

Sedimentología de la Formación Cuculí en la quebrada del río Francia, San Juan

Ignacio TAMAGNO¹, Julieta SURIANO², Laura Jazmín SCHENCMAN^{1,3} y Diego MARDONEZ²

¹Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina.

²Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

³Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA, UBA- CONICET).

E-mail: ignaciotamagno90@gmail.com

Editor: Diego A. Kietzmann

RESUMEN

Se presenta un estudio sedimentológico y paleoambiental de la Formación Cuculí en la quebrada del río Francia (Precordillera de San Juan). Esta unidad, depositada durante el Mioceno en la cuenca de antepaís de Bermejo, se compone mayormente por areniscas fluviales castaño-grisáceas, con frecuentes intercalaciones de bancos pelíticos, que hacia el tope son reemplazadas por conglomerados polimícticos. El análisis sedimentológico permitió diferenciar cinco asociaciones de facies. La asociación de facies 1 se interpreta como un campo de dunas mientras que las asociaciones de facies 2, 3, 4 y 5 corresponden a depósitos de un mega-abanico. Se observa una tendencia progradacional del sistema, así las asociaciones de facies 2, 3, 4 y 5 han sido depositadas en las áreas intermedia a distal, intermedia, intermedia a proximal y proximal, respectivamente. La secuencia analizada evidencia la generación de niveles eólicos en su base, en el marco de una cuenca de antepaís con altas tasas de subsidencia y clima semiárido, que son cubiertos por depósitos fluviales debido al avance del frente montañoso hacia el antepaís durante la deformación miocena de la Precordillera, lo cual generó, a su vez, una progradación de los sistemas fluviales.

Palabras clave: *Mega-abanico, Precordillera, Mioceno, cuenca de antepaís de Bermejo.*

ABSTRACT

Sedimentology of the Cuculí Formation at the Río Francia creek, San Juan.

A sedimentological and paleoenvironmental study was conducted over the Cuculí Formation at the río Francia creek (San Juan, Argentinian Precordillera). The unit, deposited during Miocene in the Bermejo foreland basin, is mostly composed of brown-grayish fluvial sandstones with frequent intercalations of mudstones that are replaced by polymictic conglomerates towards the top of the profile. The sedimentological analysis allowed the recognition of five facies associations. Facies association 1 represents dune field deposits while facies associations 2, 3, 4 and 5 belong to deposits of a mega-fan. The system shows a general progradational trend, thus facies associations 2, 3, 4 and 5 had been deposited in the middle to distal zone, middle zone, middle to proximal zone and proximal zone, respectively. The analyzed sequence indicates the generation of aeolian levels in its base within a foreland basin with high subsidence rates and semiarid conditions, which are covered by fluvial deposits due to the advance of the fold and thrust belt towards the foreland during the Miocene deformation of the Precordillera, which also generated, as a consequence, the fluvial system progradation.

Keywords: *Mega-fan, Precordillera, Mioceno, Bermejo foreland basin.*

INTRODUCCIÓN

A lo largo de su gran extensión, la Cordillera de Los Andes presenta heterogeneidades y se encuentra segmentada en distintos dominios morfoestructónicos como

consecuencia del cambio en factores como el estilo de deformación, el magmatismo e incluso la geometría con que subducta la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana (Ramos 1999, Ramos 2009, Fosdick *et al.* 2015). Esta úl-

tima variable se pone de manifiesto en el segmento de subducción horizontal Pampeano (Cahill e Isacks 1992), comprendido entre los 28°S - 33°S dentro de los Andes Centrales sur (Ramos *et al.* 2002), generado hace 18 Ma por la propagación

hacia el sur de la subducción de la dorsal asísmica Juan Fernández por debajo del margen sudamericano (Yañez *et al.* 2001, Ramos *et al.* 2002).

La mencionada configuración produjo la migración de la deformación hacia el antepaís durante el Neógeno (Japas *et al.* 2015) y con ello, comenzó el levantamiento de la Precordillera. La misma representa una faja plegada y corrida norte-sur, dividida en tres dominios estructurales: Occidental, Central y Oriental (Ortiz y Zambrano 1981, Baldis *et al.* 1982), cuyo antepaís se encuentra hacia el este, representado por la cuenca de Bermejo. Esta última comenzó su sedimentación durante el Mioceno, extendiéndose hasta la actualidad (Jordan *et al.* 2001), por lo que el estudio paleoambiental de las unidades cenozoicas de la misma, al igual que su disposición espacial, son importantes a la hora de establecer una evolución tectosedimentaria vinculada a este sector del orógeno andino.

En esta contribución se presenta un análisis sedimentológico de la Formación Cuculí (Cuerda y Furque 1981), la cual compone parte de la extensa secuencia neógena de la cuenca de antepaís de Bermejo, aflorante en el ámbito de la Precordillera Central Argentina. Para tal fin, se han descrito e interpretado las litofacies y asociaciones de facies sedimentarias que la componen, a modo de identificar los paleoambientes que las originaron y establecer su evolución tectosedimentaria.

UBICACIÓN Y SINÓPSIS ESTRATIGRÁFICA

La zona de estudio se encuentra en el sector centro de la provincia de San Juan, más precisamente a lo largo de la quebrada del río Francia, ubicada 40 kilómetros al sur de la localidad de San José de Jáchal. Dicho sitio está contenido en la provincia geológica de la Precordillera Central sanjuanina, que limita hacia el este con la Precordillera Oriental y hacia el oeste con la Precordillera Occidental (Fig. 1a). La unidad más antigua del área de estudio corresponde a la Formación San Juan (Ordovícico Inferior, Furque 1963), conformada por calizas de plataforma carbonática. Sobre estas rocas, se disponen

de manera paraconcordante las lutitas y areniscas verde claro de plataforma marina fangosa de la Formación Los Espejos (Silúrico, Cuerda 1966). De modo transicional se hallan los niveles marinos de la Formación Talacasto (Devónico Inferior, Padula *et al.* 1967), compuestos por fangolitas y wackes gris verdosos depositados en un ambiente similar al de la unidad anterior. Esta Formación es cubierta transicionalmente por lutitas, wackes y limolitas verde negruzco de la Formación Punta Negra (Devónico Medio, Braccacini 1950), depositada en un ambiente deltaico. Estas unidades correspondientes al Paleozoico inferior, afloran principalmente en el sector oeste de la zona de estudio (Fig. 2).

El Paleozoico superior se encuentra representado por el Grupo Paganzo (Azcu y Morelli 1970), donde las areniscas y pelitas glacialacustres de la Formación Guandacol (Carbonífero inferior, Frengüelli 1944, Cuerda 1965) se apoyan mediante contacto erosivo sobre la Formación Punta Negra o por contacto de falla sobre sedimentitas neógenas. Sobre la Formación Guandacol continúa de manera transicional la Formación Tupe (Carbonífero superior, Frengüelli 1944, Cuerda 1965), compuesta por conglomerados y areniscas blanquecinas y rosadas de origen fluvial. Concordantemente sobre ésta, yacen las areniscas eólicas de la Formación Patquía (Pérmico, Frengüelli 1944, Cuerda 1965).

REFERENCIAS

- ① Precordillera Occidental
- ② Precordillera Central
- ③ Precordillera Oriental
- 40 Ruta nacional
- Zona de estudio
- ~ Curso de agua
- Corrimiento
- Falla de desgarro
- ×× Sedimentitas y metamorfitas
- ~ Metasedimentitas y sedimentitas
- ++ Plutonitas y volcanitas
- Localidades

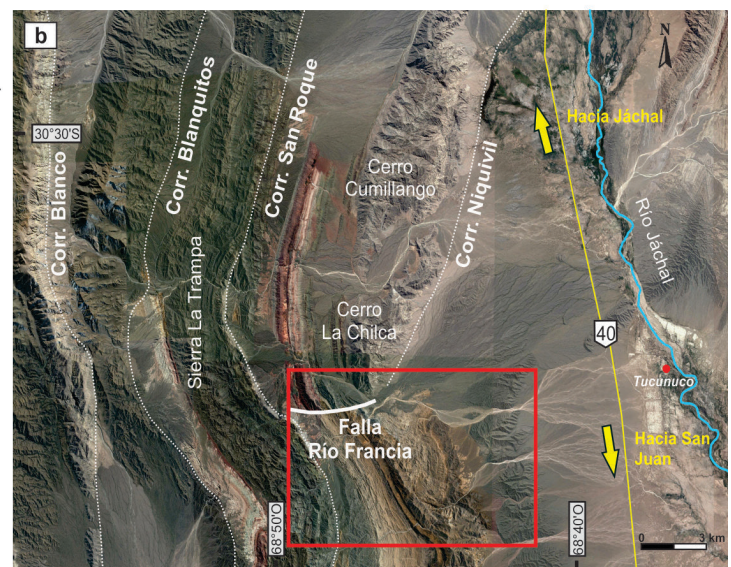
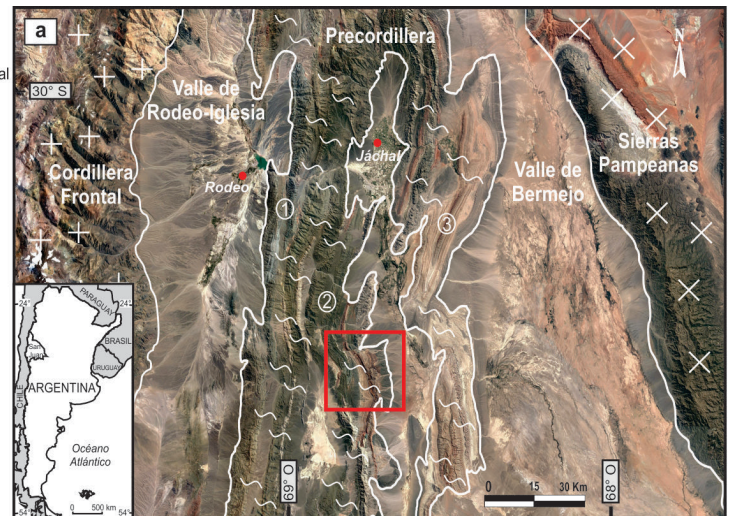


