

# Evolución paleoambiental de la Formación Vinchina (Mioceno) en la sierra de Los Colorados, La Rioja, Argentina

Laura Jazmín SCHENCMAN<sup>1,2</sup>, Sergio A. MARENSSI<sup>1,2</sup>, Marianela DÍAZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGBA- CONICET- UBA).

<sup>2</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA), Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

Email: jazminsch@gmail.com

Editor: Diego A. Kietzmann

## RESUMEN

La Formación Vinchina fue depositada entre los 16 y 8 Ma en una cuenca de antepaís fracturada del noroeste de la Argentina, registrando sedimentación en ambientes continentales, alcanzando un espesor de 6 kilómetros. Estudios de detalle realizados en la sierra de Los Colorados permitieron reconocer trece facies sedimentarias que representan ambientes fluviales, de interacción eólica-fluvial, aluviales, lacustres y eólicos. La distribución lateral de las facies permitió separar tres sectores: norte, centro y sur. El primero presenta la mayor abundancia de conglomerados y el mayor tamaño en los clastos. El sector central comprende areniscas y pelitas en proporciones similares, mientras que en el sur dominan las pelitas. Esta variación litológica permite suponer que el patrón de distribución de los sedimentos fue norte-sur. La evolución paleoambiental es sintetizada en cuatro estadios. Durante la etapa 1 (parte baja del Miembro Inferior) el sedimento era transportado por sistemas entrelazados efímeros y retrabajado por el viento (interacción eólica-fluvial). En la etapa 2 (resto del Miembro Inferior) predomina del transporte fluvial (sistemas anastomosados) y lóbulos terminales. La región continuaba en una posición distal respecto al área montañosa más cercana (sierra del Toro Negro). El tercio inferior del Miembro Superior (etapa 3) presenta sistemas entrelazados gravo-arenosos (norte), entrelazados areno-gravosos y meandriiformes (región central) y anastomosados que engranan con sistemas eólicos y de interacción eólica-fluvial (sur). Durante la etapa 4 (parte superior del Miembro Superior) se desarrollaron sistemas meandriiformes en el sector medio que proveían sedimento fino a sistemas lacustres efímeros ubicados en el extremo sur.

**Palabras clave:** *Formación Vinchina, Mioceno, Paleoambientes, Antepaís*

## ABSTRACT

Paleoenvironmental evolution of the Vinchina Formation (Miocene) along the Sierra de Los Colorados, La Rioja, Argentina  
The Vinchina Formation was deposited between 16 and 8 My in a broken foreland basin, recording sedimentation in continental environments, reaching a huge thickness (around 6 km). Thirteen sedimentary facies were defined along the Sierra de Los Colorados representing fluvial, eolian-fluvial interaction, alluvial, lacustrine and eolian environments. The lateral distribution of the facies allowed to distinguish three sectors: north, center and south. The northern area shows the greatest abundance of conglomerates and the largest size clasts. The central sector comprises sandstones and mudstones in similar proportions, whereas in the south mudstones predominate. This lithological variation allows supposing that sediments distribution pattern was north- south. The vertical evolution of sedimentary paleoenvironments can be synthesized in four stages. Stage 1 comprises the basal deposits (basal part of the Lower Member): the sediment was transported by ephemeral braided systems and later reworked by wind processes (eolian-fluvial systems). Stage 2 comprises the maining part of the Lower Member and it is characterized by fluvial transport by anastomosed rivers and terminal lobes systems. The region continued in a distal position respect to the nearest elevated area (Sierra de Toro Negro), which experienced coeval rising. The lower third of the Upper Member corresponds to stage 3 when river systems were sand-gravel braided (north), were sand-gravel braided and meandering (central region), and anastomosed that engage with eolian systems (south). During stage 4 (upper portion of the Upper Member) meandering systems were developed (middle sector), which provided an important amount of fine-grained sediment to ephemeral lacustrine systems (south).

**Keywords:** *Vinchina Formation, Miocene, Paleoenvironments, Foreland*

## INTRODUCCIÓN

Las cuencas de antepaís andinas del oeste y noroeste argentino alcanzaron probablemente su máximo desarrollo durante el Mioceno y en ellas se acumularon miles de metros de sedimentos en ambientes exclusivamente continentales. Dentro de este contexto, la Formación Vinchina fue interpretada como una clásica sucesión de antepaís de 5500 metros de espesor depositada en las Sierras Pampeanas Noroccidentales durante el Mioceno Superior (Turner 1964, Ramos 1970, Limarino *et al.* 1999, Tripaldi *et al.* 2001, Ciccioli *et al.* 2010, 2011). En ella prevalecen sedimentitas de origen fluvial con una amplia diversidad litológica, de geometría de los depósitos de canal, variedad de acumulaciones en las planicies de inundación y patrones de ciclicidad.

Aunque existen estudios previos sobre los ambientes sedimentarios de la Formación Vinchina (Tripaldi *et al.* 2001, Ciccioli *et al.* 2013a), en la actualidad no se dispone de un análisis integral de la unidad tendiente a conocer las variaciones temporo-espaciales de los sistemas de acumulación sedimentaria. Para este fin se relevó la Formación Vinchina en siete localidades a lo largo de la sierra de Los Colorados, lo que permitió analizar cómo los sistemas depositacionales se correlacionaban lateralmente y evolucionaban temporalmente.

## UBICACIÓN Y MARCO GEOLOGICO

La zona de estudio corresponde a la sierra de Los Colorados, noroeste de la provincia de La Rioja, en la provincia geológica de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, entre los 28°54'30" y 28°28'50" de latitud sur y los 68°25'24" y 68°07'00" de longitud oeste (Fig. 1). La Sierra de Los Colorados se extiende en dirección noreste-sudoeste, limitando al norte y al sur con bloques de basamento cristalino (Precámbrico) que constituyen las sierras de Toro Negro y Umango-Espinal, respectivamente. Al este el valle del río Grande de Valle Hermoso la separa de la sierra del Famatina y por el oeste el Bolsón de Jagüé la separa de la Precordillera (Fig. 1).

Los primeros trabajos desarrollados en la

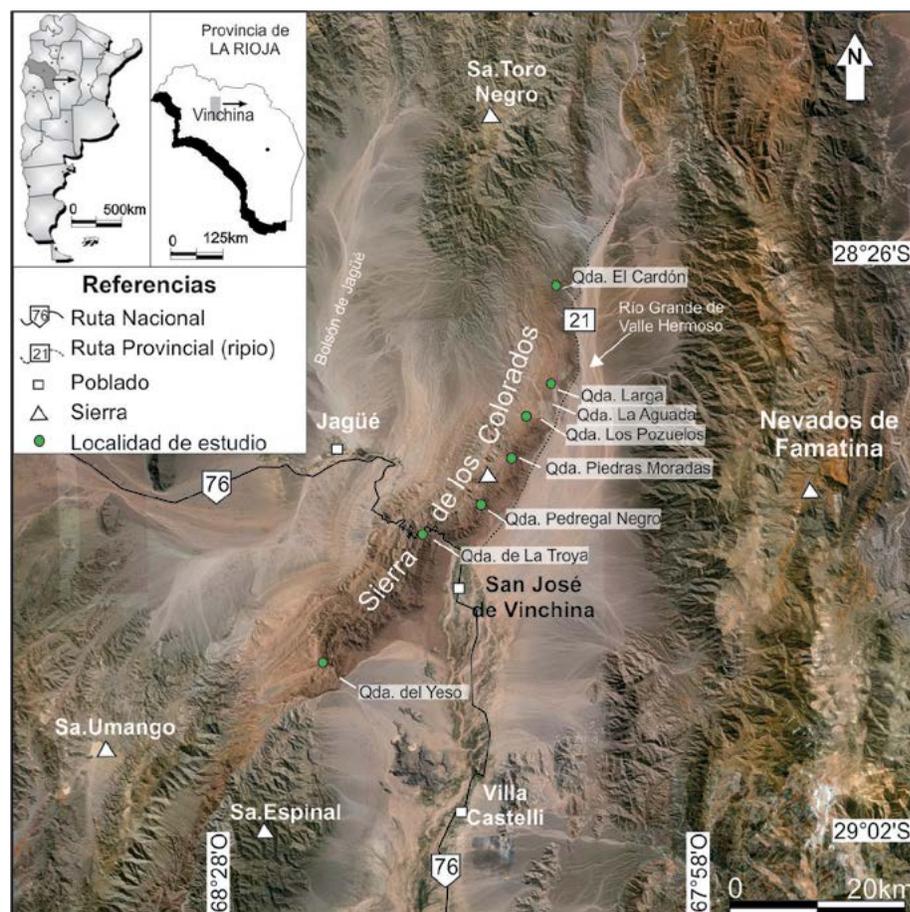
región datan de fines del siglo XIX, pero fue Turner (1964) quien definió formalmente a la Formación Vinchina en la Hoja Geológica 15c. Vinchina y le asignó una edad miocena. Ramos (1970) reconoció dos miembros denominados Inferior y Superior, separados por una discordancia levemente erosiva de bajo ángulo (Marensi *et al.* 2000).

La Formación Vinchina se apoya en discordancia sobre sedimentitas eólicas que fueron correlacionadas con la Formación Vallecito (Ciccioli *et al.* 2010), correspondientes al Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Fosdick *et al.* 2017), y es cubierta del mismo modo por los depósitos fluviales de la Formación Toro Negro (Ramos 1970) del Mioceno tardío-Pleistoceno temprano (Amidon *et al.* 2016). Presenta una potencia que varía según la localidad analizada entre 2700 m en la quebrada Los Pozuelos (Fig. 1) y 6500 m en la quebrada del Yeso (Fig. 1, Schencman 2016).

Se constituye mayormente por areniscas y pelitas, presentando proporciones variables de conglomerados según la posición en la que se la observe, disminuyendo la frecuencia de los mismos de norte a sur (Schencman 2016).

La edad miocena de los depósitos de la Formación Vinchina fue recientemente reforzada a partir de dataciones U-Pb sobre zirrones volcánicos colectados en tres niveles tobáceos de esta unidad. Ciccioli *et al.* (2014) reportaron una edad de  $15,6 \pm 0,4$  Ma para un nivel cercano a la base de la Formación Vinchina en el área de La Cueva (Precordillera), y otra edad de  $9,24 \pm 0,034$  Ma para una toba del tercio superior de la unidad en la quebrada de Los Pozuelos. Por otra parte, Collo *et al.* (2017) obtuvieron una edad máxima de  $12,62 \pm 0,4$  Ma para un conspicuo nivel tobáceo del Miembro Inferior en la quebrada de La Troya.

Numerosos trabajos de detalle referidos a



**Figura 1.** Mapa de ubicación de la zona de estudio. Se indican los principales centros habitados, rasgos del relieve, así como las siete localidades estudiadas.

la sedimentación y la evolución paleoambiental se han efectuado en la región. Tripaldi *et al.* (2001) estudiaron la unidad en su sección tipo (quebrada La Troya), y definieron siete asociaciones de facies; mientras que Ciccio *et al.* (2013b) analizaron la arquitectura fluvial y la estratigrafía de la Formación Vinchina en la quebrada de Los Pozuelos. Ciccio *et al.* (2011) postularon la existencia de dos depocentros, el austral (depocentro La Troya) comprende las áreas de Guandacol-Las Juntas, el septentrional (depocentro Vinchina) incluye al área estudiada en la presente contribución. Además, los mencionados autores dividieron la historia de las cuencas (y su relleno) en cinco estadios: retroarco y retroarco transpresivo temprano, retroarco transpresivo tardío, antepaís transpresivo y por último antepaís canibalizado. La Formación Vinchina corresponde a las sucesiones acumuladas en los estadios segundo y tercero. Limarino *et al.* (2012) definieron siete secuencias depositacionales en función de las relaciones entre los perfiles de equilibrio, los cambios en los espacios de acomodación sedimentaria y el grado de confinamiento de los sistemas. Asimismo Marensi *et al.* (2015) reconocen la existencia de siete ciclotemas limitados por superficies de erosión subaérea, las que se producen como consecuencia de caídas del nivel de base. Sobre esta base los autores antes mencionados proponen la existencia de siete secuencias depositacionales y subdividen sus depósitos en cortejos de bajo y alto espacio de acomodación (Catuneanu 2006).

## METODOLOGÍA

Para este trabajo se levantaron perfiles sedimentológicos de detalle en siete quebradas que atraviesan parcial o totalmente la sierra de los Colorados (Fig. 1), cuyo propósito fue identificar las facies sedimentarias y sus variaciones tanto verticales como laterales, definir los elementos arquitecturales que caracterizan a cada una de ellas y las superficies que las limitan.

Sobre la base de las propuestas de Miall (1978, 1985, 1989, 2006), Holbrook (2001) y Bridge (1993) entre otros, se definió un conjunto de veintidós litofacies (Cuadro 1) y luego se construyó un esquema de

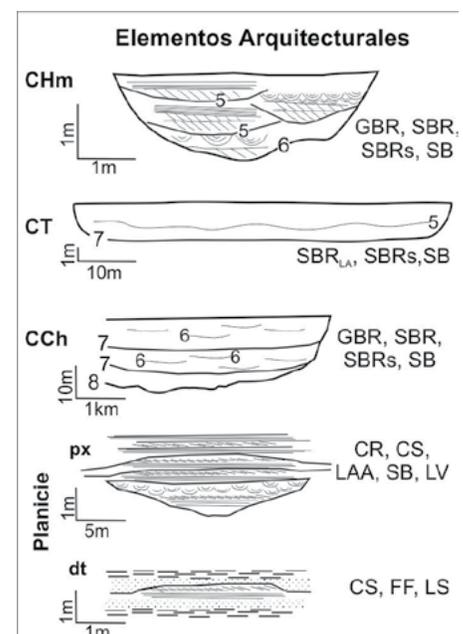
elementos arquitecturales que permiten caracterizar detalladamente los distintos ambientes fluviales de la Formación Vinchina (Cuadro 2, Fig. 2). La suma de litofacies y superficies limitantes (elementos arquitecturales) permitió identificar en primera instancia dos componentes principales en los sistemas fluviales: canales y planicies (Fig. 2). En cuanto a los canales se reconocieron tres arreglos principales: canales multiepisódicos (CHm), canales tabulares (CT) y complejos de canales (CCh). El primero de ellos corresponde a canales con relleno complejo, caracterizados por presentar morfología preservada y mostrar internamente más de un evento de relleno (Fig. 2). La base de estos canales corresponde a una superficie erosiva de 6° orden, cóncava hacia arriba y cada evento de relleno se encuentra limitado por superficies de orden 5° (Cuadro 3). Internamente presentan barras gravosas (GBR), barras arenosas (SBR), barras arenosas de bajo porte (SBRs) y formas de lecho arenosas (SB). Los canales tabulares (CT) presentan potencias inferiores al metro, por lo general de 50 cm y rellenos múltiples (dos o tres episodios). Internamente dominan las formas de lecho arenosas, tales como barras con acreción lateral ( $SBR_{LA}$ ), siendo las formas de acreción corriente abajo raramente identificadas ( $SBR_{DA}$ ). A su vez se han observado areniscas producto de la migración de barras arenosas de bajo porte (SBRs) y de formas de lecho arenosas (SB). Los complejos de canales (CCh) corresponden a litosomas lentiformes gravo-arenosos que se sueldan vertical y lateralmente, limitados por superficies de 8° orden; internamente se reconocen superficies de orden 7° separando las distintas fajas de canales (Cuadro 3). Entre las superficies de 8° y 7° orden se distinguen diferentes eventos de relleno del canal limitados en su base por superficies de 6° orden (Fig. 2).

