



Andean Geology

ISSN: 0718-7092

revgeologica@sernageomin.cl

Servicio Nacional de Geología y Minería
Chile

Sánchez, María Lidia; Asurmendi, Estefanía; Armas, Paula
Sedimentología y estratigrafía de alta resolución del subgrupo río Neuquén (Cretácico Superior)
departamento confluencia, provincia de Neuquén, Argentina
Andean Geology, vol. 41, núm. 1, enero-, 2014, pp. 106-141
Servicio Nacional de Geología y Minería
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173929668005>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Sedimentología y estratigrafía de alta resolución del subgrupo río Neuquén (Cretácico Superior) departamento confluencia, provincia de Neuquén, Argentina

María Lidia Sánchez¹, Estefanía Asurmendi^{1,2}, Paula Armas^{1,2}

¹ Universidad Nacional de Río Cuarto, Ruta 8 y 36 Km 603, Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

msanchez@exa.unrc.edu.ar; easurmendi@exa.unrc.edu.ar; parmas@exa.unrc.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Avda. Velez Sarsfield 1611, Ciudad Universitaria, (X5016ZAA), Córdoba, Argentina.

RESUMEN. En el sector centro-este de la cuenca Neuquina, suroeste de Neuquén, Patagonia Argentina, el Subgrupo Río Neuquén de origen continental ha sido dividido en dos secuencias estratigráficas incompletas (SI y SII) sobre la base de discontinuidades que limitan arreglos de litofacies y elementos arquitecturales característicos. Parte de la sucesión (Formación Portezuelo-SI), se formó a partir de sistemas fluviales de baja y alta sinuosidad que drenaban hacia el noreste. La acreción lateral y oblicua es un rasgo importante de los sistemas de alta energía con carga mixta. Los depósitos de planicie de inundación dominan la estratigrafía, contribuyendo con más del 45% de los sedimentos. La Formación Plottier (SII) se acumuló a partir de un sistema de baja sinuosidad perenne con un buen desarrollo de los depósitos de planicie aluvial con eventos de inundaciones. La unidad se acumuló sobre una topografía con un gradiente general hacia el este-noreste. La arquitectura aluvial y patrones de apilamiento en el Subgrupo Río Neuquén estuvo controlada por la combinación de factores alogénicos, el más significativo fue la tectónica seguida por el clima. La sucesión del Cretácico Tardío en la cuenca de antepaís andina, depositada en la cuenca periférica, consiste de ciclos tectónicos que comprenden dos componentes: estratos depositados en una cuenca subalimentada (Formación Portezuelo, AA-SI) y sedimentación en una cuenca sobrealmimentada sin un abultamiento periférico definido topográficamente (Formación Plottier, BA-SII).

Palabras clave: Arquitectura fluvial, Estratigrafía Secuencial, Tectónica, Cuenca de antepaís, Cuenca Neuquina.

ABSTRACT. **Sedimentology and high resolution stratigraphy of Río Neuquén Subgroup (Upper Cretaceous) department Confluence, Province of Neuquén, Argentina.** The Upper Cretaceous exposed in the northeastern part of the Neuquén Basin, southeast of Neuquén, Argentina. Río Neuquén Subgroup of continental origin, has been divided into two incomplete stratigraphic sequence units (SI y SII) on the basis of lithofacies assemblages and architectural elements. Parts of the succession (Portezuelo Formation SI) formed in northeasterward-draining low and high sinuosity fluvial systems. Those are analyzed in detail in terms of macroform-scale and stratigraphic-level architecture to assess fluvial styles and the evolution of non-marine depositional environments. Lateral and oblique accretion is a significant process of deposition in high-energy systems with mixed load. The overbank deposits dominate the floodplain stratigraphy; they contribute more than 45% of floodplain sediments. The Plottier Formation (SII) was accumulated from a low sinuosity perennial system with well developed deposits of alluvial plain with flood events. The unit was accumulated on topographic slopes dipping from west-southwest to east-northeast. The alluvial architecture and stacking patterns in the Río Neuquén Subgroup were controlled by a combination of allogenic factors, most significantly tectonics followed by climate. The Upper Cretaceous succession in the Andean foreland basin, deposited in a backbulge zone, consists of tectonically-driven cycles comprising two components: strata deposited in an underfilled basin (Portezuelo Formation, AA-SI) and strata deposited in an overfilled basin lacking evidence of a forebulge (Plottier Formation, BA-SII).