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. a) unidades morfoestructurales; b) principales rasgos geográficos y estructuras dominantes.

Las formaciones que componen el Grupo Paganzo afloran en dirección noroeste-sureste a lo largo del área de estudio (Fig. 2) y representan la secuencia basal sobre la cual se apoyan las unidades cenozoicas. La Formación Patquía es sobreyacida por la Formación Puesto La Flecha (Eoceno, Caselli *et al.* 2002), cuyas pelitas rojizas de origen lacustre se disponen en relación de sutil discordancia angular y, si bien esta unidad ha sido adjudicada a distintas edades, estudios recientes en circones detríticos permiten atribuirlos al Eoceno (Fosdick *et al.* 2017). La Formación Puesto La Flecha es cubierta a través de un contacto neto por las areniscas eólicas rojizas de la Formación Vallecito (Oligoceno, Braccini 1946), atribuidas al Oligoceno en base a dataciones sobre niveles de tobas (Jordan *et al.* 1993) y análisis de circones detríticos (Fosdick *et al.* 2017). Sobre esta unidad, se disponen las areniscas castañas de la Formación Cuculí (Mioceno, Cuerda y Furque 1981), que comienzan con niveles de origen eólico y que pasan a depósitos fluviales definiendo una tendencia granocreciente hacia el tope de la formación. Sobre la misma se apoyan de manera transicional los conglomerados sinorogénicos de la Formación El Corral (Mioceno, Furque 1963) mientras que en orden cronoestratigráfico, aunque no se encuentra en contacto con la unidad anterior, continúan las rocas de origen aluvial de la Formación Río Jáchal (Mioceno-Plioceno, Kelly 1961), cuya edad fue acotada, entre 6,25 y 2,75 Ma, a partir del análisis de trazas de fisión sobre circones de niveles tobáceos pertenecientes a la base de la unidad (Johnson *et al.* 1986). Las formaciones antes descritas se encuentran cubiertas por secuencias cuaternarias representadas por depósitos de abanicos aluviales antiguos (Pleistoceno, Furque *et al.* 1999) y sedimentos actuales de origen aluvial.

METODOLOGÍA

El estudio paleoambiental de la Formación Cuculí se llevó a cabo mediante la confección de un perfil estratigráfico a escala 1:900 (Fig. 3), donde se reconocieron diferentes litofacies (Cuadro 1) siguiendo lo propuesto por Miall (1996). Esta metodo-

CUADRO 1. Código de litofacies utilizado en este trabajo (modificado de Miall 1996). La litofacies que incluye la letra “e” señala su origen eólico.

Litofacies	Descripción
Gcm	Conglomerados clasto-soportados masivos
Gch	Conglomerados clasto-soportados con estratificación horizontal
Gci	Conglomerados intraformacionales
Gcp	Conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar
SGm	Areniscas gravilosas masivas
SGh	Areniscas gravilosas con estratificación horizontal
SGI	Areniscas gravilosas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo
SGp	Areniscas gravilosas con estratificación entrecruzada tabular planar
Sp	Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar
St	Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa
SI	Areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo
Sm	Areniscas masivas
Sh	Areniscas con laminación horizontal
Sh†	Areniscas con laminación horizontal con lineación parting
Sr	Areniscas con laminación ondulítica de corriente
Spe	Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar de gran escala
FI	Pelitas laminadas
Fm	Pelitas masivas
Fg	Pelitas con grietas de desecación

CUADRO 2. Asociaciones de facies, litofacies, subambientes y paleoambientes definidos para la Formación Cuculí.

Asociación de Facies	Litofacies	Subambiente	Paleoambiente
1. Areniscas castañas	Spe	Dunas	Campo de dunas con mantos de crecientes esporádicos
	Fm, FI, Fg, Sm, Sh	Interduna húmeda	
2. Areniscas y pelitas en bancos tabulares	Sm, Sh, Sp, Gi	Fajas de canal	Sistema fluvial distributivo: zona intermedia a distal
	Sm, Sh, Fm	Planicies de inundación	
	Fm, FI		
3. Areniscas gris verdosas	Sp, Sm, Sh, Gci, SGp	Fajas de canal	Sistema fluvial distributivo: zona intermedia
	Fm	Planicies de inundación	
4. Areniscas y conglomerados	Sm, Sp, Sh, Gcm, Gch	Fajas de canal	Sistema fluvial distributivo: zona intermedia a proximal
	Fm	Planicies de inundación	
5. Conglomerados polimícticos	Gcm, Gch, Gcp	Fajas de canal	Sistema fluvial distributivo: zona proximal

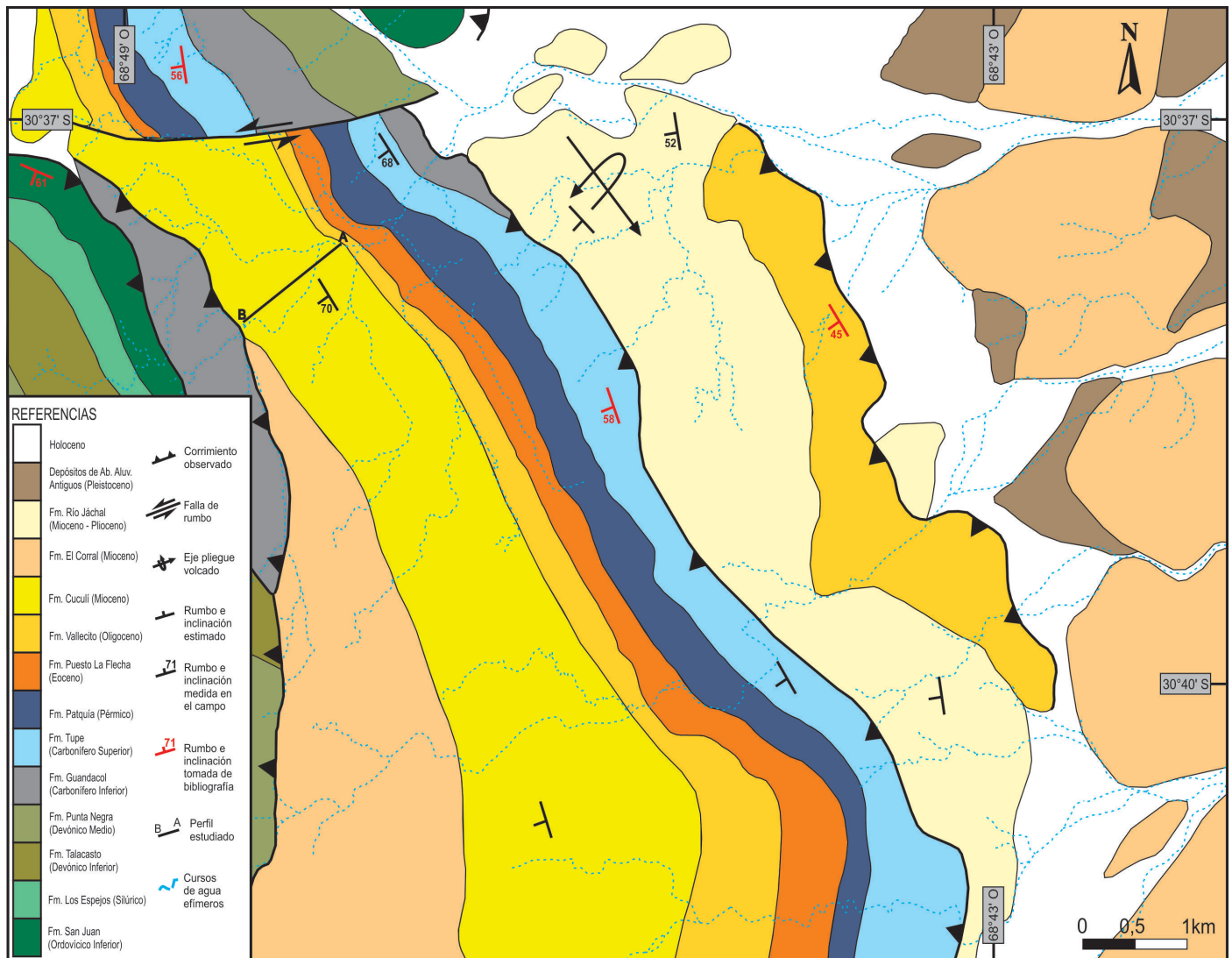


Figura 2. Mapa geológico de la zona de estudio modificado a partir de Furque *et al.* (1999). Los datos de rumbo e inclinación fueron obtenidos de Allmendinger y Judge (2014).

logía permitió distinguir un total de cinco asociaciones de facies (Cuadro 2). Adicionalmente, con el objetivo de establecer las áreas de procedencia, se realizó un análisis de las modas detríticas sobre cinco muestras de areniscas de la unidad y, finalmente, combinando toda la información obtenida, se propone una evolución tectosedimentaria para la Formación Cuculí.