Para determinar el ancho de los canales, dada la exposición de los afloramientos, se utilizaron las imágenes satelitales disponibles de la zona (GoogleEarth), en tanto que las potencias de los cuerpos canalizados expresadas corresponden al promedio de cada Facies definida, puesto que dado el espesor de la Formación analizada una medición individual resulta imposible de ser realizada.

Dentro de las planicies se reconocieron dos zonas: una proximal y otra distal (Fig. 2). En la primera dominan los elementos arquitecturales de mayor energía: canales de lóbulo de desbordamiento (CR), lóbulos de desbordamiento (CS) y lóbulos arenosos apilados (LAA), formas de lecho arenosas (SB) y albardones (LV), en tanto que en la planicie distal tienen lugar lóbulos de desbordamiento (CS), mantos de arena laminados (LS) y la decantación (finos de planicie, FF).

Por otra parte los depósitos de origen eólico, que representan una fracción minoritaria de la Formación Vinchina, proveen relevante información paleoambiental. Para una correcta caracterización se incorporaron tres litofacies adicionales que permitieron caracterizar adecuadamente los procesos de transporte y depositación de las areniscas producto de la acción del viento. Para facilitar la identificación se incorporó una “e” al final del nombre de la litofacies y de este modo distinguirlas de aquellas de origen fluvial.

Se describen a continuación las facies



**Figura 2.** Elementos arquitecturales agrupados en los arreglos presentes en la Formación Vinchina. CHm: canal multiepisódico, CT: canal tabular, CCh: complejo de canales, px: proximal, dt: distal, GBR: barra gravosa, SBR: barra arenosa, SBRs: barra arenosa somera, SB: formas de lecho arenosas,  $SBR_{LA}$ : barra arenosa con migración lateral, CR: canal de lóbulo de desbordamiento, CS: lóbulo de desbordamiento, LAA: lóbulos arenosos apilados, LV: albardón, FF: finos de planicie y LS: manto de arenas laminadas.

**CUADRO 1:** Litofacies definidas en la presente contribución, siguiendo la propuesta de Miall (1978, 1985, 2006). Las litofacies señaladas con (\*) fueron incorporadas para una mejor caracterización de los depósitos aquí analizados. Las litofacies que incluyen una “e” al final del nombre señalan el origen eólico.

| Código de litofacies | Descripción                                                                 | Interpretación                                                                                                              |
|----------------------|-----------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Bin/Gin              | Brechas y conglomerados intraformacionales                                  | Depósitos residuales de canal con escaso retrabajo                                                                          |
| Gmm                  | Conglomerado matriz soportado masivo                                        | Rápida depositación/Flujos hiperconcentrados/ Pérdida de competencia del medio                                              |
| Gcm                  | Conglomerado clasto soportado masivo                                        | Rápida depositación/Pérdida de competencia del medio                                                                        |
| Gh                   | Conglomerado con estratificación horizontal                                 | Migración de barras gravosas transversales                                                                                  |
| Gp                   | Conglomerado con estratificación entrecruzada tabular planar                | Migración de barras gravosas transversales de crestas rectas                                                                |
| Sm                   | Arenisca masiva                                                             | Rápida depositación/Flujos hiperconcentrados/Bioturbación                                                                   |
| Sh                   | Arenisca con laminación horizontal                                          | Lecho plano, bajo régimen de flujo. Con lineación primaria de corriente, alto régimen de flujo                              |
| Sl                   | Arenisca con laminación de bajo ángulo                                      | Migración de megaóndulas de crestas rectas poco pronunciadas o lecho plano inclinado, bajo régimen de flujo                 |
| Sr                   | Arenisca con laminación ondulítica                                          | Migración de óndulas, bajo régimen de flujo                                                                                 |
| Srw                  | Arenisca con laminación ondulítica de oleaje                                | Migración de óndulas, bajo régimen de flujo, flujo oscilatorio                                                              |
| Sp                   | Arenisca con estratificación entrecruzada tabular planar                    | Migración de megaóndulas de crestas rectas, bajo régimen de flujo                                                           |
| St                   | Arenisca con estratificación entrecruzada en artesa                         | Migración de megaóndulas de crestas sinuosas, bajo régimen de flujo                                                         |
| Srh (*)              | Arenisca con laminación ondulítica heterolítica                             | Migración de óndulas, alternancia de periodos de corrientes tractivas de baja energía con periodos de merma de la corriente |
| Src (*)              | Arenisca con laminación ondulítica escalante                                | Migración de óndulas con alto aporte de sedimento                                                                           |
| Sra (*)              | Arenisca con óndulas de adhesión                                            | Migración de óndulas con alternancia de periodos de exposición subaérea                                                     |
| Sa (*)               | Arenisca con antidunas                                                      | Migración de antidunas bajo un alto régimen de flujo                                                                        |
| Fm                   | Pelitas masivas                                                             | Decantación en ambiente tranquilo/Bioturbación                                                                              |
| Fl/Fr                | Pelitas laminadas                                                           | Decantación en ambiente tranquilo                                                                                           |
| Fg                   | Pelitas agrietadas                                                          | Decantación y deshidratación por exposición subaérea                                                                        |
| Spe                  | Arenisca con estratificación entrecruzada tabular planar de escala métrica  | Migración de protodunas/dunas/draas crecientes de crestas rectas                                                            |
| Ste                  | Arenisca con estratificación entrecruzada en artesa                         | Migración de dunas crecientes de crestas sinuosas                                                                           |
| Slge                 | Arenisca con laminación de bajo ángulo con gradación inversa de intralámينا | Migración de óndulas eólicas                                                                                                |

| Elemento arquitectural | Descripción                       | Litofacies              |
|------------------------|-----------------------------------|-------------------------|
| GBR                    | Barra gravosa                     | Gcm, Gh, Gp             |
| SBR <sub>LA</sub> (*)  | Barra arenosa con superficie LA   | Sh, Sl, Sp, St          |
| SBR <sub>DA</sub> (*)  | Barra arenosa con superficie DA   | Sh, Sl, Sp, St          |
| SBRs (*)               | Barra arenosa de bajo porte       | Sh, Sl                  |
| SB                     | Formas de lecho arenosas          | Sp, St, Sr, Src, Fl     |
| CR                     | Canal de lóbulo de desbordamiento | Sm, Sh, Sl, St          |
| CS                     | Lóbulo de desbordamiento          | Sm, Sh, Sr              |
| FF                     | Finos de planicie                 | Fl, Fm, Fg              |
| LS                     | Mantos de arenas laminadas        | Sh, Sr, Srh, Fl         |
| LAA (*)                | Lóbulos arenosos apilados         | Sm, Sh, Sp, Sra, Sr, Fl |
| LV                     | Albardón                          | Sr, Fl                  |

**CUADRO 2:** Elementos arquitecturales de origen fluvial de la Formación Vinchina, siguiendo la propuesta de Miall (1985). Los elementos señalados con (\*) han sido definidos específicamente para los depósitos aquí estudiados.

identificadas, comenzando por aquellas de origen fluvial seguidas por las aluviales, lacustres y eólicas (Cuadro 4).

## FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN VINCHINA

### Facies 1 (F1): Sistema fluvial entrelazado arenoso efímero

Esta facies muestra su mejor desarrollo en el perfil Los Pozuelos donde alcanza un espesor máximo de 392 metros. Está restringida al Miembro Inferior de la Formación Vinchina y, por lo general, al tramo basal de la misma. Predominan las areniscas finas a gruesas, seguidas en mucha menor proporción por pelitas y conglomerados que, en conjunto, representan menos del 15% de esta facies.

Cuerpos de areniscas de hasta 30 cm de espesor, separados por superficies planas a levemente irregulares, se apilan en litosomas de entre 1 y 2 m de espesor y decenas a centenas de metros de continuidad lateral, dando por resultado una geometría mantiforme a lentiforme. Estas areniscas presentan arreglos internos granodecrecientes, muestran en su base areniscas gravilosas y, hacia el techo, areniscas finas. Las areniscas gruesas a medianas son frecuentemente masivas (Sm), o laminación/estratificación horizontal (Sh, en ocasiones con lineación primaria de corriente), entrecruzamiento tabular planar y en artesa (Sp y St, respectivamente). También presentan laminación ondulítica, habitualmente con *climbing* (Src). En el techo de los bancos se observan trazas, pelitas con grietas de desecación (Fg) y, en ocasiones, delgadas cortinas pelíticas de pocos centímetros de espesor.

Por otra parte, fueron identificados cuerpos de areniscas finas y muy finas con laminación horizontal de hasta 5 m de espesor, que ocasionalmente se asocian a bancos tabulares de pelitas masivas y laminadas (Fm y Fl), de escaso espesor individual pero con numerosos apilamientos, los que conforman sucesiones de hasta 1 m de espesor.

Las psefitas comprenden ortoconglomerados matriz-soportados masivos o con estratificación horizontal (Gmm y Gh), con un tamaño promedio de clastos de 0,3 cm,

**CUADRO 3:** Superficies limitantes propuestas para los depósitos fluviales.

| Orden | Descripción                                                           | Geometría de la superficie                         |
|-------|-----------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|
| 9     | Superficies de incisión de gran escala                                | Fuertemente erosivas / Valle incidido              |
| 8     | Incisiones de relevancia local                                        | Erosivas, lateralmente planas o de valle incidido  |
| 7     | Bases de los complejos de canal                                       | Plana o cóncava hacia arriba, localmente irregular |
| 6     | Bases de canales individuales con forma preservada                    | Plana o cóncava hacia arriba                       |
| 5     | Base de episodios de llenado dentro de un canal individual            | Plana o cóncava hacia arriba                       |
| 4     | Formas de lecho preservadas                                           | Plana o convexa hacia arriba                       |
| 3     | Superficies erosivas de corte dentro de las macroformas (bajo ángulo) | Planas o irregulares                               |
| 2     | Límite de cosets                                                      | Planas o ligeramente irregulares                   |
| 1     | Límite de sets entrecruzados                                          | Planas                                             |

y un diámetro máximo de 2 centímetros. Los clastos son subredondeados y la composición lítica (vulcanitas y metamorfitas).

*Interpretación:* Los depósitos arenosos lentiformes, limitados en su base por superficies de bajo relieve, son interpretados como complejos de canales (CHm), en los que habrían migrado barras arenosas de bajo porte (SBRs) y mesoformas de canal (SB). En ocasiones, en la base de los rellenos de canal se identificaron delgados depósitos gravosos masivos (Gmm) o con estratificación horizontal (Gh) pobremente definida, atribuibles a residuos de canal (*lag*) y/o carpetas de tracción (Fig. 3).

Por otra parte, los cuerpos arenosos tabulares corresponden a mantos de arena laminados (LS) que conforman amplias zonas intercanal y se asocian con pelitas producto de la decantación de finos en la planicie de inundación (FF, Fig. 3).

La existencia de complejos de canales lentiformes, la muy escasa participación de pelitas frecuentemente con grietas de desecación, el pasaje lateral a depósitos de planicies de inundación arenosas y la reducida participación de sedimentos de tamaño grava, permite interpretar el ambiente depositacional como un sistema entrelazado arenoso efímero con canales pandos y extensas planicies arenosas. Características similares han sido señaladas por Bhattacharyya y Morad (1993), quienes interpretaron sistemas fluviales "entrelazados arenosos efímeros" a partir de depósitos cuyas características principales corresponden a entrecruzamientos

tabulares planares de muy bajo ángulo. A su vez la F1 presenta un arreglo sedimentario similar a los descritos por Doeglas (1962) y Williams y Rust (1969), quienes observaron areniscas con laminaciones de bajo ángulo, horizontales y entrecruzadas, en conjunto con muy delgadas coberturas pelíticas en los techos de los bancos arenosos y los interpretaron como sistemas fluviales entrelazados arenosos efímeros. Los canales son pandos y están dominados por barras de bajo relieve (SBRs), casi exclusivamente arenosas. Estas fajas de canales estuvieron separadas por amplias planicies de inundación formadas por arenas finas a muy finas, construidas principalmente por crecidas en manto. Las bases de las fajas de canales muestran bajo grado de incisión indicando muy probablemente que el sistema se encontraba en equilibrio. El carácter lentiforme de las fajas de canales indicaría una nula a baja migración lateral y periódica avulsión, probablemente por sobrellenado. Un rasgo particular de la F1 es que, a pesar de ser interpretada como un sistema entrelazado, incluye intervalos correspondientes a amplias planicies de inundación arenosas. Este subambiente ha sido reportado en ríos entrelazados por varios autores (Miall 1977, Griffiths 1979, Reinfelds y Nanson 1993, Bridge 1985). Según Bridge (1985), es erróneo asumir que los sistemas entrelazados son lateralmente tan inestables como para evitar la preservación de depósitos de planicies de inundación. La frecuencia de la avul-

**CUADRO 4:** Elementos de canal, de planicie, lacustres, eólicos y de interacción eólica-fluvial.

| Facies | Elementos de canal                | Elementos de planicie   | Otros elementos diagnósticos                                  | Interpretación                                                                                |
|--------|-----------------------------------|-------------------------|---------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|
| F1     | CHm: SBRs, SB                     | LS, FF                  |                                                               | Sistema entrelazado arenoso efímero                                                           |
| F2     | CCh: SBRs, SBR <sub>DA</sub>      | CS, LS, FF              |                                                               | Sistema fluvial anastomosado con limitado desarrollo de planicies areno-fangosas              |
| F3     | CCh: GBR, SBR                     | FF                      |                                                               | Sistema fluvial entrelazado areno-gravoso confinado                                           |
| F4     | CT: SBR <sub>LA</sub> , SBRs      | LS, FF                  |                                                               | Sistema fluvial meandriforme efímero con limitada preservación de planicies de inundación.    |
| F5     | CCh: SBR <sub>DA</sub> , SBRs, SB | CR, SC, LAA, SB, LS, FF |                                                               | Sistema fluvial anastomosado con amplio desarrollo de planicies de inundación fango-arenosas  |
| F6     | CT: SBRs, SB                      | CS, LS, FF              | Presencia de mantos de arena eólica en el área intercanal (E) | Sistema fluvial meandriforme arenoso con buen desarrollo de planicies de inundación           |
| F7     | CT: SBR <sub>LA</sub> , SBRs      | LS, FF, CR, CS          |                                                               | Sistema fluvial meandriforme areno-gravoso con moderado desarrollo de planicies de inundación |
| F8     | CCh: GBR, SBR                     | FF, LS                  |                                                               | Sistema fluvial entrelazado gravoso                                                           |
| F9     | CCh: GBR, SBR                     | LS, FF, CS, CR, LV      |                                                               | Sistema fluvial anastomosado gravo-arenoso                                                    |
| SF10a  | CHm: GBR, SBR                     | LS, FF, LAA             |                                                               | Sistema fluvial distributivo                                                                  |
| SF10b  |                                   | FF, LS                  |                                                               |                                                                                               |
| F11    |                                   |                         |                                                               | Sistema lacustre clástico-evaporítico efímero                                                 |
| F12    | CCh: SBRs, SB                     | FF, LS                  | Protodunas y mantos eólicos                                   | Sistema de interacción eólica-fluvial                                                         |
| F13    |                                   |                         | Dunas crecientes, draas, interdunas, manto eólico             | Sistema eólico                                                                                |

sión y reinstalación en otras partes de la planicie aluvial de la faja de canales, regula no solo el espesor de los depósitos de planicie y su preservación. Por lo tanto, si el ritmo de avulsión de la faja de canales es bajo, el espesor preservado de planicie de inundación será alto para condiciones semejantes de subsidencia.