Keywords: Fluvial architecture, Sequence Stratigraphy, Tectonics, Foreland basin, Neuquén Basin.

1. Introducción

La Cuenca neuquina (Fig. 1a) se extiende desde el este de la cordillera de los Andes en la Argentina hasta el centro-oeste de Chile, entre los 32° y 40°S, y es una depresión ensílica localizada en posiciones de intraarco (Chile) y retroarco (Argentina). Desde el Jurásico Temprano hasta el Cenozoico evolucionó como una depresión de intraarco y trasarco-retroarco con el gradual desarrollo del arco magmático andino (Franzese y Spalletti, 2001). La Cuenca neuquina limita al este con la Sierra Pintada, al sur-este con el Macizo Norpatagónico y al oeste con el actual arco volcánico andino.

La Cuenca neuquina es la mayor productora de hidrocarburos de Argentina (Uliana y Legarreta, 1993), con importantes reservorios mayormente concentrados en estratos del Triásico al Aptiano, en muchos casos marinos y ricos en niveles fosilíferos, fácilmente reconocibles en subsuelo y superficie. Esto ha concentrado el estudio con mayor énfasis en la etapa extensional de la cuenca, con mayor precisión y definición de la arquitectura estratigráfica y paleoambientes. El estadio de antepaís andino,

por su parte, resulta con un menor grado de conocimiento (Cobbold y Rossello, 2003), existiendo menos estudios en los depósitos sinorogénicos del Grupo Neuquén (Cenomaniano-Campaniano). Esta unidad está integrada por los Subgrupos Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado y alcanza un espesor máximo de 1.500 m en la parte centro-norte de la provincia de Neuquén (Legarreta y Gulisano, 1989).

El Subgrupo Río Neuquén yace en discordancia sobre las sedimentitas eólicas y lacustres del techo del Subgrupo Río Limay (Sánchez et al., 2008), representa parte del relleno de la cuenca de antepaís durante el Cretácico Tardío y comprende depósitos fluviales y eólicos. Aunque existen excelentes afloramientos que suministran una base de datos segura para la elaboración de modelos paleoambientales y evolución estratigráfica, esta unidad ha merecido poca atención en estudios de detalle sedimentológicos, salvo algunas excepciones (Sánchez et al., 2005, 2006; Sánchez y Heredia, 2006; Calvo et al., 2008). Esto es una limitante para la correlación y elaboración de modelos regionales puesto que exige la extrapolación de la información a partir del estudio en áreas muy restringidas.