FORMACIÓN CUCULÍ

Son escasos los estudios previos de estas rocas miocenas. Inicialmente Cuerda y Furque (1981) le otorgaron su actual denominación, en el marco del estudio sobre el Carbonífero expuesto en la quebrada del

río Francia, aunque no consideraron su análisis litológico. Adicionalmente, Cuerda y Furque (1981) incluyeron bajo la denominación de Formación Cuculí a los afloramientos mapeados en este trabajo como Formación Río Jáchal (Fig. 2). Sin embargo, Furque (1983) reportó a estos niveles rocosos bajo la nomenclatura de Formación Río Paloma (Furque 1979), a la vez que también establece la sinonimia entre ésta y la Formación Río Jáchal, denominación actual que recibe. Por otro lado, Furque (1983) describió y dividió formalmente a la Formación Cuculí en tres miembros: Arenoso Basal, Conglomerádico y Arenoso Superior. Posteriormente, Jordan *et al.* (1990) llevaron a cabo estudios magnetoestratigráficos sobre la uni-

dad, a la vez que la correlacionaron con la Formación Quebrada del Jarillal, aflorante en la Precordillera Oriental. Finalmente, los estudios más recientes donde se incluye a la Formación Cuculí pertenecen a Fosdick *et al.* (2017), quienes si bien centraron su estudio en las unidades pre-miocenas aflorantes en la quebrada del río Francia, también obtuvieron una datación próxima al sector inferior de la formación. La base de la unidad muestra un contacto concordante con las areniscas eólicas, de edad oligocena, de la Formación Vallecito (Oligoceno, Fosdick *et al.* 2017) mientras que es sobreyacida de modo transicional por los conglomerados pertenecientes a la Formación El Corral (Mioceno, Furque 1963). Teniendo en cuenta estos rasgos

estratigráficos y en base a estudios magnetoestratigráficos y edades obtenidas en tobas mediante trazas de fisión (Jordan *et al.* 1990) y análisis de circones detríticos (Fosdick *et al.* 2017), se estima una edad de entre 15 y 18 Ma para la base de la Formación Cuculí, mientras que su contacto con la Formación El Corral estaría acotado entre los 10,8 y 10,4 Ma (Jordan *et al.* 1990, Jordan y Damanti 1990).

Por primera vez se presenta un análisis de facies y petrográfico de esta unidad a fin de caracterizar su paleoambiente y establecer sus áreas de aporte. El mismo cobra importancia ya que los estudios paleoambientales y de procedencia son de vital trascendencia a la hora de establecer la evolución de la cuenca de antepaís de

Bermejo, la cual, a su vez, se encuentra vinculada con el desarrollo del orógeno andino a estas latitudes.

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA FORMACIÓN CUCULÍ

Se detalla a continuación un estudio sedimentológico y paleoambiental de la Formación Cuculí en su localidad tipo en la quebrada del río Francia, a partir del cual se han identificado cinco asociaciones de facies para un mejor entendimiento de la unidad. Los afloramientos de la misma se disponen en franjas de rumbo aproximado noroeste-sursu-

reste, disectados por la falla de rumbo Río Francia, a la vez que la sección analizada se encuentra al sur de dicha estructura (Fig. 2).

Asociación de facies 1 (areniscas castañas)

Esta asociación de facies se compone mayormente por bancos tabulares, con espesores que varían entre los 3 y 10 m, de areniscas finas, de coloración castaña y buena selección (Fig. 4a). Los primeros 30 metros muestran estratificación entrecruzada tabular planar difusa de escala gigante (Spe), mientras que la sección superior presenta una alternancia de areniscas y pelitas, en donde las pelitas conforman bancos tabulares masivos (Fm),

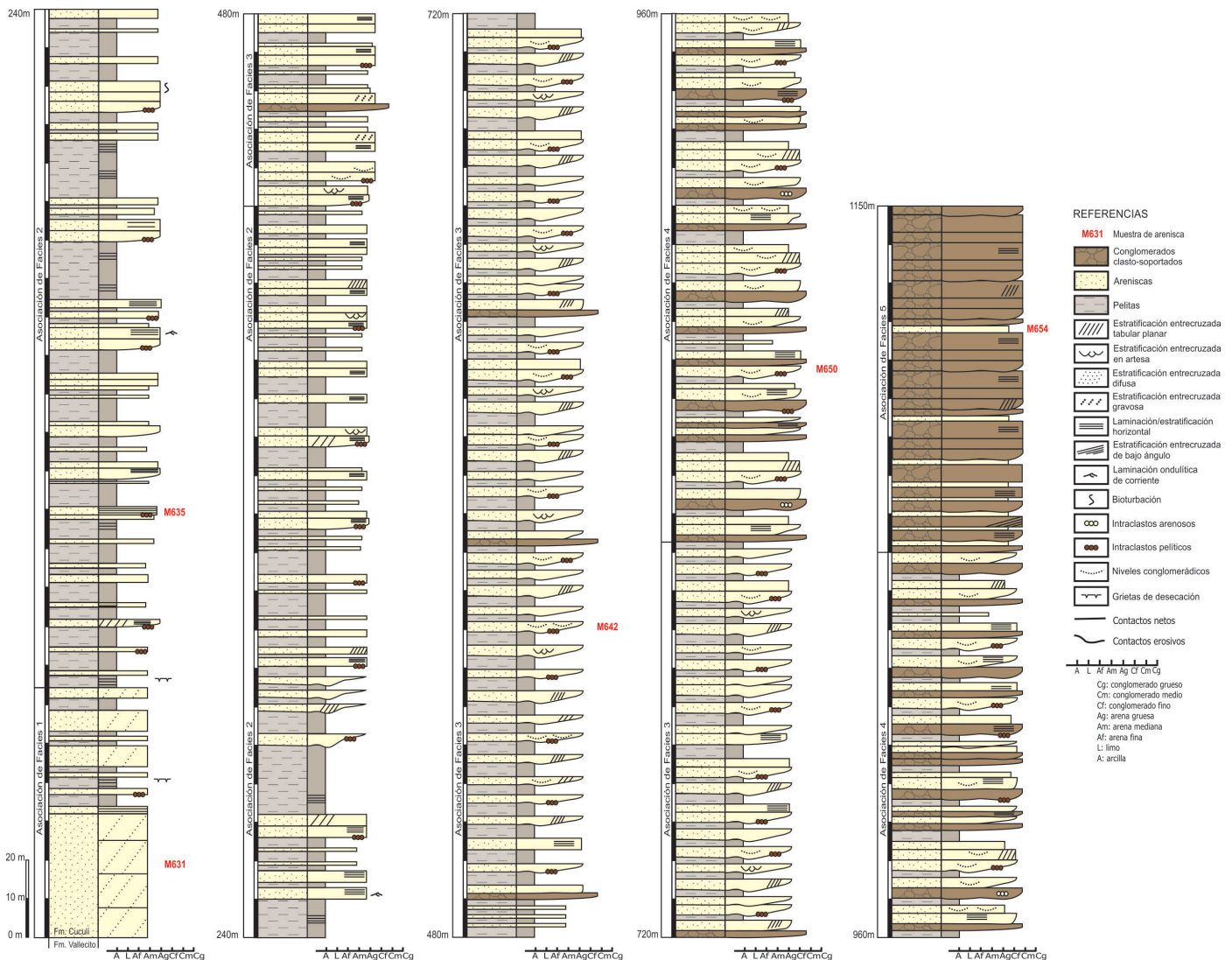


Figura 3. Perfil sedimentario de la Formación Cuculí en la quebrada del río Francia.

con laminación horizontal (Fl) y, esporádicamente, con grietas de desecación (Fg), con espesores que varían entre 0,5 y 1 metro. Las areniscas son muy finas con espesores de entre 5 y 15 cm y suelen ser masivas (Sm) o con laminación horizontal (Sh) y, en ocasiones, exhiben intraclastos. *Interpretación:* la buena selección del depósito dentro del tamaño arena fina, el espesor de los bancos y los entrecruzamientos de gran escala permiten interpretar a la Asociación de facies 1 como depositada dentro de un campo de dunas eólicas activas, con dunas transversales de crestas rectas y áreas de interduna húmeda, con episodios esporádicos de crecidas en manto debido a períodos de lluvias intensas que exceden la capacidad de infiltración del sustrato (Stanistreet y Stollhofen 2002).