### Facies 2 (F2): Sistema fluvial anastomosado con limitado desarrollo de planicies areno-fangosas

Las sedimentitas de la F2 exhiben su mayor espesor en la Quebrada Larga, con 250 m de potencia. Está dominada por areniscas de finas a gruesas, con pelitas y psefitas de modo subordinado.

Las areniscas estratificadas en bancos con potencias que varían entre unos pocos decímetros a 3 m, presentan geometrías tabulares a lentiformes, de bases planas a suavemente onduladas. Frecuentemente son masivas (Sm), con laminación horizontal (Sh) o entrecruzamientos de bajo ángulo (Sl). Menos

desarrolladas se encuentran areniscas con laminación ondulítica (Sr), con laminación ondulítica escalante (Src), con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) y laminación heterolítica (Srh). Eventualmente se observa bioturbación en el techo de algunos bancos y en ocasiones se distingue la presencia de delgadas intercalaciones fangosas milimétricas a centimétricas en el tope de bancos arenosos, a veces formando grietas de desecación (Fg).

Las litofacies pelíticas se presentan masivas y laminadas (Fm y Fl), en depósitos muy delgados de hasta 2 cm de espesor, generalmente conformando bancos de algunos decímetros de potencia, con geometría tabular.

Las psefitas son escasas y corresponden a brechas y conglomerados intraformacionales (Gin/Bin), cuyo tamaño de grano varía entre 2 y 12 centímetros. Presentan un arreglo interno masivo, y poseen una potencia de alrededor de 20 cm, pasando verticalmente a areniscas masivas (Sm). Los clastos son de pelitas rojas lamina-

das que se presentan subredondeados, redondeados y angulosos.

Las areniscas y escasas psefitas forman cuerpos lentiformes de 10 m de espesor promedio y 150 m de continuidad lateral limitados por superficies levemente onduladas (7° orden). Internamente presentan arreglos grandecrecientes con ocasionales conglomerados intraformacionales en la base hasta delgadas láminas pelíticas con grietas de desecación en el tope (Fg). Las pelitas y areniscas finas forman cuerpos tabulares de hasta 20 m de espesor. En ocasiones, areniscas con bases planas y techos convexos, de 0,5 a 1 m de espesor, han sido identificadas inmersas en depósitos pelíticos. Las mismas presentan laminación ondulítica o bien son masivas y se asocian formando cuerpos amalgamados de hasta 10 m de espesor.

*Interpretación:* Los cuerpos arenosos lentiformes con bases ligeramente onduladas son interpretados como complejos de canales (CCh) que incluyen barras arenosas de bajo porte (SBRs) y barras arenosas en las que domina la migración



masivas y laminadas conforman la escasa planicie de inundación (Fig. 3).

La presencia de complejos de canales arenosos limitados por superficies de 8° orden indica la existencia de incisiones fluviales, que han labrado paleovalles rellenos por cuerpos canalizados con variable grado de migración lateral (Dalrymple *et al.* 1994, Blum y Törnqvist 2000, Holbrook 2001, Limarino *et al.* 2010).

Por la geometría de la facies y analizando la arquitectura arriba descrita, se interpretan estos depósitos como producto de sistemas fluviales entrelazados areno-conglomerádicos confinados a un paleovalle. En los canales predominaron las barras arenosas (SBR) y en menor medida barras gravosas (GBR), desarrollando muy probablemente sólo planicies de inundación arenosas. Dado que los cursos no podían migrar lateralmente, los sucesivos canales retrabajaron los depósitos previos, eliminando las acumulaciones de planicie de inundación que quedan ocasionalmente preservadas como intraclastos en la base de los complejos de canal.

#### Facies 4 (F4): Sistema fluvial meandriforme efímero con limitada preservación de planicies

Es en la quebrada de la Troya donde los sistemas fluviales de la F4 muestran sus mejores exposiciones. Allí se reconocieron cinco intervalos estratigráficos de entre 125 y 527 m de espesor individual, y una potencia total de 1212 metros. Sus depósitos han sido observados exclusivamente en las quebradas de La Troya y del Yeso en el Miembro Superior de la unidad.

Las areniscas, finas a gruesas, están estratificadas en bancos con bases planas de hasta 0,5 m de espesor individual. Estas rocas forman cuerpos tabulares limitados en la base por superficies de orden 7° suavemente onduladas (Fig. 4b), donde se observan ocasionales superficies de migración lateral. Internamente presentan laminación horizontal (Sh), estratificación entrecruzada de bajo ángulo (SI) y entrecruzamiento tabular planar (Sp). Es frecuente el apilamiento de los bancos dando como resultado cuerpos arenosos de hasta 10 m de potencia, que contienen en su interior discontinuas y delgadas particiones pelíticas que indican que el espesor observado resulta de la amalgamación de estratos.

Las litofacies pelíticas son muy escasas y corresponden a fangolitas masivas y laminadas (Fm y FI) que se alternan con delgados mantos de areniscas finas con laminación paralela (Sh) y entrecruzamiento de bajo ángulo (SI). Estas litofacies se disponen en láminas de 2 cm de espesor, generalmente apiladas conformando bancos de hasta 20 cm de potencia.

Los niveles psefíticos incluyen exclusivamente depósitos masivos de conglomerados intraformacionales (Gin) con clastos pelíticos de hasta 1 m de diámetro.

*Interpretación:* Los conglomerados intraformacionales asociados con areniscas con estratificación horizontal, entrecruzamientos de bajo ángulo y tabular planar, son interpretados como depósitos de canales tabulares (CT). Los niveles psefíticos basales conforman un depósito residual de canal, en tanto que las litofacies psamíticas corresponden a barras arenosas con caras de avalancha bien desarrolladas (SBR<sub>LA</sub>) y de bajo porte (SBRs). Los delgados depósitos arenosos tabulares de pocos centímetros intercalados con pelitas son interpretados como planicie de inundación. Fueron reconocidos dos elementos que se encuentran alternados: mantos de arenas laminadas (LS) y finos de planicie (FF), y constituyen sucesiones areno-pelíticas de hasta 20 cm de espesor (Fig. 3).

En los canales predomina la migración lateral, lo cual se expresa en la marcada tabularidad de los cuerpos y la presencia de superficies de acreción lateral (LA). Con respecto a esta última superficie su preservación estuvo limitada debido al bajo relieve de las barras en espolón. En cuanto a la planicie, los depósitos fueron generados por crecidas en manto, que produjeron pelitas laminadas (FF) intercaladas con bancos arenosos (LS). La potencia de dichos bancos pelíticos está muy reducida respecto a su potencia original, vinculado con la dinámica de los canales. Al migrar lateralmente por sobre los depósitos del área intercanal, retrabajó a los mismos y los incorporó como clastos pelíticos en la base de los canales.

Por todas las características previamente descritas, los depósitos de la F4 son interpretados como sistemas meandriformes arenosos efímeros (Stear 1985, Sheperd 1987, Miall 2006, Tooth 2005 y Li *et al.* 2014).

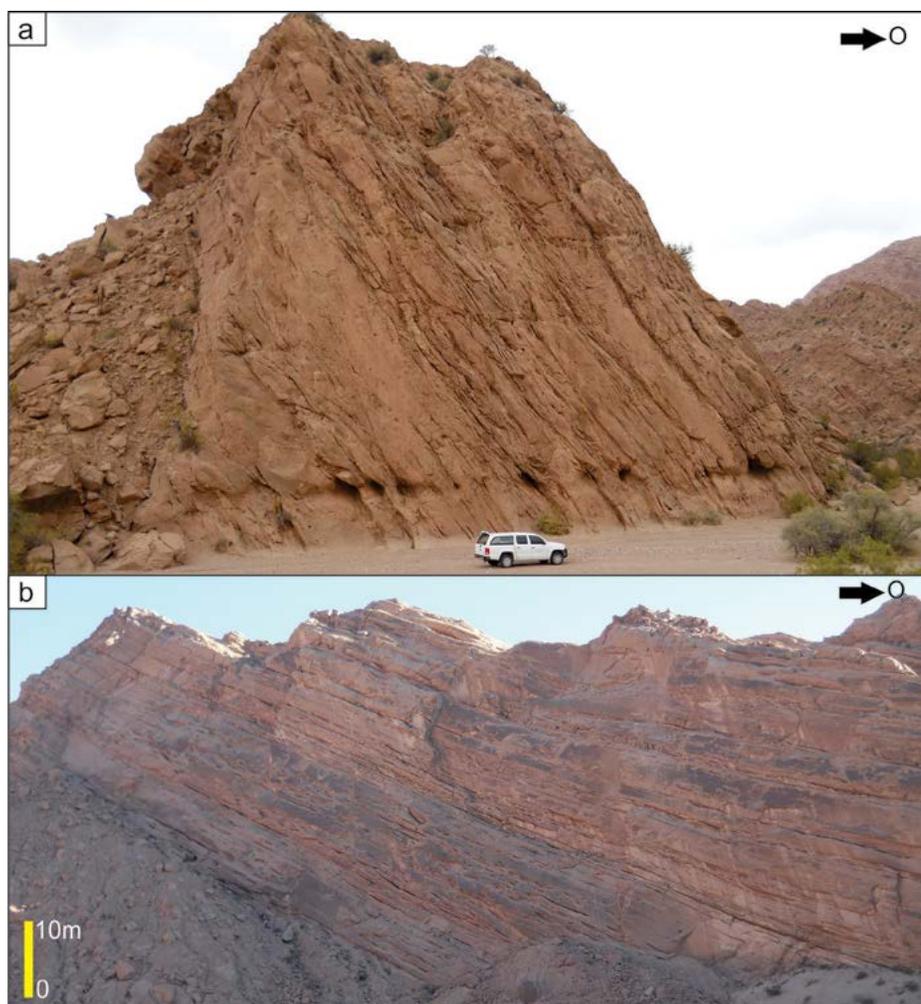
#### Facies 5 (F5): Sistema fluvial anastomosado con desarrollo de planicies fango-arenosas

Las exposiciones más completas desde el punto de vista de la composición litológica de la F5 se encuentran en la quebrada del Yeso, donde exhibe un espesor total de 2332 m en seis intervalos estratigráficos de entre 62 y 983 metros. Las litologías presentes en esta facies son areniscas (60%), pelitas (25%) y conglomerados (15%).

Las areniscas son medianas y se presentan en bancos tabulares, lenticulares o con geometría plano-convexa (Fig. 5a). Los espesores varían desde centímetros a metros y las bases son suavemente irregulares. Internamente, las areniscas pueden ser masivas (Sm), presentar laminación horizontal (Sh, a veces con lineación primaria de corriente), entrecruzamiento tabular planar (Sp), en artesa (St) o de bajo ángulo (SI). También se observan areniscas con laminación ondulática (Sr) u óndulas de adhesión (Sra).

Las pelitas, tanto masivas como laminadas (Fm, FI), se las encuentra en cuerpos tabulares de espesor individual centimétrico, pero conformando apilamientos de bancos de hasta 10 m de espesor.

Las psefitas incluyen clastos extraformacionales e intraformacionales. Aquellas que están dominadas por clastos extraformacionales corresponden a ortoconglomerados clasto-soportados masivos (Gcm) y matriz-soportados masivos (Gmm), con un tamaño promedio de 5 cm (máximo de 25 cm). En ocasiones se identificó la presencia de conglomerados con estratificación horizontal (Gh) intercalados con areniscas con laminación horizontal (Sh). Los clastos son subredondeados y la composición lítica (vulcanitas y metamorfitas). Los conglomerados intraformacionales son muy frecuentes y la composición de los clastos es pelítica. En ocasiones se encuentran bancos que presentan en la base conglomerados extraformacionales y hacia el tope clastos intraformacionales. Las areniscas y conglomerados forman cuerpos lenticulares a lentiformes que presentan un ancho promedio de 250 m y espesores promedios de 15 m, siendo limitados en sus bases por superficies erosivas de orden 7, de bajo a moderado relieve, cubiertas por un delgado manto de psefitas tanto intra como extraforma-



**Figura 4.** a) Fotografía de la F3 en quebrada Los Pozuelos, en la que se distingue la presencia de cuerpos arenosos amalgamados y la casi nula participación de pelitas; b) Canales multipisódicos de la F4 de geometría fuertemente tabular.

cionales. Dentro de los mismos se identifican superficies de erosión de orden 6, de moderado relieve, que limitan cuerpos lenticulares de entre 0,5 y 2 m de espesor tapizados por delgados depósitos de conglomerados intraformacionales pelíticos. Por encima se disponen areniscas con estratificación entrecruzada tanto en artesa (St) como tabular planar (Sp), seguidas por areniscas con laminación paralela o entrecruzamientos de bajo ángulo (Sh y Sl, respectivamente) o bien areniscas con *sets* de estratificación entrecruzada de pequeño porte (Sp o Sr, menos de 15 cm). Las pelitas se presentan formando cuerpos de geometría tabular intercalan con cuerpos arenosos lenticulares, tabulares o con geometría plano-convexa. En conjunto alcanzan los 30 m de potencia. Los cuerpos arenosos lenticulares presentan

base erosiva y desarrollan una secuencia granodecreciente con clastos intraformacionales (Gin) en la base seguidos de areniscas con laminación paralela (Sh), entrecruzamiento de bajo ángulo (Sl) y ocasionalmente una delgada cobertura pelítica en el tope (Fl/Fm). Los bancos tabulares presentan laminación horizontal (Sh), ondulítica (ocasionalmente ascendente, Sr y Src) y ondulitas de adhesión (Sra). Finalmente, aquellos de geometría plano-convexa muestran laminación paralela (Sh), ondulítica (Sr) e intervalos masivos (Sm). *Interpretación:* Los cuerpos arenosos de moderada a baja continuidad lateral, limitados en su base por superficies de 7° orden cubiertas por conglomerados, son interpretados como complejos de canales (CCh, Fig. 5a). Dentro de estos complejos se identifican numerosos episodios

de relleno marcados por superficies de 6° orden que representan las bases de los canales individuales (Fig. 6). En la parte inferior de los mismos predominan las barras arenosas de mediano porte con caras de avalancha bien definidas con migración aguas abajo ( $SBR_{DA}$ ). Hacia el tope de los complejos de canal aparecen dos tipos de arquitectura: *sets* entrecruzados de bajo ángulo de espesores menores a 15 cm producto de la migración de barras arenosas de bajo porte (SBRs), o *sets* entrecruzados en artesas de mediano porte correspondientes a megaóndulas (SB). Los cuerpos arenosos de geometría lenticular fueron interpretados como canales de lóbulos de desbordamiento (CR), frecuentemente asociados con bancos arenosos de base plana y techo convexo hacia arriba que corresponden a lóbulos de desbordamiento (CS). En ocasiones estos cuerpos de geometría plano-convexa se apilan, dando origen a lóbulos arenosos apilados (LAA). Por último, los mantos de arena tabulares asociados con intervalos pelíticos delgados conforman los mantos de arenas laminadas (LS), formas de lecho arenosas (SB) y finos de planicie (FF). Todos estos elementos son interpretados como correspondientes a la planicie de inundación, en la que se identificaron dos zonas: una proximal (CR+CS+LAA) y una distal (LS+SB+FF, Fig. 6).

