Rust, B.R. 1984. Proximal braidplain deposits in the Middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspé, Quebec, Canada. *Sedimentology* 31: 675-965.
- Sohn, Y.K., Rhee, C.W. y Kim, B.C. 1999. Debris Flow and Hyperconcentrated Flood-Flow Deposits in an Alluvial Fan, Northwestern Part of the Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *Journal of Geology* 107: 111-132.
- Spalletti, L.A. 1997. Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 49: 109-124.
- Spalletti, L.A. y Morel, E. 1992. La sedimentación Fluvial en la etapa inicial de la evolución de una cuenca vinculada con fallas activas y vulcanismo explosivo: la Formación Chihuú (Triásico), sur de Mendoza (Argentina). *Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, Actas* 1: 159-166, La Plata.
- Spalletti, L.A., Arrondo, O.G., Morel, E. y Ganuza, D.G. 1991. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico, Prov. Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(3-4): 167-172.
- Steel, R.J. y Thompson, D.J. 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology* 30: 341-368.
- Stear, W.N. 1985. Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sedimentary Geology* 45: 209-230.
- Stipanovic, P.N. 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 403-478.
- Stipanovic, P.N. 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22: 101-133.
- Stipanovic, P.N. y Bonetti, M. 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos. 1º International Gondwana Symposium: 1081-1119, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. y Manceñido, M. O. 2002. Remoredo (Formación). En: Stipanovic, P.N. y Marsicano, C.A. (eds.), *Triásico. Léxico Estratigráfico de la Argentina*. VIII. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) 26: 238-239, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. y Mingramm, A.R. 1953. Triásico. En: Groeber, P. y Stipanovic P.N., (eds.), *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2: 13-141, Buenos Aires.
- Therrien, F. 2006. Depositional environments and fluvial system changes in the dinosaurbearing Sânpetru Formation (Late Cretaceous, Romania): postorogenic sedimentation in an active extensional basin. *Sedimentary Geology* 192: 183-205.
- Thompson, A.M. 1970. Lithofacies and formation nomenclature in Upper Ordovician stratigraphy, Central Appalachians. *Geological Society of America Bulletin* 81: 1255-1260.
- Uliana, M., Biddle, K. y Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.): *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-613.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welkink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62: 383-402, Tulsa.
- Volkheimer, W. y Papú, O. 1993. Una microflora del Triásico superior de la Cuenca de Malargüe, localidad Llantenes, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 30: 93-100.
- Weltje, G.J. 2006. Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the Dickinson Model, Geological Society, London, Special Publications 264: 79-99.
- Wizevich, M.C. 1992. Sedimentology of Pennsylvanian quartzose sandstones of the Lee Formation, central Appalachian Basin: fluvial interpretation based on lateral profile analysis. *Sedimentary Geology* 78: 1-47.
- Zavattieri, A.M. 1995. Revisión de microfloras triásicas de Argentina, correlación. 2º Reunión Triásico del Cono Sur, Actas: 30-35, Bahía Blanca.

Recibido: 9 de septiembre de 2015

Aceptado: 28 de agosto de 2016