Dentro de este contexto, el desarrollo de entrecruzamientos (Spe) es consecuencia de la migración de dunas transversales (Hunter 1977). Las restantes litofacies de esta asociación son asignadas a depósitos de interduna húmeda donde procesos de decantación en cuerpos de agua semi-permanentes dan origen a pelitas masivas (Fm) y laminadas (Fl), cuyos niveles con grietas de desecación (Fg) sugieren frecuente exposición subaérea (Langford y Chan 1989). Las areniscas laminadas (Sh) y masivas (Sm) son producto del retrabajo que flujos subácuos ejercen sobre sedimentos arenosos eólicos (Langford y Chan 1989, Miall 1996).

Asociación de facies 2 (areniscas y pelitas en bancos tabulares)

Esta asociación de facies se compone mayormente por bancos tabulares pelíticos castaños y rojizos masivos (Fm) y laminados (Fl), con espesores comprendidos entre 3 y 18 metros. En ocasiones, intercalan estratos areno-pelíticos, con potencias de 2 a 10 metros. Las pelitas son rojas y constituyen bancos con espesores individuales comprendidos entre 0,5 y 2 m mientras que las arenas son castañas y forman cuerpos de espesores centimétricos, internamente masivos (Sm) o con laminación horizontal (Sh).

En menor proporción, esta asociación de facies muestra paquetes de areniscas de coloración castaño grisáceo, finas a me-

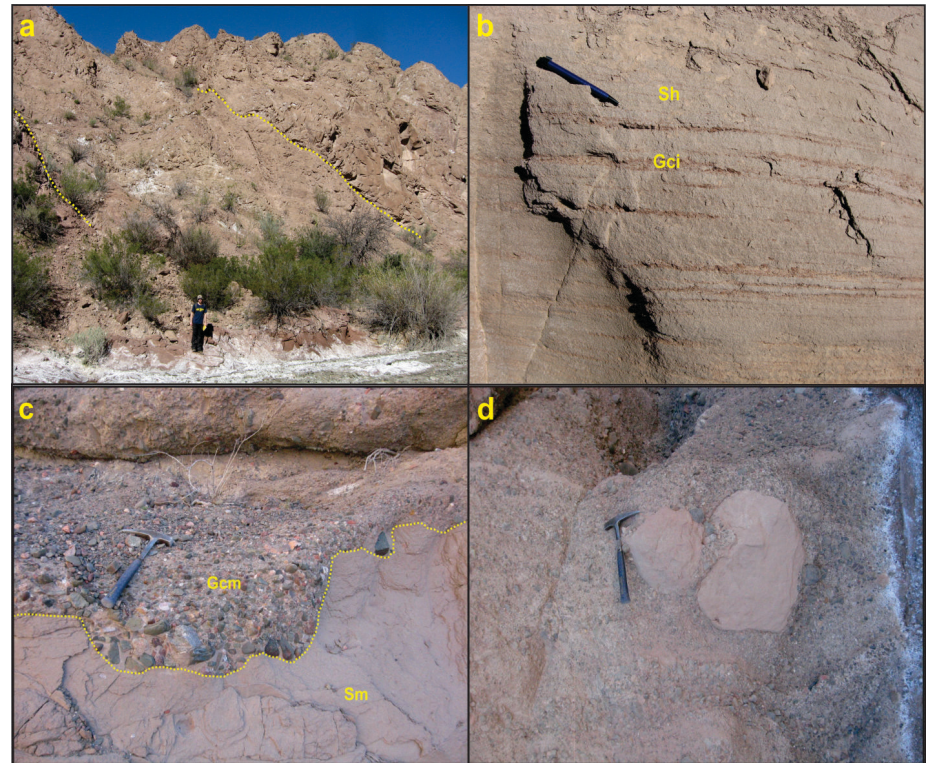


Figura 4. a) Areniscas eólicas de la asociación de facies 1. Las líneas punteadas indican los límites de los entrecruzamientos de escala gigante; b) Laminación horizontal (Sh) y niveles de intraclastos (Gci) observados en la asociación de facies 2; c) Areniscas masivas (Sm) y base erosiva de depósito conglomerádico masivo (Gcm) característico de la Asociación de facies 5; d) Intraclastos arenosos en depósitos conglomerádicos de la asociación de facies 5.

dias, y con espesores que varían entre 1 y 4 metros. Tienen geometría tabular a lentiforme y presentan superficies internas tabulares, de menor jerarquía, que limitan las estructuras y que evidencian una acreción vertical de los niveles arenosos. Estos cuerpos suelen ser masivos (Sm) y con laminación horizontal (Sh), con menor frecuencia exhiben estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) y en artesa (St), laminación ondulítica de corriente (Sr) y laminación horizontal con lineación *parting* (Sh \uparrow). Adicionalmente, se destaca la abundancia de niveles intraclásticos (Gci) en la base de los cuerpos, así como en los límites de la laminación horizontal (Fig. 4b) y en la parte basal de las caras de avalancha de los entrecruzamientos.

Interpretación: la asociación de facies descrita corresponde a la zona intermedia a distal de un sistema fluvial distributivo de tipo *anabranching* multicanalizado (Davidson *et al.* 2013). Por un lado, las litofacies pelíticas (Fm y Fl) corresponden a depósitos de planicie de inundación, debido a su geometría tabular y espesor, generados

en amplias zonas dominadas por procesos de suspensión vinculados a repetidos eventos de inundación (Platt y Keller 1992, Nanson y Croke 1992, Miall 1996). Por otro lado, las litofacies arenosas que intercalan en los depósitos de planicie (Sh, Sm) son producto de la migración de lecho plano de bajo régimen de flujo y de la súbita depositación generada a partir de crecidas en manto, respectivamente (Tunbridge 1981, Miall 1996).

Los cuerpos arenosos tabulares a lentiformes son interpretados como el relleno de fajas de canales multiepisódicos (Allen 1983, Tunbridge 1984, Collinson 1986). Los mismos se componen mayormente de areniscas masivas (Sm), generadas por súbita depositación por pérdida de energía del flujo, o con laminación horizontal (Sh), generada por la migración de lecho plano de bajo y alto régimen de flujo, mientras que la estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) y en artesa (St) son producto de la migración de barras arenosas de crestas rectas y sinuosas, respectivamente (Miall 1996). Por otro lado, los ni-

veles conglomerádicos intraformacionales (Gci) indican la erosión y el retrabajo del flujo sobre los depósitos previos de canales abandonados temporalmente por avulsión, evidenciando un carácter multiepistémico de los mismos (Allen 1962). Esta característica, sumada a la predominancia de litofacies arenosas con laminación horizontal (en ocasiones con lineación *parting*) son atributos típicos de canales someros con rápida depositación asociados a sistemas fluviales efímeros (Picard y High, 1973, Tunbridge 1981, 1984).

Asociación de facies 3 (areniscas gris verdosas)

Esta asociación posee proporciones similares de bancos de areniscas gruesas a gravillosas y niveles pelíticos. Las primeras tienen coloración castaño grisáceo y gris verdoso y se agrupan en cuerpos lentiformes internamente compuestos por lentes amalgamadas con espesores de entre 1 y 3 metros. Poseen bases erosivas, estructuras de corte y relleno, intraclastos pelíticos y estructuras masivas (SGm, Sm) y, en menor medida, laminación horizontal (Sh) y estratificación entrecruzada tabular planar (SGp, Sp) y en artesa (St). Además, se observan niveles conglomerádicos polimícticos de 1 a 2 centímetros de espesor con clastos de 0,5 cm de diámetro promedio que hacia el tope de la asociación de facies aumentan de potencia y de tamaño de grano alcanzando los 15 cm de espesor, con clastos promedio de entre 3 y 4 centímetros. Excepcionalmente estos bancos conglomerádicos muestran estratificación entrecruzada tabular planar (Gcp) en sets que alcanzan los 50 centímetros. Las pelitas se presentan masivas (Fm), de color castaño, formando bancos tabulares con espesores de entre 1 y 4 m que se intercalan a lo largo de toda la asociación entre los depósitos descritos previamente (Fig. 5a).