La presencia de superficies de 7° orden limitando complejos de canales arenosos de geometría lentiforme indica que las fajas de canales tuvieron escasa movilidad lateral y sufrieron frecuente avulsión. El hecho de que los elementos arquitecturales correspondientes a barras posean preferentemente superficies de acreción corriente abajo (DA), indica que las mismas avanzaban en esa dirección y que la migración lateral fue limitada.

La presencia de *sets* de mediana y gran escala de capas frontales entrecruzadas sugiere que las barras fueron construidas por la reactivación y migración corriente abajo de las barras, en las que procesos de avalancha alternaron con caída de granos. Estas formas de lecho de alto porte, coexistieron con otras menores como megaóndulas de arena.

La existencia de superficies de 6° orden, de moderado a alto relieve relativo, indica el desarrollo de canales relativamente

incisos dentro de la faja de canales. El esporádico abandono de algunos de los canales, seguido por reactivación, queda en evidencia por los eventuales depósitos fangosos originados dentro de los cursos, cuya erosión proveyó los clastos intraformacionales.

En lo que respecta a las planicies de inundación, la presencia del elemento lóbulos de desbordamiento en la zona proximal sugiere que las planicies de inundación crecieron verticalmente por apilamiento de los mismos (Nanson y Croke 1992), observándose en ocasiones la preservación del canal que alimentaba dicho lóbulo (CR). También es muy conspicuo en esta facies el desarrollo de lóbulos de desbordamiento que se depositaron respetando el relieve del lóbulo infrayacente (LAA). Por otra parte, en la planicie distal primaron los procesos de acreción vertical de material fino por corrientes mantiformes

de baja energía (Nanson y Croke 1992). Todo lo señalado lleva a interpretar a la F5 como originada por sistemas fluviales multicanalizados con muy buen desarrollo de áreas de intercanal (sistema anastomosado). En este contexto los ríos formaron amplias fajas de canales, relativamente estables y con limitada migración lateral. En ellas los canales fueron moderadamente incididos, sufrieron frecuente abandono y dominó la migración de barras de canal de moderado porte aguas abajo. Sin embargo, a diferencia de los modelos clásicos de ríos anastomosados, llama la atención el importante espesor de las facies de planicies de inundación. Esto puede ser explicado teniendo en cuenta la baja migración lateral de las fajas de canales (modelo de alta subsidencia de ríos anastomosados de Makaske 2001), lo que llevó a que las planicies persistieran como tales durante largo tiempo, recibien-

do sucesivas crecientes desde los canales en forma de lóbulos de desbordamiento o como crecientes mantiformes. Es importante destacar que en este modelo las fajas de canales sufren avulsión, sin que la migración lateral retrabaje las planicies.

#### Facies 6 (F6): Sistema fluvial meandriforme efímero arenoso con preservación de planicies

La F6 exhibe su perfil tipo en la Quebrada de la Troya con un espesor de 692 metros. Sus depósitos han sido observados exclusivamente en el Miembro Superior de la Formación Vinchina. Se conforma de areniscas medianas a finas (75%), pelitas (20%) y conglomerados (5%). Las areniscas se disponen en bancos lentiformes a tabulares, de entre pocos centímetros hasta 40 cm de espesor máximo, que presentan bases planas o suavemente erosivas. En ocasiones los bancos arenosos exhiben geometrías plano-convexas de unas pocas decenas de centímetros de espesor. Las areniscas son masivas (Sm) o presentan laminación/estratificación horizontal (Sh), entrecruzamiento tabular planar (Sp), o laminación entrecruzada de bajo ángulo (Sl). También se reconocieron areniscas con laminación ondulítica (Sr), en ocasiones ascendente (Src) y heterolítica (Srh). Eventualmente fueron identificadas areniscas con antidunas (Sa). Mención aparte merecen los bancos de areniscas muy bien seleccionadas con muy bajo porcentaje de matriz, friables y con clastos exclusivamente extraformacionales (Slge).

Las pelitas, tanto masivas como laminadas (Fm y Fl), son de colores castaños, constituyen cuerpos tabulares y de espesor individual centimétrico a milimétrico.

Las psefitas son exclusivamente intraformacionales, con intraclastos pelíticos de hasta 12 cm de eje mayor, desde subangulosos hasta redondeados.

Las sedimentitas más gruesas forman cuerpos de 1 m de espesor promedio, presentan geometría tabular y están limitadas en su base por una superficie de 6° orden de bajo relieve casi invariablemente tapizada por conglomerados intraformacionales (Gin) con clastos de más de 10 cm de eje mayor. Internamente se reconocen hasta tres superficies erosivas de 5° orden, de bajo relieve, limitadas por brechas



**Figura 5.** a) Depósitos de la F5 en los que se observa la importante participación de pelitas y la presencia de lóbulos de desbordamiento de base plana y techo convexo hacia arriba; b) Canales conglomerádicos multipisódicos de la F9 alternando con bancos arenosos.

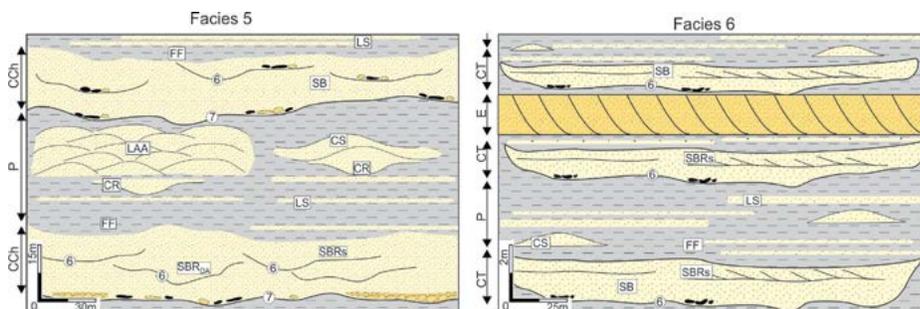
intraformacionales (Bin) con clastos de pocos centímetros de eje mayor que separan cuerpos de 40 cm de espesor promedio con una continuidad lateral de varias decenas a pocas centenas de metros y arreglos internos granodecrecientes. Suprayaciendo a los conglomerados hay areniscas con laminación paralela o entrecruzamientos de bajo ángulo, que son sucedidas por otras con estratificación entrecruzada tabular planar. En ocasiones en el tope de estos cuerpos se observan estructuras de deformación sinsedimentaria.

Las intercalaciones areno-pelíticas en paquetes de hasta 40 cm de potencia, conforman cuerpos tabulares de 2 a 3 metros de espesor que incluyen bancos arenosos de geometría plano-convexa y, ocasionalmente, intercalan cuerpos tabulares de areniscas finas macizas con muy buena selección de hasta 2 m de espesor.

**Interpretación:** Los paquetes arenosos tabulares limitados por superficies de 6° orden son interpretados como relleno de canales tabulares (CT, Fig. 6). Cada canal individual comprende dos o tres episodios de relleno, limitados por superficies de 5° orden. Los canales presentan barras arenosas de bajo porte (SBRs), coronadas por formas de lecho arenosas (SB). Los litosomas mixtos areno-pelíticos tabulares corresponden a la planicie de inundación, y conforman los elementos mantos de arenas laminadas (LS) y finos de planicie (FF). Los bancos arenosos de geometría plano-convexa corresponden a lóbulos de desbordamiento (CS), ubicados en sectores proximales de la planicie (Fig. 6).

Las areniscas muy bien seleccionadas que aparecen en bancos tabulares de hasta 2 m de espesor entre los depósitos de planicie de inundación corresponden a mantos de arena eólica formados en las áreas de intercanal.

La geometría tabular de los cuerpos, el desarrollo de ciclos granodecrecientes de espesores decimétricos a escasos metros en el relleno de los canales, la amplia variación de estructuras sedimentarias, compatible con cambios extremos en las condiciones de flujo, la escasa participación de facies fangosas en la planicie y la presencia de mantos eólicos llevan a interpretar a la facies como correspondiente a sistemas meandriformes arenosos efímeros. Este tipo de depósitos fue descrito



**Figura 6.** Arquitectura bidimensional simplificada de las facies fluviales 5 y 6. CCh: complejo de canales, CT: canal tabular, P: planicie, E: depósitos eólicos, SBR<sub>DA</sub>: barra arenosa dominada por migración corriente abajo, SBRs: barra arenosa de bajo porte, SB: formas de lecho arenosas, LAA: lóbulos arenosos compensados, CR: canal de lóbulos de desbordamiento, CS: lóbulos de desbordamiento, LS: manto de arenas laminadas, FF: finos de planicie. Los números señalan el orden de las superficies limitantes. Para una explicación véase el texto.

por Stear (1985), Sheperd (1987), Miall (2006), Tooth (2005) y Li *et al.* (2014).

La forma de los depósitos sugiere la existencia de canales someros que mostraban cierto grado de migración lateral lo cual se corresponde con la predominancia de barras arenosas de bajo porte (SBRs), y la migración de megaóndulas (SB). En particular, el pasaje vertical de facies con laminación horizontal o entrecruzamientos de bajo ángulo a laminación entrecruzada tabular planar o en artesa, sugiere la transición de depositación producida por carpetas de tracción a formas de lecho de bajo porte, señalando una somerización del curso como consecuencia del crecimiento vertical de las formas de lecho.

Los dos tamaños de psefitas intraformacionales descritas permiten diferenciar dos situaciones diferentes. Por un lado, la presencia de intraclastos de gran tamaño sólo en la base de los complejos de canal indica la instalación del complejo de canal dentro de las planicies. En el segundo caso, los intraclastos milimétricos-centimétricos que tapizan la base de las superficies de orden 5 y no resultan de la erosión de las planicies adyacentes, sugieren abandono y reactivación de canales individuales dentro de la faja. Por otro lado, la frecuente presencia de estructuras de deformación podría sugerir altas tasas de sedimentación durante períodos cortos de tiempo, característica típica de los sistemas efímeros (Stear 1985, Miall 1988, Tooth 2005, Shukla *et al.* 2006).

La planicie de inundación exhibe claramente variaciones extremas en las condiciones de flujo, estos cambios fueron en general interpretados como el resultado de avenidas fluviales de corta duración,

pero gran energía, durante los breves períodos de pico de la creciente producto de lluvias torrenciales en un contexto árido a semiárido (Reid 2002, Billi 2007, Tooth y Nanson 2011, Li *et al.* 2014).

#### Facies 7 (F7): Sistema fluvial meandriforme areno-gravoso con moderado desarrollo de planicies

Las sedimentitas que componen la F7 pueden ser estudiadas en la Quebrada de La Troya, donde se registra un espesor de 1268 m, producto de la presencia de 5 intervalos estratigráficos de entre 638 y 81 m cada uno, exclusivamente en el Miembro Superior de la Formación Vinchina. Las litologías presentes son areniscas (40%), pelitas (40%) y conglomerados (20%).

Las areniscas se estratifican en bancos tabulares y menos frecuentemente lentiformes, de bases planas y suavemente erosivas. Cuerpos arenosos con geometría lenticular y plana-convexa han sido observados, mayormente en areniscas medianas a finas. Fueron identificadas areniscas masivas (Sm), con estratificación horizontal (Sh), entrecruzamiento tabular planar y en artesa (Sp y St, respectivamente), frecuentemente asociadas a areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl). También se reconocieron areniscas con laminación ondulítica (Sr). Las pelitas, masivas y laminadas (Fm y Fl), se las encuentra en cuerpos tabulares, de espesor individual centimétrico. Frecuentemente están intercaladas con bancos arenosos de espesores similares conformando sucesiones areno-pelíticas de hasta 6 m de espesor.

Las psefitas presentan tanto clastos extraformacionales como intraformacionales.

Los primeros (Gcm) son escasos y constituyen ortoconglomerados clasto-soportados con un tamaño promedio de 6 centímetros. Los clastos son subredondeados y la composición predominantemente lítica (metamorfitas). En relación a los conglomerados intraformacionales (Gin), los intraclastos son mayormente pelíticos y en cantidades subordinadas arenosos.

Las psefitas y areniscas construyen cuerpos de geometría tabular de hasta 15 m de espesor y continuidad lateral de decenas a pocas centenas de metros. Internamente hay cuerpos lensoides de 3 m de espesor promedio que se encuentran limitados por superficies de moderado relieve, en ocasiones tapizadas por clastos extraformacionales tamaño grava, y en otras por conglomerados y brechas intraformacionales de clastos pelíticos y arenosos, de hasta 10 cm de eje mayor. Internamente presentan un arreglo granodecreciente y frecuentes superficies de migración lateral (LA).

Las pelitas y areniscas conforman cuerpos tabulares de hasta 6 m de potencia e incluyen cuerpos arenosos lenticulares así como otros de geometría plana-conveja de hasta 1 m de espesor.

**Interpretación:** Los cuerpos areno-conglomerádicos corresponden a canales multiepísódicos de geometría tabular (CT) conformados por depósitos de barras arenosas con migración lateral ( $SBR_{LA}$ ) y barras arenosas de bajo porte (SBRs, Fig. 7). Las sucesiones areno-pelíticas tabulares representan la planicie de inundación. En ella se reconocen mantos de arenas laminadas, finos de planicie (LS y FF, Fig. 7) y cuerpos arenosos lenticulares de pequeña escala correspondientes a canales de lóbulos de desbordamiento (CR) que frecuentemente están relacionados con bancos arenosos de geometría plano-conveja, interpretados como lóbulos de desbordamiento (CS). De este modo los elementos CR y CS representan el área proximal, en tanto que LS y FF la zona distal.

Esta facies representa la depositación en un sistema fluvial monocanalizado de alta sinuosidad con barras adosadas a sus márgenes, con planicies de inundación fangosas bien desarrolladas. Apoyan esta interpretación la presencia de bancos tabulares, de superficies de migración lateral y el desarrollo de ciclotemas granodecrecientes bien definidos. Por las caracte-

terísticas enunciadas los depósitos aquí estudiados muestran semejanzas con los modelos clásicos de ríos meandriformes (Allen 1963, Miall 1985). El canal multiepísódico migraba lateralmente, dando como resultado cuerpos areno-gravosos lentiformes a tabulares y lateralmente continuos por decenas a centenas de metros. El pasaje de los depósitos de planicie de inundación a depósitos de canal se produce en forma abrupta sugiriendo un posible confinamiento. En lo que respecta a las planicies de inundación, los elementos en ellas reconocidos sugieren que crecieron verticalmente por apilamiento de lóbulos de desbordamiento y por crecientes no encauzadas de baja energía.

Todo lo señalado lleva a interpretar a la F7 como originada por sistemas fluviales unicanalizados, con moderado desarrollo de planicies de inundación en un contexto de alto espacio de acomodación.