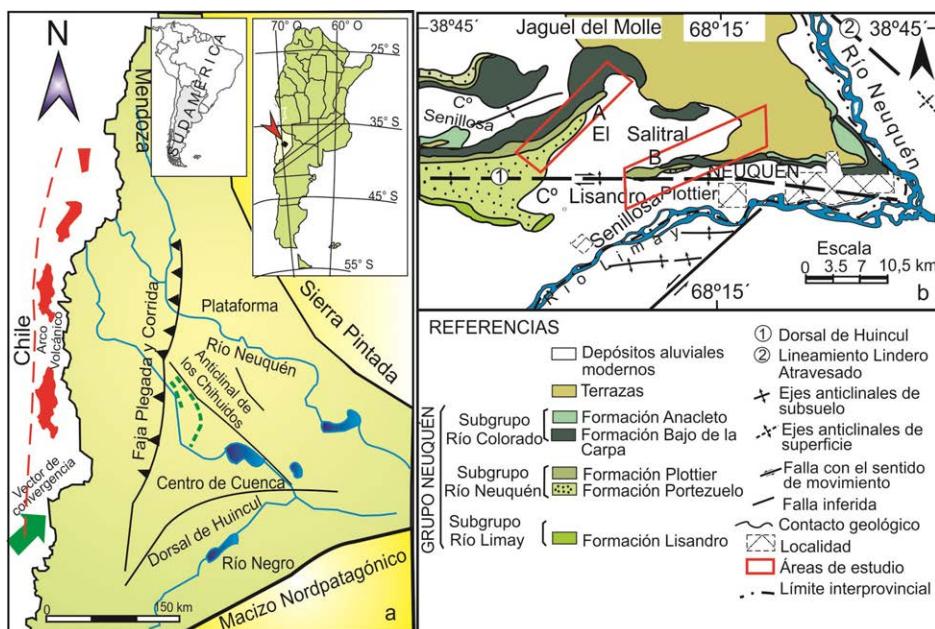


FIG. 1. Ubicación del área de trabajo señalada por la flecha y el recuadro. **a.** Mapa de la Cuenca neuquina en el que se incorporan algunos rasgos geológicos relevantes en este trabajo (modificado de Vergani et al., 1995; Ramos y Folguera, 2005; Silvestro y Zubiri, 2008); **b.** Mapa geológico (modificado de Hugo y Lanza, 2001 y Sánchez et al., 2006). A y B indican la ubicación de las secciones relevadas de este trabajo.

Con el propósito de aportar nueva información sobre el Subgrupo Río Neuquén se seleccionaron y estudiaron extensos afloramientos subparalelos al curso del río Limay, al sur de la ciudad de Neuquén (Fig. 1b).

El objetivo de este trabajo es, por lo tanto, proveer una descripción detallada de las litofacies, patrón arquitectural de meso- y macroescala de los cuerpos sedimentarios fluviales, su distribución y relaciones espaciales, documentar los cambios paleoambientales y definir las superficies estratigráficamente significativas. El análisis de la arquitectura fluvial incluye, morfología y patrón de apilamiento de canales y paleocorrientes para la definición de la historia depositacional. En particular, se concentra en detalles de la arquitectura fluvial y su relación con un modelo de cuenca de antepaís, discutiendo los controles de procesos autogénicos (avulsión, migración lateral) y alogénicos (clima y actividad tectónica) durante la depositación del Subgrupo Río Neuquén.

2. Ambiente geológico

La Cuenca neuquina (Fig. 1a) es una cuenca de retroarco con una historia compleja controlada por un régimen tectónico variable en el margen occidental de Gondwana. Se formó durante el Mesozoico temprano en un régimen extensional regional como consecuencia de la lenta subducción de la corteza oceánica en el margen pacífico de América del Sur (Legarreta y Uliana, 1999; Vergani *et al.*, 1995). Desde el Triásico al Cretácico Temprano se llenó con más de 5.000 m de sedimentos en condiciones paleoambientales variadas. Los cambios en la tasa de expansión del Atlántico Sur, la reorganización de las placas del Pacífico y el decrecimiento en el ángulo de subducción dieron lugar al desarrollo de una tectónica compresiva que generó la inversión de las estructuras extensionales y una deformación flexural en la región de Cuenca neuquina durante el Cretácico (Cobbold y Rossello, 2003). Esta cuenca de antepaís de retroarco estuvo entonces controlada por la inversión tectónica y el levantamiento de los terrenos ubicados al oeste. La faja plegada y corrida de la fase de antepaís y su posición, controló la distribución de los principales depocentros, así como la migración de los mismos hacia el este (Ramos, 1999; Howell *et al.*, 2005; Ramos y Folguera, 2005; Veiga *et al.*, 2005). Hacia fines del Cretácico, la transgresión marina atlántica, relacionada con el alto

nivel del mar a escala global, afectó a la Cuenca neuquina y permitió la deposición de sedimentos marinos someros en amplias áreas (Cobbold y Rosello, 2003).