Interpretación: la asociación de facies 3 representa depósitos correspondientes a la zona intermedia de un sistema fluvial distributivo de tipo *anabranching* multicanalizado (Davidson *et al.* 2013). Dentro de este contexto, los cuerpos arenosos son depósitos de fajas de canal y deben su geometría lentiforme al amalgamamiento lateral de cuerpos lenticulares canalizados (Cant y Walker 1978, Collinson 1986, Bri-

dge y Tye 2000). La presencia de bases erosivas con niveles intraclásticos (Gci) y las estructuras de corte y relleno evidencian el poder erosivo y el retrabajo del flujo sobre los depósitos previos de abandono de canal (Allen 1962, 1983). Los paquetes arenosos muestran en su interior niveles masivos (Sm) y estructuras de corriente como laminación horizontal (Sh) por migración de lecho plano de bajo régimen de flujo y estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) y en artesa (St) producto de la migración de barras arenosas de crestas rectas y sinuosas respectivamente (Miall 1996).

Los niveles pelíticos tabulares corresponden a depósitos de planicie de inundación donde la decantación en cuerpos de agua estancos dio origen a estos sedimentos de granulometría fina y aspecto masivo (Fm) (Nanson y Croke 1992, Platt y Keller 1992, Miall 1996).

Asociación de facies 4 (areniscas y conglomerados)

Esta asociación de facies está formada por cuerpos areno-conglomerádicos y, en menor proporción, por niveles pelíticos castaños (Fig. 5b). Los conglomerados son polimícticos y clasto-soportados. Las areniscas gravillosas se disponen en bancos lentiformes a lenticulares amalgamados lateralmente, dando origen a paquetes tabulares de 5 m de espesor aproximadamente. Son masivos (Gcm, SGm), con bases erosivas y estructuras de corte y relleno, aunque también muestran estratificación horizontal (Gch, SGh) y entrecruzada tabular planar (Gcp, SGp) y, en menor medida, areniscas masivas (Sm), con laminación horizontal (Sh) y estratificación entrecruzada tabular planar (Sp). Los clastos tienen un diámetro promedio de 6 cm, alcanzando valores máximos de hasta 15 centímetros. Son comunes los intraclastos pelíticos y arenosos con diámetros promedio de 4 centímetros. Por su parte, las pelitas se observan en bancos tabulares y masivos (Fm), con espesores de entre 1 y 3 m, que se intercalan entre los depósitos previamente descritos (Fig. 5b).

Interpretación: la asociación de facies 4 representa depósitos de la zona intermedia a proximal de un sistema fluvial distributivo de tipo *anabranching* multicanalizado (Davidson *et al.* 2013). Los cuerpos

canalizados areno-conglomerádicos se interpretan como depósitos de fajas de canal de hábito entrelazado debido al amalgamamiento lateral, espesor y a las estructuras sedimentarias observadas (Cant y Walker 1978, Collinson 1986, Bridge y Tye 2000). Estas últimas son representadas por conglomerados masivos (Gcm) y con estratificación horizontal (Gch) generadas por la migración de barras gravosas longitudinales, mientras que los entrecruzamientos (Gcp) son producto de la migración de barras gravosas transversales (Miall 1996). Los niveles de areniscas masivas (Sm) implican la súbita depositación por pérdida de energía del flujo, los entrecruzamientos (Sp) son producidos por la migración de barras arenosas de crestas rectas mientras que la laminación horizontal (Sh) se debe a la migración de lecho plano de bajo régimen de flujo (Miall 1996). El desarrollo de bases erosivas y la presencia de intraclastos (Gci), tanto pelíticos como arenosos, evidencian el poder de retrabajo del flujo sobre las planicies de inundación y sobre los depósitos de canal previos.

El espesor y la geometría de la litofacies pelítica (Fm) permite asociarla a depósitos de planicie de inundación generados en cuerpos de agua estancos vinculados a eventos de inundación (Nanson y Croke 1992, Platt y Keller 1992, Miall 1996).

Asociación de facies 5 (conglomerados polimícticos)

La asociación de facies cuspidal del perfil se compone casi en su totalidad de conglomerados clasto-soportados, aunque en la base muestra escasas intercalaciones de areniscas gravillosas. Los bancos conglomerádicos presentan geometría tabular debido al amalgamamiento lateral de bancos lenticulares (Fig. 4c) con rellenos granodecrecientes. Los cuerpos lenticulares alcanzan una potencia de hasta un metro y se componen por clastos de 6 cm de diámetro promedio y 40 cm de diámetro máximo, incluyendo intraclastos arenosos (Fig. 4d). Finalmente, los paquetes conglomerádicos muestran en su interior estratificación horizontal (Gch), de bajo ángulo (SGl) y, en menor medida, entrecruzada tabular planar (Gcp, SGp).

Interpretación: la asociación de facies 5 representa depósitos correspondientes

a la zona proximal de un sistema fluvial distributivo de tipo *anabranching* multicanalizado (Davidson *et al.* 2013), donde los cuerpos tabulares, compuestos por lentes amalgamadas y bases erosivas, representan depósitos de fajas de canal (Cant y Walker 1978, Collinson 1986, Bridge y Tye 2000) con niveles masivos (Gcm) y estructuras tractivas como estratificación horizontal (Gch, SGh) o entrecruzada de bajo ángulo (SGl) generados a partir de la migración de barras gravosas longitudinales (Miall 1996). Por otro lado, los entrecruzamientos (Gcp, SGp) son producto de la migración de barras gravosas transversales (Miall 1996).

MODAS DETRÍTICAS DE LA FORMACIÓN CUCULÍ

Con el fin de determinar las probables áreas de aporte, se realizaron conteos sobre muestras de areniscas y conglomerados pertenecientes a la Formación Cuculí. Se utilizó la metodología propuesta por Gazzi-Dickinson (Gazzi 1966, Dickinson 1970, Ingersoll *et al.* 1984) y se reconocieron nueve litotipos (Cuadro 3). Dentro de éstos, predominan los fragmentos líticos, siendo más frecuentes los volcánicos ácidos (Lva), con pastas microgranosas y microlíticas, mientras que en segundo lugar se ubican los de origen metamórfico (Lm) de bajo grado. En menor proporción, se observan fragmentos monominerales que corresponden a cuarzo, monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), y feldespatos diferenciados en plagioclasas (Plg) y feldespato potásico (Fk). Cabe destacar que en algunas muestras se ha observado una considerable participación de minerales accesorios (Acc, hasta 11 %) como son biotita, piroxenos y anfíboles. Las muestras fueron clasificadas como litoarenitas feldespáticas y litoarenitas (Fig. 6a; Folk *et al.* 1970). Los fragmentos líticos aumentan hacia el tope del perfil, comenzando con porcentajes del 44 % y alcanzando hasta un 52,5 %. Por otro lado, se graficaron las muestras en el diagrama de Dickinson *et al.* (1983), ubicándose mayormente en el campo de arco volcánico y orógeno reciclado (Fig. 6b, Fig. 6c). Adicionalmente, se incluyeron en estos diagramas las muestras de la



Figura 5. a) Asociación de facies 3: depósitos de canales areno-gravillosos junto a un banco pelítico de planicie de inundación (líneas punteadas); b) Asociación de facies 4: espesos depósitos de canales areno-conglomerádicos entre los que intercalan pelitas tabulares castañas de planicie de inundación (líneas punteadas).

CUADRO 3. Contenido de cada litotipo en las muestras de areniscas de la Formación Cuculí.

Muestra	Qm (%)	Qp (%)	Pl (%)	Plz (%)	Fk (%)	Lva (%)	Lvm (%)	Lm (%)	Acc (%)	Total (%)
631	24,5	3	2,5	0,5	15	34,5	9,5	0	11	100
635	27	0	9,5	5	5	17	22	5	9,5	100
642	29,5	8	7	0	7,5	13	11,5	13	10,5	100
650	20	7,5	7	0	6,5	13	7	32,5	6,5	100
654	26,5	6,5	7	0	6,5	15	8	24	6,5	100

Formación Cuculí reportadas por Fosdick *et al.* (2017), las cuales presentan similares resultados y se ubican en el campo de arco volcánico (Qm-F-Lt) y arco volcánico y orógeno reciclado (Qt-F-L), aunque en este último caso ambas muestras tienen un menor contenido de líticos, en comparación con las de este trabajo, reflejando una mayor madurez.