#### Facies 8 (F8): Sistema fluvial entrelazado gravoso

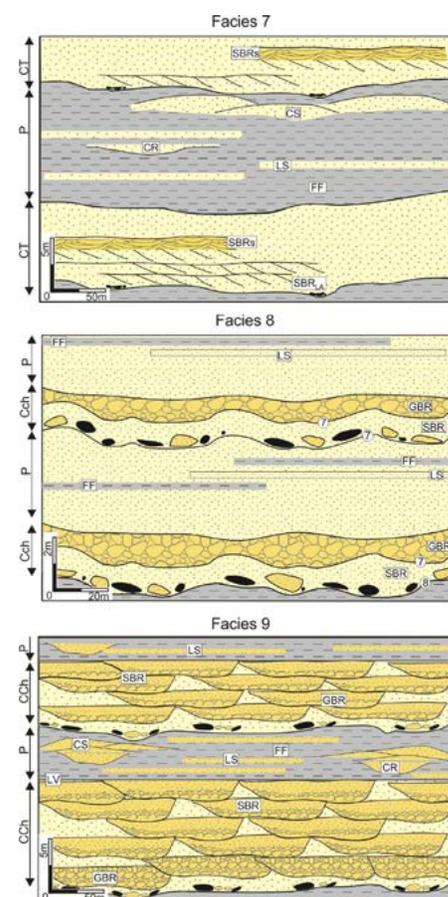
Los mejores afloramientos de la F8 corresponden a la Quebrada Los Pozuelos con un espesor de 190 m en cinco intervalos estratigráficos de entre 9 y 122 metros. Sus depósitos se encuentran exclusivamente en el Miembro Superior. Las litologías dominantes de esta facies son los conglomerados (73%), seguidos en orden de abundancia por areniscas (25%) y cantidades muy subordinadas pelitas (2%).

Las psefitas incluyen tanto conglomerados extraformacionales como a brechas y conglomerados intraformacionales (Bin y Gin, respectivamente), con tamaño máximo de 50 centímetros. Los clastos extraformacionales son, en su mayoría, fragmentos metamórficos y, en menor medida, líticos sedimentarios y volcánicos. Estos frecuentemente están inmersos en una matriz arenosa constituyendo ortoconglomerados polimícticos y matriz-soportados, aunque también se han observado bancos conglomerádicos clasto-soportados, con clastos de hasta 45 cm de eje máximo. Se han identificado bancos masivos (Gmm y Gcm), con estratificación horizontal (Gh) y con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp). En cuanto a las psefitas intraformacionales, los clastos son mayormente de areniscas que habitualmente exhiben laminación horizontal. Los intraclastos pelíticos

son menos abundantes y corresponden a pelitas laminadas que en algunas ocasiones son subredondeados a redondeados y en otras angulosos.

Las areniscas se estratifican en bancos tabulares a lentiformes, de bases planas y erosivas. Presentan diversas estructuras incluyendo estratificación horizontal (Sh), entrecruzada tabular planar (Sp), laminación entrecruzada de bajo ángulo (Sl) y laminación ondulítica (Sr).

Las pelitas son masivas y laminadas (Fm y Fl), conformando cuerpos de poco espesor (centimétrico) y escasa continuidad lateral. Los cuerpos conglomerádico-arenosos presentan geometría lenticular y están limitados por superficies fuertemente incisas de 8° o 9° orden. Internamente están com-



**Figura 7.** Arquitectura bidimensional simplificada de las facies fluviales 7, 8 y 9. CT: canal tabular, P: planicie, CCh: complejo de canales, GBR: barra gravosa, SBR: barra arenosa,  $SBR_{LA}$ : barra arenosa dominada por migración lateral, SBRs: barra arenosa de bajo porte, FF: finos de planicie, LS: manto de arenas laminadas, CR: canal de lóbulo de desbordamiento, CS: lóbulo de desbordamiento. Los números señalan el orden de las superficies limitantes. Para una explicación véase el texto.

puestos por bancos lenticulares de 0,5-2 m de espesor, limitados por superficies de 6° orden de alto relieve, cuyas bases se encuentran tapizadas por clastos intraformacionales arenosos de hasta 50 cm de eje mayor, frecuentemente asociados con clastos extraformacionales de hasta 15 cm de eje mayor. En conjunto conforman bancos conglomerádicos masivos, que pasan verticalmente a conglomerados con estratificación horizontal y estratificación entrecruzada tabular planar, con buen desarrollo de caras de avalancha. Por encima de los mismos yacen areniscas con estratificación horizontal, estratificación entrecruzada de bajo ángulo y tabular planar.

También se registran cuerpos tabulares areno-fangosos de hasta 1 m de potencia conformando mantos de arenas laminadas y pelitas.

*Interpretación:* Los depósitos gravo-arenosos son interpretados como rellenos de complejos de canales multiepisódicos (CCh), donde cada uno de los episodios está marcado por superficies de 6° orden. Los cuerpos, de moderada continuidad lateral, se encuentran apoyados sobre superficies de 8° o 9° orden según la magnitud de las incisiones fluviales previas (Fig. 7). Internamente presentan depósitos residuales de canal sobre los cuales se desarrollan barras gravosas (GBR) y arenosas (SBR). Los cuerpos tabulares areno-fangosos, correspondientes a mantos de arenas laminadas y finos de planicie (LS+FF), conforman la reducida planicie de inundación registrada. Se interpreta que la F8 corresponde a depósitos de un sistema fluvial entrelazado gravoso caracterizado por barras gravosas (GBR) y arenosas (SBR), donde la migración corriente abajo por avalancha y caída de granos fue el mecanismo principal de transporte dentro de los canales (Miall 2006, Gibling 2006, Ciccioi y Marensi 2012, Ciccioi *et al.* 2013b). La forma lenticular de los bancos indica recurrente avulsión, muy probablemente por colmatación de los cursos dentro de la faja de canal. La esporádica avulsión y abandono de algunas de las fajas de canales, seguida por reactivación de los mismos, está señalada por los ocasionales depósitos fangosos incluidos en los canales cuya erosión proveyó los clastos intraformacionales.

El estudio de los elementos arquitecturales reconocidos en los canales claramente in-

dica que éstos estuvieron dominados por barras de mediano a alto porte. En los reducidos depósitos de planicie de inundación la presencia de mantos de arenas laminadas (LS) y finos de planicie (FF) sugiere que su desarrollo vertical fue por crecientes no encauzadas. Cabe destacar que los depósitos de planicies de inundación representan hasta el 10% del total de la facies, siendo aún más restringida en la base y aumentando progresivamente hacia el tope de la misma.

### Facies 9 (F9): Sistema fluvial anastomosado gravo-arenoso

Esta facies presenta su mayor registro en la Quebrada Larga con un espesor de 1564 m en cuatro intervalos estratigráficos de entre 100 y 642 m de potencia. Sus depósitos han sido observados exclusivamente en el Miembro Superior de la Formación Vinchina. Las litologías presentes en esta facies son areniscas (60%), conglomerados (35%) y pelitas (5%).

Las psefitas corresponden a conglomerados extraformacionales e intraformacionales, con tamaños máximos de 50 cm y 1 m, respectivamente. Los clastos extraformacionales corresponden en su mayoría a fragmentos volcánicos y, en cantidades subordinadas, a líticos metamórficos (esquistos y gneises), plutónicos y sedimentarios. En ocasiones están inmersos en una matriz arenosa, constituyendo ortoconglomerados polimícticos matriz-soportados, aunque también se han observado disposiciones clasto-soportadas. Se identificaron bancos masivos (Gmm y Gcm), con estratificación horizontal (Gh) y con estratificación entrecruzada tabular planar (Gp). En cuanto a las psefitas intraformacionales, los clastos son mayormente de areniscas, en ocasiones con laminación horizontal y, en menor proporción, pelitas laminadas subredondeados a redondeados.

Las psamitas conforman bancos tabulares, de bases planas a irregulares. Fueron distinguidas areniscas con estratificación horizontal (Sh), así como entrecruzamiento tabular planar (Sp) y de bajo ángulo (SI). Las pelitas, tanto masivas como laminadas (Fm y FI), conforman cuerpos de espesor variable (10 - 50 cm) y muy continuos lateralmente. Los cuerpos areno-conglomerádicos, de hasta 20 m de potencia y centenares de metros de exten-

sión lateral, están limitados por superficies erosivas de relieve variable (6° orden) frecuentemente tapizadas por clastos intraformacionales, tanto pelíticos como arenosos, y gravas extraformacionales (Fig. 7). Estos depósitos se asocian verticalmente tanto con facies conglomerádicas como a areniscas con estratificaciones entrecruzadas que, en conjunto, constituyen cuerpos de 3-5 m de espesor. En algunas ocasiones los mismos pueden ser lenticulares y hallarse encapsulados en depósitos fango-arenosos.

Las areniscas, ocasionalmente gravillosas, y pelitas se encuentran asociadas verticalmente formando paquetes tabulares de hasta 8 m de potencia. Las areniscas pueden presentarse en bancos tabulares delgados con laminación horizontal, con geometría plano-convexa o como lentes de pequeña escala con bases erosivas, ocasionalmente cubiertas por gravilla y relleno granodecreciente.

*Interpretación:* Los cuerpos areno-conglomerádicos lenticulares son interpretados como complejos de canales (CCh) con rellenos multiepisódicos. Internamente las superficies de 6° orden son tanto de alto/moderado relieve como de bajo relieve relativo. Las bases están tapizadas por clastos intraformacionales y extraformacionales que constituyen un residuo (*lag*) basal. Estos depósitos se asocian verticalmente tanto a barras gravosas (GBR) como arenosas (SBR) que constituyen cuerpos individuales de entre 3 y 5 m de espesor. El conjunto de residuos basales y las barras conforman cuerpos compuestos de hasta 20 m de espesor muy continuos lateralmente (centenas de metros). En algunas ocasiones los mismos pueden ser lenticulares y hallarse encapsulados en depósitos del área intercanal.

Los depósitos arenosos tabulares con laminación horizontal corresponden a mantos de arenas laminadas (LS) que se encuentran asociados verticalmente a pelitas laminadas y masivas (finos de planicie, FF). Mientras los cuerpos arenosos de geometría plano-convexa son producto del desarrollo de lóbulos de desbordamientos (CS), aquellos cuerpos lentiformes de pequeña escala con bases erosivas y arreglos granodecrecientes corresponden a canales alimentadores de lóbulos de desbordamiento (CR). En ocasiones se encuentran asocia-

dos verticalmente con alternancias muy delgadas de areniscas y pelita que forman el elemento albardón (LV). El conjunto de estos cinco elementos arquitecturales conforman la planicie de inundación (Fig. 7).

La F9 corresponde a un sistema multicanalizado con fajas de canales gravo-arenosas y planicies areno-fangosas. En este sentido, la información es compatible con los sistemas fluviales anastomosados de alta energía descritos por Smith y Smith (1980), los que muestran una apreciable proporción de depósitos gruesos de canal. En particular, los datos son coherentes con la zona transicional entre ríos entrelazados y anastomosados propuestos por Smith y Smith (1980), caracterizada por la presencia coetánea de barras gravosas y márgenes de canal formados por sedimentos cohesivos. La geometría lentiforme que exhiben los depósitos de canal es producto de repetidos eventos de relleno y avulsión de cursos dentro de su faja de canales. Estos, al soldarse lateralmente, originan geometrías de complejos de canales de algunos cientos de metros de continuidad lateral que, a diferencia de los sistemas meandriformes clásicos, exhiben rellenos con fuerte carácter multiepisódico. En los canales coexistieron dos tipos de barras, las gravosas con caras de avalancha bien definidas (GBR), aquí interpretadas como barras transversales generadas en condiciones de alto régimen de flujo, y las barras arenosas (SBR) también con caras de avalanchas bien definidas. Las últimas podrían haber sido dominantes hacia los márgenes de los canales (barras anexas) o bien ser el resultado de la agradación vertical de las barras gravosas al producirse la colmatación de los canales.

La planicie de inundación presenta la mayor variación litológica de las facies definidas en la Formación Vinchina, pues incluye desde litofacies conglomerádicas a fangosas. Las primeras, restringidas a la base de canales, que lateralmente pasan a pelitas y, en algunos casos, se encuentran incisas en ellas. Estos depósitos se tratan de canales de lóbulos de desbordamiento (CR) que, lateralmente y en dirección paralela a la paleocorriente, pasan a bancos apilados de areniscas gruesas a gravillosas con particiones de arena fina o pelita (lóbulos de desbordamiento proximal) y de areniscas y pelitas en posiciones más distales (lóbu-

lo de desbordamiento medio a distal). Por otro lado, los depósitos centimétricos de fangolitas intercalados con areniscas finas y muy finas son aquí interpretados como crecientes no encauzadas (mantos de arenas laminadas, LS). El elemento albardón (LV) ha sido escasamente observado en esta facies y por lo general aparece infrayaciendo depósitos de complejos de canales lo que explica su escasa preservación.

#### Facies 10 (F10): Sistema fluvial distributivo

Esta facies presenta su mayor expresión en la Quebrada Piedras Moradas con un espesor de 1551 m apareciendo en cuatro intervalos estratigráficos de entre 151 y 748 m de potencia. Se definieron dos subfacies dentro de la F10, las que serán denominadas SF10a y SF10b. En el primer caso las litologías presentes son areniscas (70%), pelitas (20%) y conglomerados (10%, Fig. 8a), en tanto que en el segundo dominan ampliamente los depósitos pelíticos (85%) y las areniscas se encuentran en proporciones subordinadas (15%).

Las areniscas constituyen cuerpos tabulares, de bases planas y erosivas. Internamente son masivas (Sm), presentan laminación horizontal, a veces con lineación primaria de corriente (Sh), o estratificación entrecruzada tabular planar (Sp), en artesa (St), o de bajo ángulo (Sl). También se reconocieron areniscas con laminación ondulítica (Sr) u óndulas de adhesión (Sra). En ocasiones dichas areniscas se encuentran fuertemente bioturbadas, con trazas tanto en el techo como en la base de los bancos. También se observó la presencia de calcos de carga en la base de numerosos bancos arenosos.

Las pelitas, tanto masivas como laminadas (Fm y Fl), componen cuerpos tabulares, de espesor individual centimétrico. Frecuentemente hay intercalaciones con bancos arenosos de espesores similares, los que conforman depósitos areno-pelíticos de hasta 10 m de potencia.

Las psefitas, siempre en bajas proporciones, están constituidas por clastos extraformacionales e intraformacionales. Las primeras se encuentran en las Quebradas Larga y Pozuelos, y corresponden a ortoconglomerados matriz-soportados (Gmm) con un tamaño de clastos promedio de 8 cm, y un eje mayor máximo

de 30 centímetros. Excepcionalmente se identificó la presencia de conglomerados con estratificación horizontal (Gh). Los clastos son subredondeados y la composición lítica (vulcanitas y metamorfitas). Los conglomerados y brechas intraformacionales de clastos pelíticos y arenosos se encuentran en todas las localidades estudiadas.

Los cuerpos areno-conglomerádicos de 4 m de espesor promedio y arreglos internos granodecipientes presentan superficies erosivas internas de moderado relieve (6° orden) frecuentemente tapiadas por conglomerados intraformacionales de clastos pelíticos y arenosos, de hasta 1 m de eje mayor. Estos son seguidos por depósitos gravosos masivos y con estratificación horizontal, yaciendo sobre ellos areniscas con estratificación entrecruzada. Hacia el tope se encuentran bancos de arena fina con evidencias de escape de fluidos (estructura *dish*).

Las pelitas y areniscas intercaladas conforman cuerpos tabulares de hasta 40 m de potencia con dos tipos de arreglos diferentes: i) sucesiones grano y estrato crecientes que son cubiertas por los cuerpos areno-conglomerádicos (SF10a); ii) apilamientos que no presentan una tendencia definida y están dominados por las litofacies pelíticas (SF10b).