Los depósitos sinorogénicos del Grupo Neuquén han sido afectados desde el Cenomaniano por una compleja historia de deformación que alcanzó un máximo durante el Campaniano tardío. El Subgrupo Río Neuquén se depositó durante el Turoniano-Santoniano y comprende a las Formaciones Portezuelo y Plottier. La Formación Portezuelo está constituida por areniscas en parte conglomeráticas con intercalaciones de fangolitas con yeso. Tiene una potencia que varía entre 95 y 130 m. Su localidad tipo es la región de sierra del Portezuelo, su edad es turoniana tardía-coniaciana temprana y contiene restos de terópodos con características de ave denominado *Patagonykus puertai* Novas y *Unenlagia comahuensis* Novas y Puerta (Rodríguez *et al.*, 2007). La Formación Plottier yace en aparente concordancia (Figs. 2a y b) sobre la Formación Portezuelo y es cubierta por los depósitos fluviales y eólicos de la Formación Bajo de la Carpa (Sánchez *et al.*, 2006), base del Subgrupo Río Colorado. En algunas localidades el contacto es marcadamente erosivo (Figs. 2b y c); la Formación Plottier está representada por limolitas con lentes de areniscas. La localidad tipo de esta unidad se ubica en la barda norte de la localidad de Plottier. Tiene una potencia aproximada de 25 m y su edad es coniaciana tardía. Contiene huellas y bivalvos de agua dulce (Hugo y Leanza, 2001).

3. Metodología

Este trabajo abarca el estudio de detalle de un corte estratigráfico de más de 27 km en sentido NNE-SSO (Fig. 1b) que incluye a las Formaciones Portezuelo y Plottier. Esto permitió caracterizar la extensión, distribución y relaciones a nivel regional de los elementos arquitecturales, el seguimiento de las discontinuidades estratigráficamente significativas, para su valoración y definir su ubicación relativa dentro de la unidad estudiada. En gabinete se llevó a cabo el análisis de facies, de arquitecturas fluviales y el patrón de apilamiento de los canales (Miall, 1996). Al mismo tiempo, secciones fotografiadas de hasta 2 km, se usaron para armar fotomosaicos y elaborar el mapeo de detalle. También se procedió a la confección de un perfil integrado (Fig. 3) y al análisis estadístico