EVOLUCIÓN TECTOSSEDIMENTARIA DE LA FORMACIÓN CUCULÍ

Las rocas de la Formación Cuculí pertenecen al relleno sedimentario de la cuenca de antepaís de Bermejo que se encuentra íntimamente ligada a la estructuración de la Precordillera, por lo que la evolución

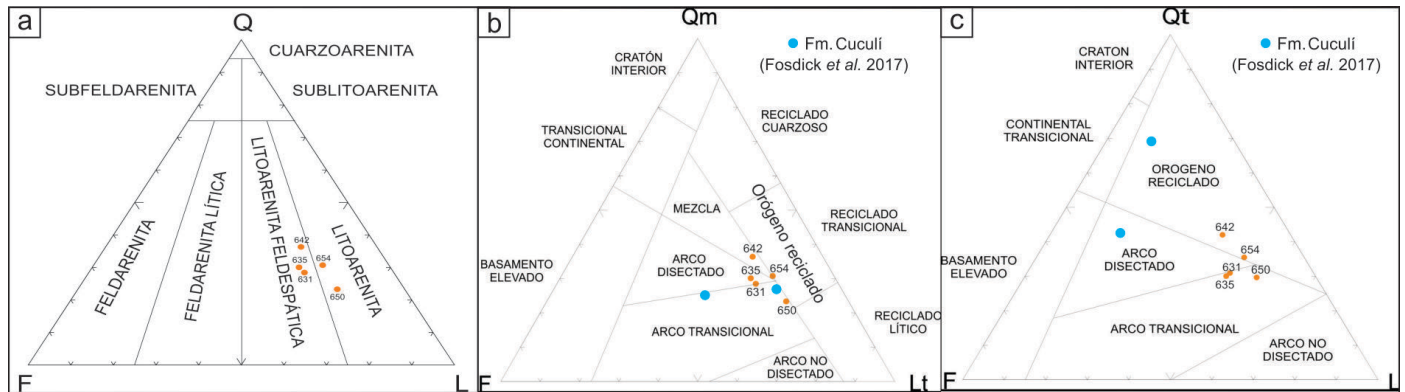


Figura 6. a) Clasificación de las muestras de areniscas de la Formación Cuculí, según Folk *et al.* (1970); b-c) Diagramas de procedencia, según Dickinson *et al.* (1983), para las mismas muestras, sumadas a las que reportaron Fosdick *et al.* (2017) para la Formación Cuculí.

paleoambiental de sus depósitos sinorogénicos estuvo fuertemente influenciada por el avance del frente de corrimientos desde el oeste hacia el antepaís (Johnson *et al.* 1986, Beer y Jordan 1989, Jordan *et al.* 1990, 1993, 2001, Milana *et al.* 2003, Fosdick *et al.* 2015, 2017).

La Formación Cuculí muestra en la base depósitos de origen eólico, interpretados como un campo de dunas con mantos de crecientes esporádicos (asociación de facies 1). La generación de estos niveles habría sido favorecida por un contexto climático árido a semiárido (Swezey 2003, Tripaldi y Limarino 2005). Estas condiciones se debieron a un considerable desarrollo del frente cordillerano, entre los 20 y 15 Ma, que bloqueó el ingreso de corrientes húmedas desde el Pacífico generando así un desierto de sombra pluviométrica en el área precordillerana (Jordan *et al.* 1993, Irigoyen *et al.* 2000, Ruskin y Jordan 2007). A su vez, la acumulación y preservación de estos depósitos eólicos no sólo requirieron de la disponibilidad de arena y de condiciones climáticas favorables, sino que también se vieron favorecidos por las altas tasas de subsidencia durante las etapas iniciales del desarrollo de la cuenca de antepaís, donde se genera un amplio espacio de acomodación, sumado a la poca disponibilidad de sedimentos fluviales por ausencia de una red integrada de cursos de agua (Tripaldi 2012).

Luego se registra un cambio en el ambiente deposicional, pasando de niveles eólicos a fluviales pertenecientes a la asociación de facies 2, que habría sido originado por el incipiente ascenso de la Precordillera. Este proceso generó una

red de drenaje integrada próxima al área de estudio (Jordan *et al.* 1990), posibilitando así el desarrollo de depósitos fluviales (Jordan *et al.* 2001), los cuales son interpretados como un sistema fluvial distributivo de tipo *anabranching* multicanalizado o mega-abanico, caracterizado por una red de canales que descienden desde un ápice, pierden confinamiento al derivar en una cuenca sedimentaria y presentan una zonación definida por una variación del tamaño de grano aguas abajo (Fig. 8) (Weissmann *et al.* 2010, Davidson *et al.* 2013). A su vez, los mega-abanicos suelen estar asociados a cuencas de antepaís continentales, donde ríos antecedentes que atraviesan el frente de corrimientos, drenan sus aguas hacia grandes planicies no confinadas de bajo relieve (Wells y Dorr 1987, Sinha y Friend 1994, DeCelles y Cavazza 1999, Horton y DeCelles 2001). Considerando estas características, coincidentes con la cuenca de Bermejo al momento de la depositación de estas rocas, y teniendo en cuenta la zonación que presentan los sistemas fluviales distributivos de tipo *anabranching* multicanalizado, se ha interpretado que los depósitos de la asociación de facies 2 corresponden a la zona intermedia a distal del mismo, la asociación de facies 3 representa la zona intermedia, mientras que las asociaciones 4 y 5 corresponden a una zona intermedia a proximal y proximal, respectivamente.

Por otro lado, la evolución de los depósitos fluviales presenta una tendencia grano y estratocreciente, gradando desde canales someros junto a abundantes crecidas en manto y niveles pelíticos de planicies de inundación (asociación de facies 2) a

depósitos netamente conglomerádicos de lentes amalgamadas en el tope del perfil (asociación de facies 5). Esto refleja, a su vez, depósitos dominados por agradación de espesos bancos pelíticos que evidencian una amplia disponibilidad de espacio de acomodación en la cuenca, que luego gradan a fajas de canales amalgamados generados en condiciones de poco espacio de acomodación y escaso o nulo desarrollo de depósitos de planicie de inundación (Suriano *et al.* 2015). Asimismo, la presencia de intraclastos dentro de los canales, sumado a la ausencia de depósitos de albardón y de desbordamiento en la planicie de inundación, son evidencias del desarrollo de canales incisos de alta energía y que no experimentaban migración lateral, aunque si frecuente avulsión (Horton y DeCelles 2001, Uba *et al.* 2005). Para arribar a una explicación de esta tendencia que muestra el perfil, deben tenerse en cuenta los factores que pueden condicionar la evolución de los mega-abanicos. Los mismos progresan de manera autocíclica al concentrar su actividad en lóbulos que posteriormente son abandonados debido a la avulsión de los canales, los cuales migran lateralmente pudiendo ser reactivados en el futuro (Gohain y Parkash 1990, DeCelles y Cavazza 1999, Assine *et al.* 2014). Sin embargo, esta evolución se puede ver afectada por dos grandes variables como son la tectónica y el clima (Horton y DeCelles 2001), las cuales pueden controlar el ingreso de sedimentos a la cuenca, la descarga de agua, la tasa de subsidencia y la disponibilidad de espacio de acomodación, entre otros factores (Burbank y Reynolds 1988, He-

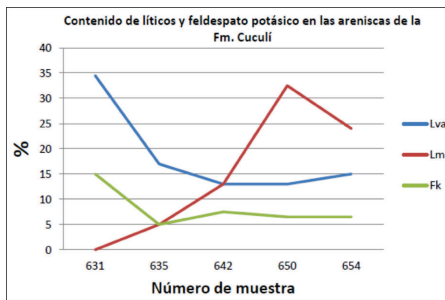


Figura 7. Contenido de líticos volcánicos ácidos (Lva), líticos metamórficos (Lm) y feldespato potásico (Fk) para las areniscas de la Formación Cuculí.

ller *et al.* 1988, Flemings y Jordan 1989, Fraser y DeCelles 1992, Tucker y Slingerland 1996, Gupta 1997, Schlunegger *et al.* 1997, 1998, Robinson y Slingerland 1998).

Restringiendo el análisis a la secuencia estudiada, la tendencia grano y estratocreciente, sumado a la disminución de depósitos pelíticos hacia el tope del perfil, reflejan una progradación de la cabecera del mega-abanico hacia el antepaís (Clemente y Perez-Arlucea 1993, Crews y Ethridge 1993, DeCelles y Cavazza 1999, Horton y DeCelles 2001). Dicha evolución no sería de carácter autocíclico, ya que la progradación de un canal sobre los depósitos previos podría justificar el paso de la asociación de facies 2 a la 3, por ejemplo, pero no explicaría la tendencia general que muestra el perfil. De esta manera, la secuencia se habría visto afectada por un factor alocíclico, y teniendo en cuenta que las condiciones climáticas semiáridas ya estaban previamente establecidas a la depositación de la Formación Cuculí (Tripaldi y Limarino 2005, Tripaldi 2012), la tectónica sería el causante de la progradación del mega-abanico. Dicha variable se habría manifestado mediante el avance del frente orogénico desde el oeste, y hacia el antepaís, a partir de la generación de los corrimientos Blanco y Blanquitos (Fig. 1b), ambos contemporáneos a la sedimentación de la Formación Cuculí (Allmendinger y Judge 2014), que habrían generado la migración de la cabecera del abanico hacia el antepaís, dando lugar a la progradación de los sistemas fluviales. Complementando este análisis paleoambiental, la procedencia de los sedimentos que componen la unidad habría estado fuertemente influenciada por la Cordillera Frontal, ya que la misma constituía un