**Interpretación:** Las SF10a y SF10b integran en conjunto un sistema deposicional altamente dinámico. La SF10a corresponde a la progradación de lóbulos y canales multiepisódicos que alimentan dichos lóbulos, mientras que la SF10b representa sedimentación en barreales y lagos tipo playa.

Los cuerpos areno-conglomerádicos son interpretados como canales multiepisódicos (CHm). Las psefitas constituyen tanto depósitos residuales de canal (*lag*) como barras gravosas (GBR) que, al carecer sistemáticamente de caras de avalancha bien definidas, son aquí interpretadas como barras longitudinales. Las areniscas que las cubren registran la migración de diferentes barras arenosas (SBR) afectadas por escape de fluidos al quedar expuestas luego de un rápido abandono del canal. Los depósitos finos con arreglos grano y estrato-cipientes son interpretados como lóbulos terminales asociados con estos canales. En la base predominan

depósitos finos (finos de planicie, FF), en el sector medio comienza la alternancia de areniscas (finos de planicie con mantos de arenas laminadas, FF+LS) y, en la parte superior, se reconocen casi exclusivamente lóbulos arenosos apilados (LAA). Desde el punto de vista paleoambiental esta facies es interpretada como depositada en lóbulos terminales, similares a los descritos por Saez *et al.* (2007).

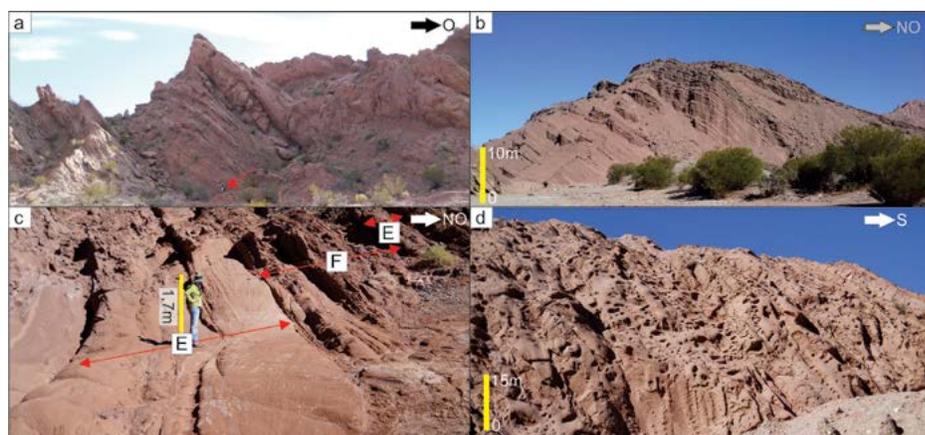
Las fangolitas y areniscas muy finas sin arreglo definido probablemente representen ambientes de planicies arenosa y fangosa respectivamente, desarrollados hacia el interior de lagos de playa como los descritos por Eugster y Hardie (1975), Neal (1975), Boyer (1982), McGlue *et al.* (2012), Aguilar *et al.* (2013). Estos sedimentos fueron transportados más allá de los lóbulos por corrientes no canalizadas de baja energía.

Las características faciales son compatibles con un ambiente depositacional fluvial distributivo. Este posee rasgos sedimentológicos semejantes a los abanicos aluviales, se diferencian de ellos en su emplazamiento distal respecto al frente montañoso (Olsen 1987, Kelly y Olsen 1993, Cain y Mountney 2009, Limarino *et al.* 2002, Pati *et al.* 2012, Sanchez y Asurmendi 2015).

### Facies 11 (F11): Sistema lacustre clástico-evaporítico

Corresponde a los depósitos de grano más fino de la Formación Vinchina. Presenta abundantes niveles de evaporitas, muestra variaciones faciales significativas en sentido lateral y heterogeneidad composicional (Fig. 8b). Esta facies exhibe su mayor expresión en la quebrada del Yeso, con una potencia de 768 m en cuatro ciclos grano-estratoecrecientes, en tanto que en la Quebrada de La Troya posee un espesor de 30 metros.

Las litofacies más finas se pueden agrupar en siete conjuntos principales que caracterizan diferentes subambientes depositacionales (Fig. 9). En primer lugar se identifica una monótona sucesión de pelitas estratificadas en bancos centimétricos (1 en la Fig. 9), internamente masivos o con laminación horizontal. Estas gradan verticalmente a una alternancia de pelitas laminadas y areniscas muy finas y finas, que suelen interestratificarse en delgados



**Figura 8.** a) Ciclos grano-estratoecrecientes de la F10a, en los que se observan desde los depósitos fangosos distales hasta el canal multipisódico alimentador (persona de escala: 1,8 m de estatura); b) Depósitos lacustres clástico-evaporíticos de la F11 conformando ciclos grano y estratoecrecientes; c) Alternancia de areniscas de origen eólico (E) con sedimentitas fluviales (F) de la F12; d) Eolianitas de la F13, conformando una sucesión arenosa con la forma de erosión típica en “panal de abeja”.

estratos de hasta 2 cm de espesor (2 en la Fig. 9) tanto masivos como con laminación horizontal. En contacto, a menudo transicional, se destaca el agrupamiento de yeso y fangolitas (3 en la Fig. 9). Este litosoma es el más importante desde el punto de vista cuantitativo, y conforma paquetes de hasta 70 m de potencia, compuestos por bancos tabulares de espesor centimétrico de fangolitas, en ocasiones exhibiendo grietas de desecación, sobre los que están dispuestos niveles de yeso cuyo espesor varía entre unos pocos milímetros y 3 centímetros.

Las psamitas, mayormente areniscas finas, forman cuerpos de geometría tabular y exhiben laminación ondulfica tanto de corriente como de oleaje (4 en la Fig. 9), apilándose para formar depósitos de varios metros de potencia. Aquellas con geometría lentiforme presentan estratificación horizontal y laminación ondulfica (5 en la Fig. 9), constituyendo cuerpos de pocos metros de espesor. Estrechamente asociados con estas últimas aparecen depósitos de geometría plano-convexa constituidos por areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa y tabular planar, con caras de avalancha bien desarrolladas (6 en la Fig. 9). Ocasionalmente aparecen cuerpos lenticulares de base erosiva (7 en la Fig. 9), compuestos por areniscas medianas a gruesas con estratificación horizontal, de bajo ángulo y en artesa.

Estas litofacies se agrupan formando cuatro ciclos grano y estratoecrecientes de en-

tre 250 y 400 metros de potencia.

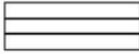
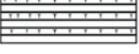
**Interpretación:** Teniendo en cuenta la tabularidad de los bancos, el amplio dominio de fangolitas sobre areniscas, la existencia de repetitivas capas de evaporitas (muchas de ellas laminadas), la coexistencia en láminas cercanas de estructuras sedimentarias que indican depositación subácea (ondulitas oscilatorias) y exposición subaérea (grietas de desecación, ondulitas de adhesión), se sugiere un origen lacustre para esta facies.

El mismo es interpretado como un sistema clástico-salino, que estuvo sujeto a fuertes variaciones en la línea de costa, aunque sin sufrir desecación completa durante la mayor parte de su historia.

### Facies 12 (F12): Sistema de interacción eólica-fluvial

Es en la quebrada del Yeso donde la F12, que suele aparecer en los niveles basales de la Formación Vinchina, muestra su mejor exposición con un espesor total de 483 m en dos intervalos estratigráficos.

Las areniscas finas y muy finas, con menor frecuencia de grano medio, y bien seleccionadas son las rocas más abundantes. Conforman bancos tabulares, de bases planas, frecuentemente masivos (Sm), con estratificación horizontal (Sh), o entrecruzamientos tabular planar y en artesa (Sp y St, respectivamente). También se han identificado areniscas con óndulas de adhesión (Sra). Los sets entrecruzados son mayormente de geometría tabular y los contactos basales de las capas fron-

|   | Litología                                     | Estructura sedimentaria                                                 | Geometría del cuerpo e Interpretación                                                                                          |
|---|-----------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 7 | Arenisca mediana a gruesa + cortinas de fango | Laminación horizontal, estratificación entrecruzada tabular planar      |  Canal alimentador                            |
| 6 | Arenisca mediana                              | Estratificación entrecruzada en artesa, tabular planar y de bajo ángulo |  Barra de desembocadura                       |
| 5 | Arenisca fina                                 | Laminación horizontal y ondulítica                                      |  Barra de desembocadura distal                |
| 4 | Arenisca fina                                 | Laminación ondulítica                                                   |  Planicie arenosa                             |
| 3 | Fangolita + yeso                              | Laminación horizontal y masivo                                          |  Planicie fangosa salina                      |
| 2 | Fangolita alternada con arenisca muy fina     | Laminación horizontal y masivo                                          |  Transición planicie arenosa-planicie fangosa |
| 1 | Fangolita                                     | Laminación horizontal y masivo                                          |  Planicie fangosa                             |

**Figura 9.** Litofacies, estructuras sedimentarias y geometrías de los cuerpos que conforman los depósitos correspondientes a los lagos efímeros clástico-evaporíticos.

m de potencia lateralmente continuos por decenas hasta pocas centenas de metros. Internamente pueden estar conformadas por un solo set de estratificación entrecruzada, mayormente tabular planar, de escala grande o por alternancia de areniscas con estratificación entrecruzada y laminación paralela (Spe, Sh).

*Interpretación:* El apilamiento de cuerpos de areniscas y conglomerados de hasta 30 cm de espesor con arreglos grandecrecientes, separados por superficies de orden 5 planas a levemente irregulares, conforman complejos de canales (CCh) en cuyo tope fueron reconocidas areniscas con bioturbación y otras con grietas de desecación. La fracción psefitica, dispuesta sobre la superficie erosiva, es seguida por depósitos arenosos con sets entrecruzados interpretados como barras arenosas de bajo porte (SBRs) y formas de lecho arenosas (SB). Los depósitos finos asociados con geometría mantiforme se interpretan como correspondientes a la planicie de inundación (FF y LS). Se interpreta un sistema fluvial entrelazado arenoso de naturaleza efímera (Bhattacharyya y Morad 1993). Esta interpretación se sustenta en la geometría lentiforme de los canales, limitados en su base por superficies de 6° orden de bajo relieve, la restringida participación de fangolitas y la escasa participación de sedimentos de tamaño grava. En relación al carácter efímero de los sistemas fluviales, la interpretación está reforzada por depósitos eólicos en el área intercanal. La intermitencia de los cursos fluviales dejaba disponibles sedimentos para que éstos sean transportados por el viento. Los canales eran someros y estaban dominados por barras de bajo relieve, casi exclusivamente arenosas. En algunas ocasiones se observa la presencia de superficies de migración lateral, por lo que se infiere que los canales tenían cierto grado de migración lateral. Estas fajas de canal estuvieron separadas por amplias planicies de inundación formadas por areniscas y fangolitas construidas por crecidas en manto y decantación (elementos LS y FF).

Por otra parte, los cuerpos de areniscas con estratificación entrecruzada de mediana y gran escala que se encuentran intercalados entre los depósitos de origen fluvial representan dunas eólicas, mien-

tales tanto angulares como tangenciales. Los mismos se presentan en dos conjuntos bien diferenciados: i) uno cuyo tamaño promedio de set es de 10 cm (Sp) y ii) otro en el cual los sets son mayores a 50 cm y en ocasiones de escala métrica (hasta 4 m, Spe, Fig. 8c).

Las psefitas corresponden a ortoconglomerados polimícticos, finos a medianos y matriz-soportados (Gmm), con tamaño promedio de clastos de 4 cm, y eje mayor máximo de 70 centímetros. Conforman bancos tabulares a lentiformes de espesores variables entre 0,8 y 1 m, limitados en su base por una superficie ligeramente erosiva. Los clastos son subredondeados y la composición lítica incluyendo fragmentos de sedimentitas, vulcanitas y metamorfitas. Frecuentemente se hallan clastos intracuencales pelíticos, conformando hasta un 50% del total de los clastos. En algunos casos gradan a brechas intraformacionales (Bin). Estas rocas son masivas o con estratificación horizontal muy pobremente definida (Gcm o Gh).

La proporción de pelitas varía ampliamente según el perfil analizado. En la mayoría de los casos son escasas, pero ocasionalmente alcanzan hasta un 25% del total de la facies. Se trata de fangolitas masivas

y laminadas (Fm y Fl), estratificadas en bancos tabulares de hasta 1 m de potencia. Cuando está presente la laminación es definida por sutiles cambios texturales entre láminas arcillosas y limo-arenosas, las que varían en su espesor desde milímetros hasta 2 centímetros.

Los cuerpos conglomerádico-arenosos de 1 m de espesor promedio presentan una relación ancho/espesor mayor a 50 y están limitados en sus bases por superficies erosivas de orden 6 de bajo relieve relativo. Los mismos resultan del apilamiento de bancos lenoides de conglomerados y areniscas de hasta 30 cm de espesor, separados por superficies de orden 5, planas a levemente irregulares. Internamente presentan arreglos grandecrecientes con conglomerados en la base, seguidos por areniscas en cuyo tope fueron reconocidas estructuras de bioturbación y/o de grietas de desecación. Las sedimentitas más finas forman cuerpos tabulares con dos arreglos internos: i) bancos delgados de pelitas laminadas o masivas y ii) secuencias fangolíticas métricas con intercalaciones arenosas.

Las areniscas con estratificación entrecruzada de escala mediana y grande conforman cuerpos tabulares de entre 1 y 4

tras que aquellas masivas o con laminación horizontal corresponderían a protodunas y mantos eólicos o interdunas secas, respectivamente. A diferencia de las restantes facies presentes en la Formación Vinchina, la F12 es consecuencia de la interacción de procesos fluviales y eólicos.

### Facies 13 (F13): Sistema eólico

Está mayormente formada por areniscas finas a medianas, bien seleccionadas y estratificadas en bancos cuneiformes que exhiben *sets* entrecruzados de escala grande y gigante, las capas frontales tienen casi invariablemente espesor centimétrico. Se encuentra presente únicamente en el perfil de la Quebrada del Yeso, donde alcanza un espesor de 155 metros (Fig. 8d). Se reconocen diferentes tipos de estratificaciones: i) areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Spe), con *sets* de hasta 4 m de espesor que, frecuentemente, exhiben contactos tangenciales hacia la base y se apilan originando *cosets* de hasta 30 m de potencia; ii) areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (Ste), cuyos *sets* presentan espesores variables entre 1 y 4 metros apilados en *cosets* que superan los 90 m de potencia e incluyen superficies de 1° orden (en el sentido de Brookfield 1977) separando arreglos con menor y mayor tamaño de los *sets*; iii) areniscas finas y muy finas con laminación horizontal (Sh), y entrecruzamientos de bajo ángulo (SI), en ocasiones con gradación inversa (Slge), pelitas con grietas de desecación (Fg) y pelitas masivas (Fm), dichas litologías se encuentran apiladas en arreglos que raramente exceden el metro de potencia y se intercalan entre depósitos asociados a formas mayores; iv) areniscas con estratificación entrecruzada de escala gigante, con *sets* de entre 8 y 10 m de potencia; y v) Areniscas finas a muy finas con laminación horizontal (Sh) y estratificación entrecruzada de bajo ángulo (SI), en ocasiones con gradación inversa (Slge), que conforman cuerpos de base plana y de hasta 1 m de potencia, apilados en depósitos de hasta 35 m de espesor.

Las litofacies se encuentran asociadas en dos litosomas diferentes. Uno incluye cuerpos tabulares de bases netas que internamente están formados por *sets* apilados de areniscas con estratificación

entrecruzada de escala grande (Spe, Ste) y gigante (Spe). Se presentan intercalaciones entre los centimétricas de areniscas (Sh, SI, Slge) y fangolitas (Fm), que ocasionalmente presentan grietas de desecación. El otro litosoma comprende cuerpos tabulares de base plana y espesores métricos que internamente presentan arreglos centimétricos de areniscas con laminación horizontal (Sh) o de bajo ángulo (SI), que en ocasiones exhibe gradación inversa de intralámina (Slge).

*Interpretación:* Teniendo en cuenta la casi exclusiva participación de areniscas, en general de grano fino, bien seleccionadas y conformando *sets* entrecruzados de gran porte (en ocasiones de escala gigante) se interpreta un origen eólico para estos depósitos. Otra evidencia de ambiente deposicional eólico es la microgradación inversa de intralámina.

Se reconoció una arquitectura de dunas apiladas, que incluyen dunas crecientes de crestas rectas (EDR, Spe) y sinuosas (EDS, Ste) con interdunas (EI, Sh, SI, Slge, Fm, Fg) y dunas de gran porte (ED, Spe); así como otro patrón arquitectural correspondiente al manto eólico (ELS, Sh, SI, Slge).

La secuencia comienza con areniscas laminadas horizontalmente (o con ligera inclinación), que pertenecen al manto eólico (35 m de espesor). Estas pasan a depósitos de dunas de crestas tanto rectas como sinuosas. La ocasional presencia de *sets* entrecruzados de escala grande hasta gigante (de hasta 10 m de espesor) sugiere la formación de draas. De acuerdo a Porter (1986), estos cuerpos arenosos de longitud de onda kilométrica indicarían períodos de máxima expansión del desierto bajo condiciones de muy alta provisión de arena.

## EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN VINCHINA

Para analizar la evolución de los paleoambientes sedimentarios de la Formación Vinchina en el área de la sierra de Los Colorados se requiere tener en cuenta la distribución en el espacio de las rocas que representan. Por ello se ha dividido la zona en tres sectores denominados norte

(quebradas El Cardón, Larga y Pozuelos), centro (quebradas Piedras Moradas, Pedregal Negro y La Troya) y sur (quebrada del Yeso). En este contexto la Figura 11 muestra los perfiles más completos en cada zona (quebradas Larga, La Troya y del Yeso, respectivamente) en el marco de lo propuesto por Marensi *et al.* (2015). Estos autores dividieron a la Formación Vinchina en siete secuencias depositacionales considerando los cambios relativos en el espacio de acomodación. Este esquema establece que, con espacio de acomodación limitado, se produce la superficie de erosión que marca el límite de secuencia. Con el progresivo incremento del espacio de acomodación se inicia la sedimentación, primero con sistemas fluviales confinados (bajo espacio de acomodación) y luego con sistemas depositacionales (fluviales, aluviales y lacustres) no confinados con alto espacio de acomodación.

El Miembro Inferior de la Formación Vinchina registra un intervalo basal con depósitos predominantemente arenosos que corresponden a sistemas fluviales efímeros (F1) y de interacción eólica-fluvial (F12). El resto de este Miembro presenta un patrón repetitivo donde delgados intervalos correspondientes a sistemas fluviales entrelazados arenosos y areno-conglomerádicos (F3) son seguidos por potentes depósitos correspondientes a sistemas fluviales multicanalizados areno-fangosos (F2 y F5) que se asocian a la progradación de sistemas fluviales distributarios (SF10a) sobre áreas de barreales (SF10b).

La progresiva disminución de norte a sur en la frecuencia y el tamaño de los conglomerados extraformacionales, así como la composición de sus clastos (Díaz *et al.* 2014), indican que el área elevada se ubicaba hacia el norte o noroeste. Los sistemas fluviales anastomosados y abanicos terminales que se registran en todas las localidades de este miembro sugieren un área con bajo gradiente topográfico y relativamente alejado del área fuente, donde la abundante provisión de sedimento, mayormente fino, era preservada debido a una alta tasa de subsidencia.

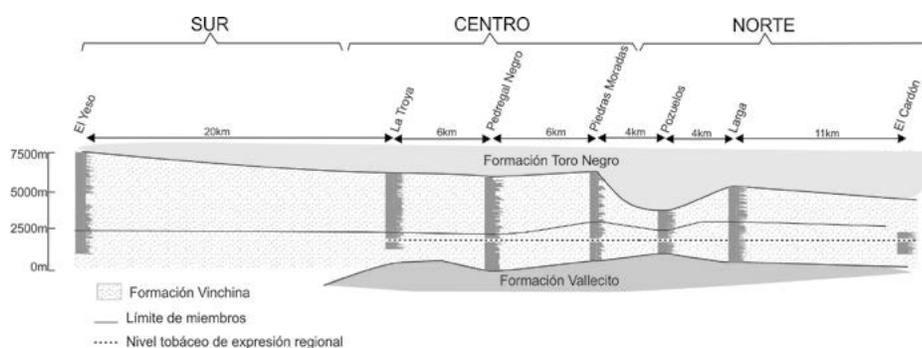
El Miembro Superior de la Formación Vinchina comienza con una marcada discordancia (Marensi *et al.* 2000) y puede dividirse en dos secciones, representando cada una de ellas diferentes estados de

espacio de acomodación en la cuenca. La inferior comprende sedimentitas en promedio más gruesas que la superior y presenta un arreglo de ambientes fluviales entrelazados gravosos (F8) o areno-gravosos (F3) confinados que gradan a otros anastomosados (F9 y F5) y meandriformes (F7). En la quebrada del Yeso (sector sur), este miembro comienza con un importante espesor de depósitos eólicos (F13) y de interacción eólica-fluvial (F12), no registrados en ningún otro sector de la cuenca. Por otra parte, la sección superior de este miembro no quedó preservada en el norte debido a la profunda incisión que marca la base de la suprayacente Formación Toro Negro (Fig. 10 y 11; Limarino *et al.* 2010). Sin embargo, en los sectores medio y austral se registran sistemas fluviales entrelazados areno-conglomerádicos (F3), o meandrosos areno-gravosos con limitada preservación de planicies (F7) que gradan a sistemas meandrosos con amplia preservación de las planicies (F4 y F6) y un delgado intervalo lacustre efímero (F11). Hacia el sur predominan los ríos anastomosados (F5) y sistemas fluviales distributarios (SF10a) que se relacionan con barrales (SF10b) o lagos efímeros (F11).

Este miembro presenta una notoria heterogeneidad en los ambientes sedimentarios que en general preserva la misma tendencia de proximalidad-distal de norte a sur que el Miembro Inferior. De este modo, las facies conglomerádico-arenosas desarrolladas en la zona norte gradan a otras areno-fangosas y fango-arenosas en el centro y sur, respectivamente. En particular, las sedimentitas aflorantes en la quebrada del Yeso indican depositación en ambientes desarrollados en una zona distal de bajo gradiente topográfico y alto espacio de acomodación. La transición desde ambientes eólicos o de interacción eólica-fluvial a barrales y, finalmente, lagos efímeros, podría corresponder a una progresiva disminución de la aridez.

## EVOLUCIÓN PALEOGEOGRAFICA

La evolución paleogeográfica del área de la sierra de Los Colorados durante el Mioceno medio a tardío puede ser resumida en cuatro etapas o estadios.



**Figura 10.** Correlación de los perfiles esquemáticos relevados en las siete localidades analizadas. En el mismo se observa la geometría de la superficie basal y del tope de la Formación Vinchina, así como también la ubicación en las columnas de un nivel tobáceo de expresión regional y el límite entre los Miembros inferior y superior. Cabe destacar la presencia de un paleovalle que se profundiza en la Quebrada Los Pozuelos y que se ve fuertemente reforzado en la incisión que precedió a la suprayacente Formación Toro Negro.

La etapa 1 (Fig 12a) se restringe a los depósitos basales de la Formación Vinchina, donde se registra el transporte de sedimento por sistemas fluviales entrelazados efímeros y el retrabajo eólico de gran parte de los depósitos resultantes. Como consecuencia se habría formado un área de bajo relieve y predominantemente arenosa. Los sistemas fluviales se desarrollaron en un contexto de bajo espacio de acomodación en un clima árido.

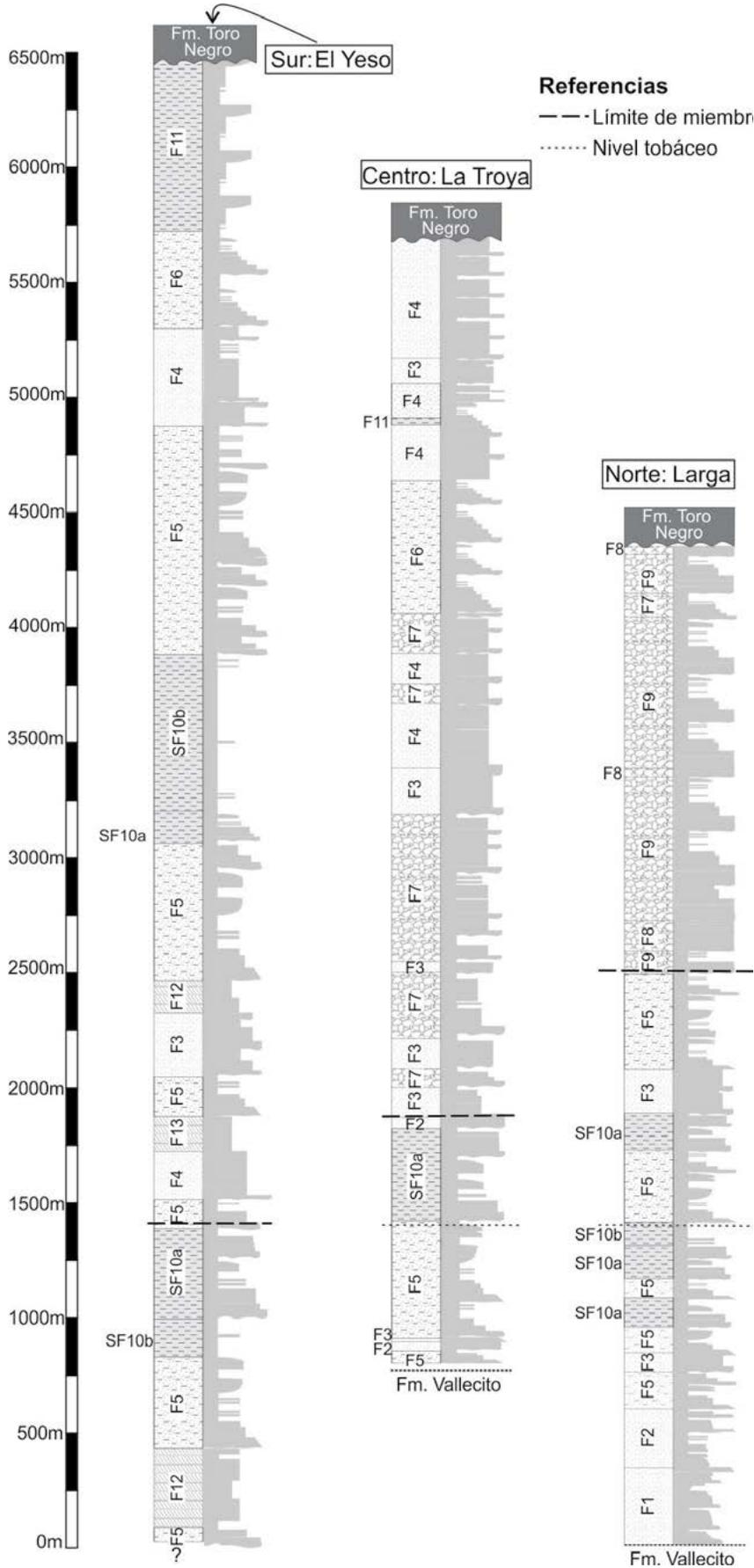
Durante el resto de la depositación del Miembro Inferior tuvo lugar la etapa 2 (Fig. 12b), caracterizada por un predominio del transporte fluvial en sistemas multi-canalizados (ríos anastomosados) y no-canalizados (lóbulos terminales) que desagotaban en barrales. La región continuaba en una posición distal con respecto al área montañosa más cercana, la sierra del Toro Negro, que continuaba levantándose y la sedimentación se desarrollaba mayormente en condiciones de alto espacio de acomodación bajo un clima con menores condiciones de aridez que en la etapa anterior. Un importante episodio de deformación produjo el incipiente basculamiento de los depósitos ocasionando la discordancia que marca la base del Miembro Superior de la unidad. Por encima de esta, durante la etapa 3 (Fig. 12c), se desarrollan en el norte sistemas fluviales entrelazados que gradan a meandriformes en la zona central y finalmente anastomosados que engranan con sistemas eólicos y de interacción eólica-fluvial hacia el sur. Esta situación denota un mayor gradiente topográfico en sentido meridional y proximalidad con el área fuente de detritos procedentes del

basamento (sierra de Toro Negro). El área correspondía a una planicie areno-fangosa con ríos relativamente incisos en el sector proximal que perdían su confinamiento y se explayaban hacia el sur.