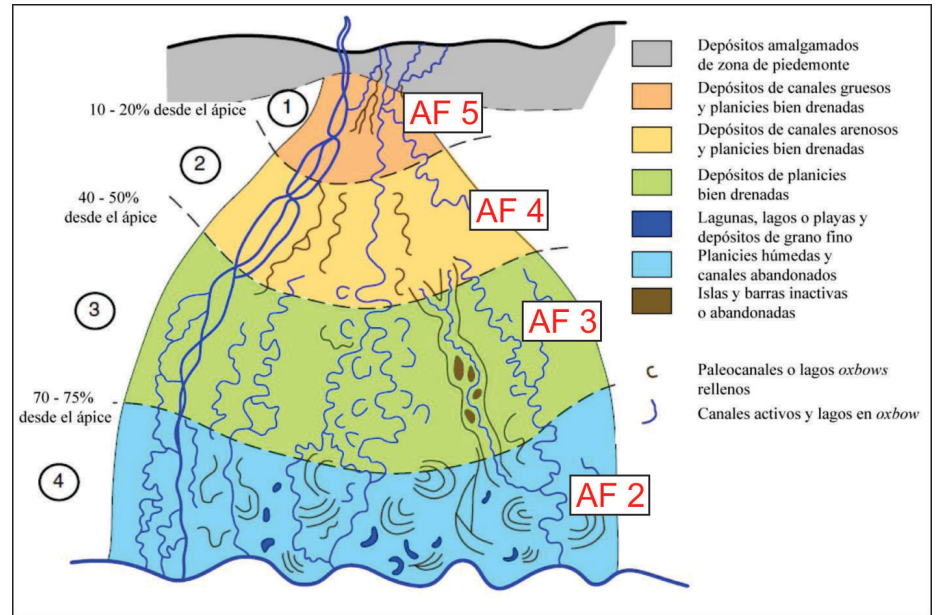


Figura 8. Zonación de un sistema fluvial distributivo anabranching multicanalizado (modificado de Davidson *et al.* 2013) y asociaciones de facies fluviales definidas para la Formación Cuculí. 1) Zona proximal. 2) Zona proximal-intermedia. 3) Zona intermedia. 4) Zona distal.

alto topográfico para esta época, mientras que la Precordillera ya había comenzado a levantarse (Jordan *et al.* 1993, 2001, Allmendinger y Judge 2014). De esta manera, los extensos afloramientos volcánicos, Permo-triásicos y Neógenos junto a los cuerpos plutónicos ácidos Permo-triásicos (Cordillera Frontal) habrían aportado los clastos de cuarzo, feldspatos, líticos volcánicos y plagioclasas zonadas, mientras que la Precordillera habría sido responsable del aporte de líticos metamórficos erodados de las unidades paleozoicas que han sufrido algún grado de metamorfismo, como son las formaciones Yerba Loca, La Chilca, Talacasto, Punta Negra y Los Espejos (Braccacini 1950, Furque 1963, Cuerda 1966, Padula *et al.* 1967). El aporte de sedimentos de estas formaciones es mayor hacia el tope del perfil analizado, lo cual se traduce en un aumento en el contenido de líticos metamórficos (Fig. 7), atribuido a la generación de las estructuras mencionadas previamente, que levantan la Precordillera Central exponiendo estas unidades. Además, la migración de la zona de aporte hacia el este generó una disminución de clastos de feldespato potásico y de líticos volcánicos ácidos (Fig. 7), que implicaría un menor aporte desde la Cordillera Frontal, probablemente bloqueado por la topografía elevada de la Precordillera.

CONCLUSIONES

El estudio sedimentológico y paleoambiental de la Formación Cuculí permitió dividirla en cinco asociaciones de facies. La asociación de facies 1 es interpretada como un campo de dunas con mantos de crecientes esporádicos, mientras que las restantes asociaciones de facies (asociación de facies 2, 3, 4 y 5) pertenecen a depósitos de un sistema fluvial distributivo o mega-abanico de tipo *anabranching* multicanalizado.

La evolución de la secuencia estudiada comienza con niveles de origen eólico en su base, generados en una cuenca de antepaís con altas tasas de subsidencia y clima semiárido, que son cubiertos por sistemas fluviales distributivos. Este cambio en las condiciones paleoambientales se debió al avance del frente montañoso desde el oeste y, por lo tanto, a una mayor cercanía de los cursos de agua que derivaban de la zona pedemontana.

La tendencia grano y estratocreciente que muestran los depósitos fluviales de la Formación Cuculí documentan la progradación de la cabecera del mega-abanico, como consecuencia del avance del frente de corrimientos de la Precordillera Central hacia el antepaís.

Las modas detríticas de las areniscas de la Formación Cuculí implican una impor-

tante contribución de líticos, tanto volcánicos como metamórficos, cuya procedencia habría sido de la Cordillera Frontal y la Precordillera, respectivamente. Esta última habría tenido una mayor influencia durante la última etapa de depositación de la unidad, debido a que los corrimientos que la estructuraron exponen rocas paleozoicas que generan una mayor señal de líticos metamórficos en las areniscas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a los árbitros de la revista, Sebastián Oriolo y Ana María Tedesco, las valiosas sugerencias efectuadas. Asimismo, este trabajo fue financiado por el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires en el marco del Trabajo Final de Licenciatura del Lic. Ignacio Tamagno y por la Agencia de Promoción Científica y Tecnológica a través del proyecto PICT-2016-0269.

REFERENCIAS

- Allen, J.R.L. 1962. Intraformational conglomerates and scoured surfaces in the lower old red sandstone of the Anglo-Welsh cuvette. *Geological Journal* 3: 1-20.
- Allen, J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (Low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-293.
- Allmendinger, R.W. y Judge, P.A. 2014. The Argentine Precordillera: A foreland thrust belt proximal to the subducted plate. *Geosphere* 10: 1203-1218.
- Assine, M.L., Corradini, F.A., Pupim, F. y McGlue, M.M. 2014. Channel arrangements and depositional styles in the Sao Lorenzo fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. *Sedimentary Geology* 301: 172-184.
- Azcuy, C.L. y Morelli, J.R. 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista Asociación Geológica Argentina* 25: 405-429.
- Baldis, B.A., Beresi, M., Bordonaro, L.O. y Vaca, A. 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología Argentina, Actas 4: 399-445, Buenos Aires.
- Beer, J.A. y Jordan, T.E. 1989. The effects of Neogen thrusting on deposition in the Bermejo basin, Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology* 59: 330-345.
- Bracaccini, O. 1946. Contribución al conocimiento de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina (primera parte). *Boletín de Informaciones Petroleras* 258: 81-105.
- Bracaccini, O. 1950. Investigaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 301: 1-34.
- Bridge, J.S. y Tye, R.S. 2000. Interpreting the dimensions of ancient fluvial channel bars, channels and channel belts from wireline-logs and cores. *AAPG Bulletin* 84: 1205-1228.
- Burbank, D.W. y Reynolds, R.G.H. 1988. Stratigraphic keys to the timing of thrusting in terrestrial foreland basins: Applications to the northwestern Himalaya. En: Kleinspehn, K.L. y Paola, C. (eds.), *New Perspective in Basins Analysis*. Springer-Verlag, 331-351, New York.
- Cahill, T. e Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97: 503-529.
- Cant, D.J. y Walker, R.G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25: 625-648.
- Caselli, A.T., Marensi, S., Tripaldi, A., Limarino, C.O. y Gagliardo, M.L. 2002. Análisis paleoambiental y correlación estratigráfica de la Formación Puesto La Flecha (Terciario), provincia de La Rioja. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas: 679-683, El Calafate.
- Clemente, P. y Perez-Arlucea, M. 1993. Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros basin, north-central Spain. *Journal of Sedimentology Petrology* 63: 437-452.
- Collinson, J.D. 1986. Alluvial Sediments. En: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, 20-63, Oxford.
- Crews, S.G. y Ethridge, R.G. 1993. Laramide tectonics and humid alluvial fan sedimentation, NE Unita Uplift, Utah and Wyoming. *Journal of Sedimentology Petrology* 63: 420-436.
- Cuerda, A.J. 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (Provincia de La Rioja). 2° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 79-94, Salta.
- Cuerda, A.J. 1966. Formación La Chilca, Silúrico Inferior, San Juan. Comisión de Investi-
- gaciones Científicas de Buenos Aires, Notas 4: 3-12.
- Cuerda, A.J. y Furque, G. 1981. Depósitos Carbónicos de la Precordillera de San Juan, Parte I, Comarca del Cerro La Chilca (Río Francia). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36: 187-196.
- Davidson, S.K., Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J. y Scuderi, L.A. 2013. Geomorphic elements on modern distributive fluvial systems. *Geomorphology* 180-181: 82-95.
- DeCelles, P.G. y Cavazza, W. 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland systems. *Geological Society of America Bulletin* 111: 1315-1334.
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 695-707.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., 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 American Bulletin* 94: 222-235.
- Flemings, P.B. y Jordan, T.E. 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal of Geophysical Research* 94: 3851-3866.
- 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.
- Fosdick, J.C., Carrapa, C. y Ortiz, G. 2015. Faulting and erosion in the Argentine Precordillera during changes in subduction regime: Reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth and Planetary Science Letters* 432: 73-83.
- Fosdick, J.C., Reat, E.J., Carrapa, B., Ortiz, G. y Alvarado, P.M. 2017. Retroarc basin reorganization and aridification during Paleogene uplift of the southern central Andes. *Tectonics* 36: 493-514.
- Fraser, G.S. y DeCelles, P.G. 1992. Geomorphic control on sediment accumulation at margins of foreland basins. *Basin Research* 4: 233-252.
- Frenguelli, J. 1944. Apunte acerca del Paleozoico Superior del Noroeste Argentino. *Revista Museo La Plata. Sección Geología, II. La Plata*.
- Furque, G.P. 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b-Guandacol. Dirección Nacional de

- Geología y Minería, Boletín 92: 72 p., Buenos Aires.
- Furque, G. 1979. Descripción geológica de la hoja 18c, Jáchal, Provincia de San Juan: carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. República Argentina, Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional.
- Furque, G. 1983. Descripción Geológica de la Hoja 19c-Ciénaga de Gualilán (Prov. de San Juan). Servicio Geológico Nacional, Boletín 193: 111 p., Buenos Aires.
- Furque, G.P., de González, P. y Caballé, M.F. 1999. Descripción Geológica de la Hoja 3169-II, San José de Jáchal (versión preliminar), Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Minero Argentino e Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 259: 52 p., Buenos Aires.
- Gazzi, P. 1966. Le arenarie del flysch sopra-cretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica et Petrographica*, Acta 12: 69-97.
- Gohain, K. y Parkash, B. 1990. Morphology of the Kosi megafan, En: Rachocki, A.H. y Church, M. (eds.), *Alluvial fans: A field approach*. John Wiley and Sons, 151-178, Chichester.
- Gupta, S. 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology* 25: 11-14.
- Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J. y Warwick, G.L. 2010. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution and controls on development. *Journal of Sedimentary Research* 80: 167-183.
- Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S. y Paola, C. 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology* 16: 501-504.
- Horton, B.K. y DeCelles, P.G. 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust-belts. *Basin research* 13: 43-63.
- Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24: 361-387.
- Ingersoll, R.V., Bullard, 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.
- Irigoyen, M.V., Buchan, K.L. y Brown, R.L. 2000. Magnetostratigraphy of neogene Andean foreland-basin strata, lat 33 S, Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 112: 803-816.
- Japas, M.S., Ré, G.H., Oriolo, S. y Vilas, J.F. 2015. Palaeomagnetic data from the Precordillera fold and thrust belt constraining Neogene foreland evolution of the Pampean flat-slab segment (Central Andes, Argentina). *Geological Society, London, Special Publications* 425: 81-105.
- Johnson, N.M., Jordan, T.E., Johnson, P.A. y Naeser, C.W. 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan province, Argentina. *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 8: 63-75.
- Johnson, P.A., Johnson, N.M., Jordan, T.E. y Naeser, C.W. 1984. Magnetic polarity stratigraphy and age of the Quebrada del Cura, Rio Jáchal, and Mogna Formations near Huaco, San Juan province, Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino 3: 81-96, San Carlos de Bariloche.
- Jordan, T. y Damanti, J. 1990. Estudios paleogeográficos de cuencas neogénicas, San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 247-250, San Juan.
- Jordan, T., Ruddy, P., Mc Rae, L., Beer, J., Tabbutt, K. y Damanti, J. 1990. Magnetic polarity of the Miocene Rio Azul Section, Precordillera thrust belt, San Juan Province, Argentina. *Journal of Geology* 98: 519-539.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R.E. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101: 135-156.
- Jordan, T.E., Schlunegger, F. y Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 775-798.
- Kelly, J.G. 1961. Geología de las sierras de Moquina y perspectivas petrolíferas, Dto. de Jáchal, Provincia de San Juan. YPF, Gerencia Exploración (inédito), Buenos Aires.
- Langford, R. y Chan, M.A. 1989. Fluvial eolian interactions. Part II: ancient systems. *Sedimentology* 36: 1037-1051.
- Miall, A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits. *Sedimentary Facies, Basin analysis, and Petroleum Geology*. Springer, 582 p., Nueva York.
- Milana, J.P., Bercowsky, F. y Jordan, T.E. 2003. Paleoaambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna, y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 58: 447-443.
- Nanson, G.C. y Croke, J.C. 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4: 459-486.
- Ortiz, A. y Zambrano, J. 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. 8° Congreso Geológico Argentino, San Luis 3: 59-74.
- Padula, E.L., Roller, E.O., Mingramm, A.R.G., Criado Roqué, P., Flores, M.A. y Baldi, B.A. 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Proceedings* 2: 165-199, Calgary.
- Picard, M.D. y High, L.R. 1973. Sedimentary Structures of Ephemeral Streams. *Developments in Sedimentology* 17, Elsevier, 223 p., Amsterdam.
- Platt, N.H. y Keller, B. 1992. Distal alluvial deposits in a foreland basin setting-the Lower Freshwater Molasse (Lower Miocene), Switzerland: sedimentology, architecture and paleosols. *Sedimentology* 39: 545-565.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22: 183-190.
- Ramos, V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision* 204: 31-65.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Robinson, R.A.J. y Slingerland, R.L. 1998. Grain-size trends, basin subsidence and sediment supply in the Campanian Castle-gate Sandstone and equivalent conglomerates of central Utah. *Basin Research* 10: 109-127.
- Ruskin, B.G. y Jordan, T.E. 2007. Climate change across continental sequence boundaries: paleopedology and lithofacies of Iglesia Basin, northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 77: 661-679.
- Schlunegger, F., Jordan, T.E. y Klaper, E.M. 1997. Controls of erosional denudation in the orogen of foreland basin evolution: The Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. *Tectonics* 16: 823-840.
- Schlunegger, F., Slingerland, R. y Matter, A.

1998. Crustal thickening and crustal extension as controls on the evolutions of the drainage network of the central Swiss Alps between 30 Ma and the present: constraints from the stratigraphy of the north Alpine Foreland Basin and the structural evolution of the Alps. *Basin Research* 10: 197-212.
- Sinha, R. y Friend, P.F. 1994. River systems and their sediment flux, Indo-Gangetic plains, northern Bihar, India. *Sedimentology* 41: 825-845.
- Stanistreet, I.G. y Stollhofen, H. 2002. Hoanib River flood deposits of Namib Desert interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs. *Sedimentology* 49: 719-736.
- Suriano, J., Limarino, C.O., Tedesco, A.M. y Alonso, M.S. 2015. Sedimentation model of piggy back basins: Cenozoic examples of San Juan Precordillera, Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 399: 221-244.
- Swezey, C.S. 2003. The role of climate in the creation and destruction of continental stratigraphic records: an example from the northern margin of the Sahara Desert. En: Cecil, C.B., Edgar, N.T. (eds.). *Climate Control on Stratigraphy*. SEPM, Special Publication 77: 207-225.
- Tripaldi, A. y Limarino, C.O. 2005. Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 19: 343-357.
- Tripaldi, A. 2012. La Formación Vallecito como ejemplo de sedimentación eólica cenozoica de las cuencas andinas del Noroeste Argentino: Paleoambientes y consideraciones estratigráficas y paleoclimáticas. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 64: 55-71.
- Tucker, G.E. y Slingerland, R. 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research* 8: 329-349.
- Turnbridge, I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation. Some criteria for recognition with an example from Devonian of SW England. *Sedimentary Geology* 28: 79-85.
- Turnbridge, I.P. 1984. Facies model for a Sandy ephemeral stream and clay playa complex: the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, UK. *Sedimentology* 31: 697-715.
- Uba, C.E., Heubeck, C. y Hulka, C. 2005. Facies analysis and basin architecture of the Neogene Subandean synorogenic wedge, southern Bolivia. *Sedimentary Geology* 180: 91-123.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olsen, M., Buehler, H. y Ban-teah, R. 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology* 38: 39-42.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M.E., Buehler, H.A. y Massengill, L.C. 2011. Alluvial facies distribution in continental sedimentary basins - distributive fluvial systems. En: Davidson, S.K., Leleu, S. y North, C.P. (eds.), *From River to Rock Record: the Preservation of Fluvial Sediments and their Subsequent Interpretation*. SEPM, Special Publication 97: 327-355.
- Wells, N.A. y Dorr, J.A.J. 1987. Shifting of the Kosi River, northern India. *Geology* 15: 204-207.
- Yañez, G., Ranero, C.R., von Huene, R. y Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106: 6325-6345.

Recibido: 15 de abril, 2018

Aceptado: 8 de agosto, 2018