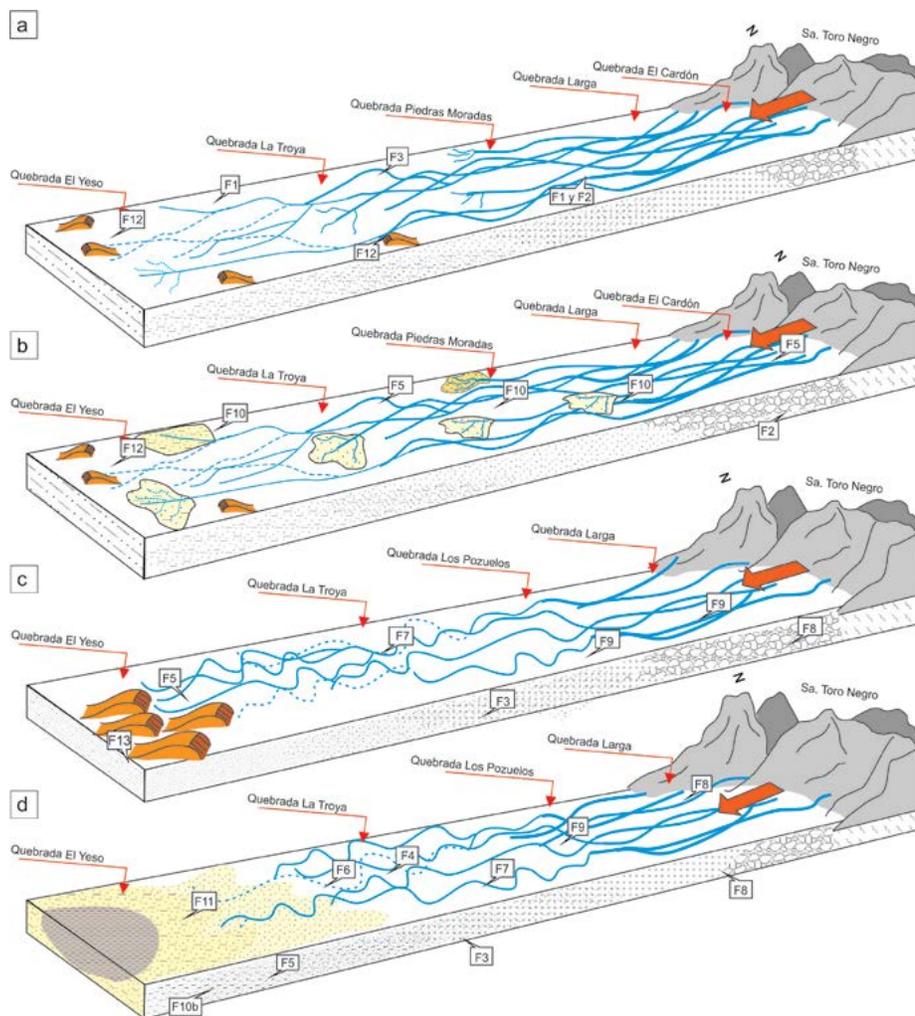
La etapa 4 (Fig. 12d) está registrada en la parte superior del Miembro Superior. En el sector medio se desarrollaban sistemas meandriformes que proveían una importante cantidad de sedimento fino a sistemas lacustres efímeros ubicados en el extremo sur de la cuenca. La región central habría correspondido entonces a una planicie areno-fangosa, que hacia el sur gradaba a una extensa área plana ocupada por lagos efímeros. La sedimentación tuvo lugar en condiciones de variable espacio de acomodación, siendo este extremadamente alto en la quebrada del Yeso. Esta etapa marca un cambio hacia un clima semiárido. El tope del estadio 4 está marcado por una superficie de extensión regional e importante relieve que marca la base de la suprayacente Formación Toro Negro.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo constituye parte de la Tesis Doctoral de la Dra. Schencman dirigida por Oscar Limarino. Los autores desean agradecer la colaboración de todos aquellos que compartieron las tareas de campo. Las investigaciones fueron desarrolladas con el financiamiento de los proyectos ANPCyT PICT 727/12 y PICT 1963/14, CONICET PIP 252 y UBACYT 385BA. Los editores desean agradecer el trabajo de revisión de María Sanchez y Aldo Umazano.



**Figura 11.** Perfiles sintéticos de los sectores sur (Quebrada El Yeso), central (Quebrada de La Troya) y norte (Quebrada Larga). Puede observarse la correlación lateral de los distintos paleoambientes sedimentarios y las proporciones en que se presentan las distintas facies definidas en la Formación Vinchina. Para una interpretación de los subambientes véase Tabla 4.



**Figura 12.** a) Esquema evolutivo de la etapa 1 que corresponde a los depósitos basales. El sedimento era transportado por sistemas fluviales entrelazados efímeros (F1 y F2) y retrabajado en gran proporción por el viento (F12), formando un área de bajo relieve y predominantemente arenosa; b) Etapa 2 dominada por transporte fluvial (F5) y lóbulos terminales (SF10a); c) Etapa 3 se desarrollaron en el norte sistemas fluviales entrelazados, en el centro meandríformes y anastomosados que engranan con sistemas eólicos y de interacción eólica-fluvial en el sur; d) Etapa 4 en el sector medio tuvieron lugar ríos meandríformes mientras que en el extremo sur de la cuenca sistemas lacustres efímeros.

## REFERENCIAS

- Aguilar, J. G., Guerra-Merchán, A., Serrano, F. y Palmqvist, P. 2013. Ciclicidad sedimentaria en depósitos lacustres evaporíticos tipo playa-lake del Pleistoceno inferior en la cuenca de Guadix-Baza (Cordillera Bética, España). *Boletín Geológico y Minero* 124: 239-251.
- Allen, J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* 2: 93-114.
- Allen, J.R.L. 1978. Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled suites. *Sedimentary Geology* 21:129-147.
- Amidon, W.H., Ciccioli, P.L., Marensi, S.A., Limarino, C.O., Fisher, G.B., Burbank, D.W. y Kylander-Clark, A. 2016. U-Pb ages of detrital and volcanic zircons of the Toro Negro Formation, northwestern Argentina: age, provenance and sedimentation rates. *Journal of South American Earth Sciences* 70: 237-250.
- Bhattacharyya, A. y Morad, S. 1993. Proterozoic braided ephemeral fluvial deposits: An example from the Dhandraul Sandstone Formation of the Kaimur Group, Son Valley, Central India. *Sedimentary Geology* 84: 101-114.
- Billi, P. 2007. Morphology and sediment dynamics of ephemeral stream terminal distributary systems in the Kobo Basin (Northern Welo, Ethiopia). *Geomorphology* 85: 98-113.
- Blum, M.D. y Törnqvist, T. 2000. Fluvial responses to climate and sea level changes a review and look forward. *Sedimentology* 47: 2-48.
- Boyer, B. W. 1982. Green River laminites: Does the playa-lake model really invalidate the stratified-lake model? *Geology* 10: 321-324.
- Bridge, J.S. 1985. Paleochannel patterns inferred from aluvial deposits: a critical evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 583-588.
- Bridge, J.S. 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40: 801-810.
- Bridge, J.S. y Leeder, M.R. 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology* 26: 617-644.
- Briere, P. R. 2000. Playa, playa lake, sabkha: Proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments* 45: 1-7.
- Cataneanu, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, 375 p., Amsterdam.
- Cain, S. A. y Mountney, N. P. 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology* 56: 1774-1800.
- Ciccioli, P. L. y Marensi, S. A. 2012. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Toro Negro (Neógeno), antepaís fracturado andino, noroeste argentino. *Andean Geology* 39: 407-441.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marensi, S.A., Tedesco, A.M. y Tripaldi, A. 2010. Estratigrafía de la Cuenca de Vinchina (Terciario), Sierras Pampeanas, Provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 146-155.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marensi, S.A., Tedesco, A.M. y Tripaldi, A. 2011. Tectosedimentary evolution of the La Troya and Vinchina depocenters (northern Bermejo Basin, Tertiary), La Rioja, Argentina. En: Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*: 91-110, Salta.
- Ciccioli, P.L., Marensi, S.A., Rosello, E. y Limarino, C.O. 2013a. Sedimentary patterns in the Vinchina Basin: interplay between compressional and transcurrent tectonism during the Andean orogeny. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 54(Suppl 2): 217-220.
- Ciccioli, P., Gomez O'Connell, M., Limarino, C. y Marensi, S. 2013b. La sucesión terciaria de la quebrada de Los Pozuelos (Cuenca de Vinchina): su importancia estratigráfica

- y paleogeográfica para el antepaís andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 451-464.
- Ciccioli, P.L., Marensi, S.A. y Limarino, C. O. 2014. Petrology and provenance of the Toro Negro Formation (Neogene) of the Vinchina broken-foreland basin (Central Andes of Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 49: 15-38.
- Collo, G., Dávila, F. M., Teixeira, W., Nobile, J. C. y Carter, A. 2017. Isotopic and thermochronologic evidence of extremely cold lithosphere associated with a slab flattening in the Central Andes of Argentina. *Basin Research* 29: 16-40.
- Dalrymple, R.W., Boyd, R. y Zaitlan, B.A. 1994. Incised valley systems: origin and sedimentary sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 51: 391 p., Tulsa.
- Díaz, M., Marensi, S. y Schencman, L.J. 2014. Análisis composicional de los niveles conglomerádicos de la Formación Vinchina (Mioceno, Provincia de La Rioja). 14° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 98-99, Puerto Madryn.
- Doeglas, D.J. 1962. The structure of the sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology* 1: 167-190.
- Eugster, H. y Hardie, L.A. 1975. Sedimentation in an ancient playa-lake complex: the Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. *Geological Society American Bulletin* 86: 319-334.
- 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.
- Gibling, M.R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research* 76: 731-770.
- Griffiths, G.A. 1979. Recent sedimentation history of the Waimakariri River, New Zealand. *Journal of Hydrology* 18: 6-28.
- Holbrook, J. 2001. Origin, genetic interrelationships, and stratigraphy over the continuum of fluvial channel-form bounding surfaces: an illustration from middle Cretaceous strata, southeastern Colorado. *Sedimentary Geology* 144: 179-222.
- Kelly, S.B. y Olsen, H. 1993. Terminal fans – a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology* 85: 339-374.
- Langford, R.P., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology* 36: 1023-1035.
- Langford, R.P. y Chan, M.A. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology* 36:1037-1051.
- Li, J., Luthi, S. M., Donselaar, M. E., Weltje, G. J., Prins, M. A. y Bloemsmá, M. R. 2014. An ephemeral meandering river system: Sediment dispersal processes in the Río Colorado, Southern Altiplano Plateau, Bolivia. *Zeitschrift für Geomorphologie: PAGINAS*
- Limarino, C.O., Tripaldi, A., Caselli, A.T., Marensi, S., Re, G. y Net L.I. 1999. Facies, paleoambientes depositacionales y edad de la Formación Vinchina, Neógeno, provincia de La Rioja. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino, Actas* 1: 65, Salta.
- Limarino, C. O., Tedesco, A. M., Tripaldi, A. y Net, L. I. 2002. Modelo de facies para el abanico terminal de Patquía, Provincia de la Rioja. 9° Reunión Argentina de Sedimentología. *Actas*: 98, Córdoba.
- Limarino, C.O., Ciccioli, P.L. y Marensi, S.A. 2010. Análisis del contacto de las formaciones Vinchina y Toro Negro (Sierra de los Colorados, Provincia de La Rioja, Argentina), sus implicancias tectónicas. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 17: 113-132.
- Limarino, C.O., Marensi, S.A., Ciccioli, P.L., Gómez O'Connell, M., Schencman, J. y Díaz, Y. 2012. Análisis estratigráfico de la Formación Vinchina en su área tipo (Mioceno, Sierras Pampeanas Noroccidentales). 1° Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Actas: 22, San Miguel del Tucumán.
- Makaske, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* 53: 149-196.
- Makaske, B. 2014. Anastomosing Pattern. *Encyclopedia of Planetary Landforms*. Springer, 1-7, New York.
- Marensi, S.A., Net, L.I., Caselli, A., Tripaldi, A. y Limarino, C.O. 2000. Hallazgo e interpretación de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), quebrada de La Troya, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 414-418.
- Marensi, S. A., Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Schencman, L. J. y Diaz, M. Y. 2015. Using fluvial cyclicality to decipher the interaction of basement-and fold-thrust-belt tectonics in a broken foreland basin: Vinchina Formation (Miocene), Northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 85: 361-380.
- Mcglue, M. M., Ellis, G. S., Cohen, A. S. y Swarzenski, P. W. 2012. Playa-lake sedimentation and organic matter accumulation in an Andean piggyback basin: the recent record from the Cuenca de Pozuelos, North-west Argentina. *Sedimentology* 59: 1237-1256.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews* 13: 1-62.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: A.D. Miall (Editor), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5: 597-604, Calgary.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review* 22: 261-308.
- Miall, A.D. 1988. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 72: 682-697.
- Miall, A.D. 1989. Architectural elements and bounding surfaces in channelized clastic deposits: notes on comparisons between fluvial and turbidite systems. *Sedimentary facies in the active plate margin*. Terra Scientific Publishing Company, 3-15, Tokyo.
- Miall, A.D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, 582p, Berlin.
- Miall, A. D. 2014. *Fluvial depositional systems*. Springer, 9-68, Berlin.
- Nanson, G.C. y Croke J.C. 1992. A genetic classification of floodplains. En Brakenridge, G.R. y Hagedorn, J. (Eds.), *Floodplain Evolution Geomorphology* 4:459-486.
- Neal, J.T. 1975. Playa surface features as indicators of environment. En: Neal, J.T. (ed.), *Playas and Dried Lakes*. Halsted Press: 363-38, Sidney
- Olsen, H. 1987. Ancient ephemeral stream deposits: a local terminal fan model from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) in The Tønder-3,-4 and-5 wells, Denmark. *Geological Society, London, Special Publications* 35: 69-86.
- Pati, P., Parkash, B., Awasthi, A. K. y Jakhmola, R. P. 2012. Spatial and temporal distribution of inland fans/terminal fans between the Ghaghara and Kosi rivers indicate eastward shift of neotectonic activities along the Himalayan front. A study from parts of the upper

- and middle Gangetic plains, India. *Earth Science Reviews* 115: 201-216.
- Porter, M. L. 1986. Sedimentary record of erg migration. *Geology* 14: 497-500.
- Ramos, V.A. 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de Los Colorados (Provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 359-382.
- Reid, I. 2002. Sediment dynamics of ephemeral channels. En: Bull, L.J. y Kirkby, M. (eds.), *Dryland Rivers: Hydrology, and Geomorphology of Semi-arid Channels*. Wiley 107-128, Oxford.
- Reinfelds, I. y Nanson, G. 1993. Formation of braided river floodplains, Waimakariri River, New Zealand. *Sedimentology* 40: 1113-1127.
- Sáez, A., Anadon, P., Herrero, M. J. y Moscardiello, A. 2007. Variable style of transition between Palaeogene fluvial fan and lacustrine systems, southern Pyrenean foreland, NE Spain. *Sedimentology* 54: 367-390.
- Sanchez, M. L. y Asurmendi, E. 2015. Stratigraphy and sedimentology of the terminal fan of Candeleros Formation (Neuquén Group), Lower Cretaceous, Neuquén basin, provinces of Neuquén and Mendoza, Argentina. *Andean Geology* 42: 329-348.
- Schenckman, L.J. 2016. Arquitectura de sistemas fluviales, modelos depositacionales y estratigrafía secuencial en cuencas de antepaís: la Formación Vinchina, un caso de estudio. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 271p., Buenos Aires.
- Shepherd, R.G. 1987. Lateral accretion surfaces in ephemeral stream point bars, Rio Puerco, New Mexico. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (eds). *Recent developments in Fluvial Sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 39: 93-98, Tulsa.
- Shukla, U. K., Bachmann, G. H., Beutler, G., Barnasch, J. y Franz, M. 2006. Extremely distal fluvial sandstone within the playa system of Arnstadt Formation (Norian, Late Triassic), Central Germany. *Facies* 52: 541-554.
- Smith, D. G. y Smith, N. D. 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valley near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Research* 50: 157-164.
- Stear, W.M. 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
- Tooth, S. 2005. Splay formation along the lower reaches of ephemeral rivers on the Northern Plains of arid central Australia. *Journal of Sedimentary Research* 75: 636-649.
- Tooth, S. y Nanson, G. C. 2011. Distinctiveness and diversity of arid zone river systems. En: Thomas, D.S.G. (ed.), *Arid Zone Geomorphology: Processes, Form and Change in Drylands*. Wiley, 269-300, Chichester.
- Tripaldi, A. y Limarino, C.O. 2008. Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15: 43-66.
- Tripaldi, A., Net, L.I., Limarino, C.O., Marensi S.A., Re, G. y Caselli, A.T. 2001. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 443-465.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra del Famatina y adyacencias (La Rioja). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 42:77-126, Córdoba.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina (provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 100, 81 p., Buenos Aires.
- Williams, P.F. y Rust, B.R. 1969. The sedimentology of a braided river. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 649-679.

Recibido: 28 de julio, 2017

Aceptado: 15 de enero, 2018