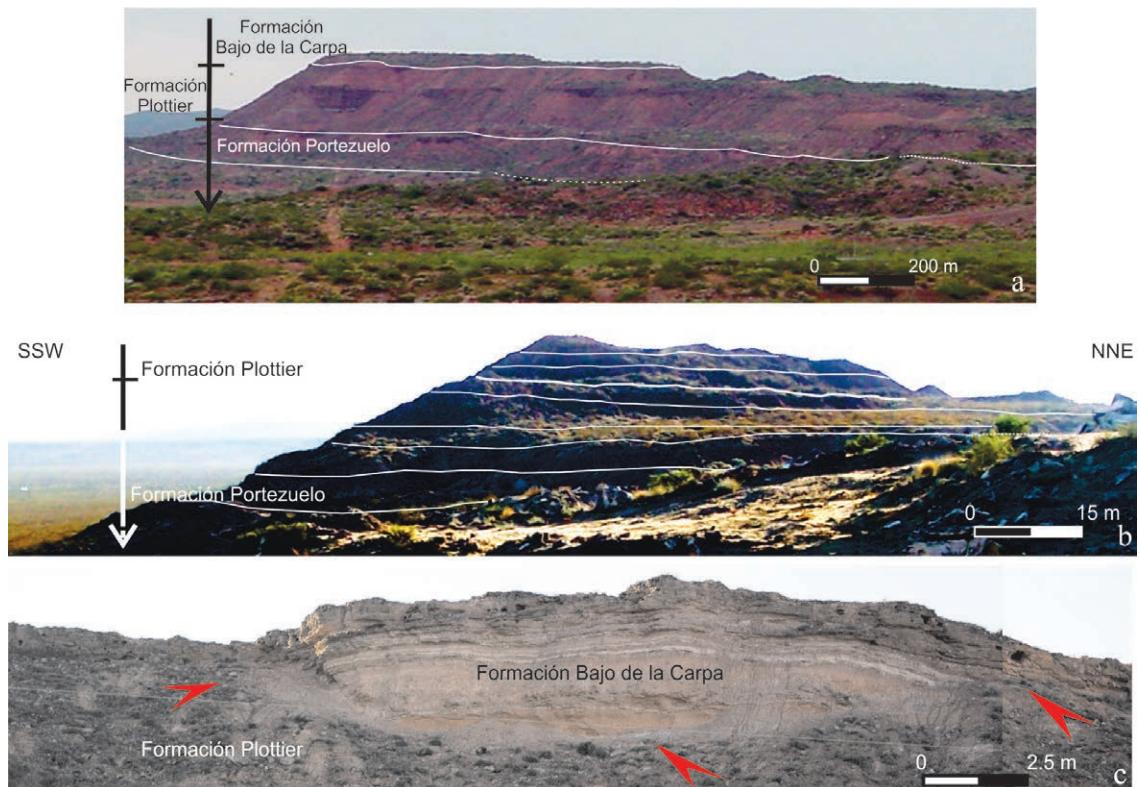


FIG. 2. a-b. Vista en un corte orientado NNE-SSW de las relaciones estratigráficas entre las unidades del Subgrupo Río Neuquén y Río Colorado. Las superficies de contacto entre los subgrupos son erosivas y entre las formaciones Plottier y Portezuelo son similares. Internamente, en la última unidad se distingue una superficie de erosiva de bajo relieve. Los estratos inclinan hacia el NNE. La ubicación de a. es indicada con la letra A en la figura 1, y b. con la letra B en la figura 1; c. Vista de detalle del contacto erosivo, un pequeño valle es excavado en el techo de la Formación Plottier. La base de la Formación Bajo de la Carpa es señalada por flechas rojas. Fig. 3. Perfil integrado de la sección estratigráfica relevada.

de paleocorrientes a partir del tipo de estratificación cruzada. En la integración final de la información se aplicaron términos de estratigrafía secuencial basándose fundamentalmente en los conceptos de Martinsen *et al.* (1999) y se aplicaron los modelos teóricos de Yang y Miall (2010) y Yang (2011) para la evolución del relleno en las cuencas de antepaís.

4. Análisis de facies

En este estudio se describen e interpretan para las Formaciones Portezuelo y Plottier tres litofacies conglomeráticas, cinco de areniscas y una de pelitas (Tabla 1), siguiendo los criterios de Miall (1996). Las mismas han sido agrupadas en elementos arquitecturales y son definidos sobre la base de la asociación y distribución de litofacies (Miall, 1996; Jo, 2003).

A la nomenclatura de Miall (1996) se incorpora en minúscula letras que indican la granulometría dominante, 'g' para grava y 'a' para arena, mientras que los números a continuación, permiten distinguir variantes notables entre elementos arquitecturales.

4.1. Elementos arquitecturales

4.1.1. Elementos de canal

Canal gravoso (CHg). Son unidades lenticulares con base erosiva, solitarias o agrupadas, y solapamiento lateral, de hasta 0,5 m de espesor y más de 20 m de longitud, que suprayacen a otros elementos mayores. Los rellenos de canal consisten principalmente en conglomerados finos macizos (Gm), con estratificación paralela (Gh) y en artesa (Gt) y con estratificación entrecruzada planar (Gp), (Fig. 4)

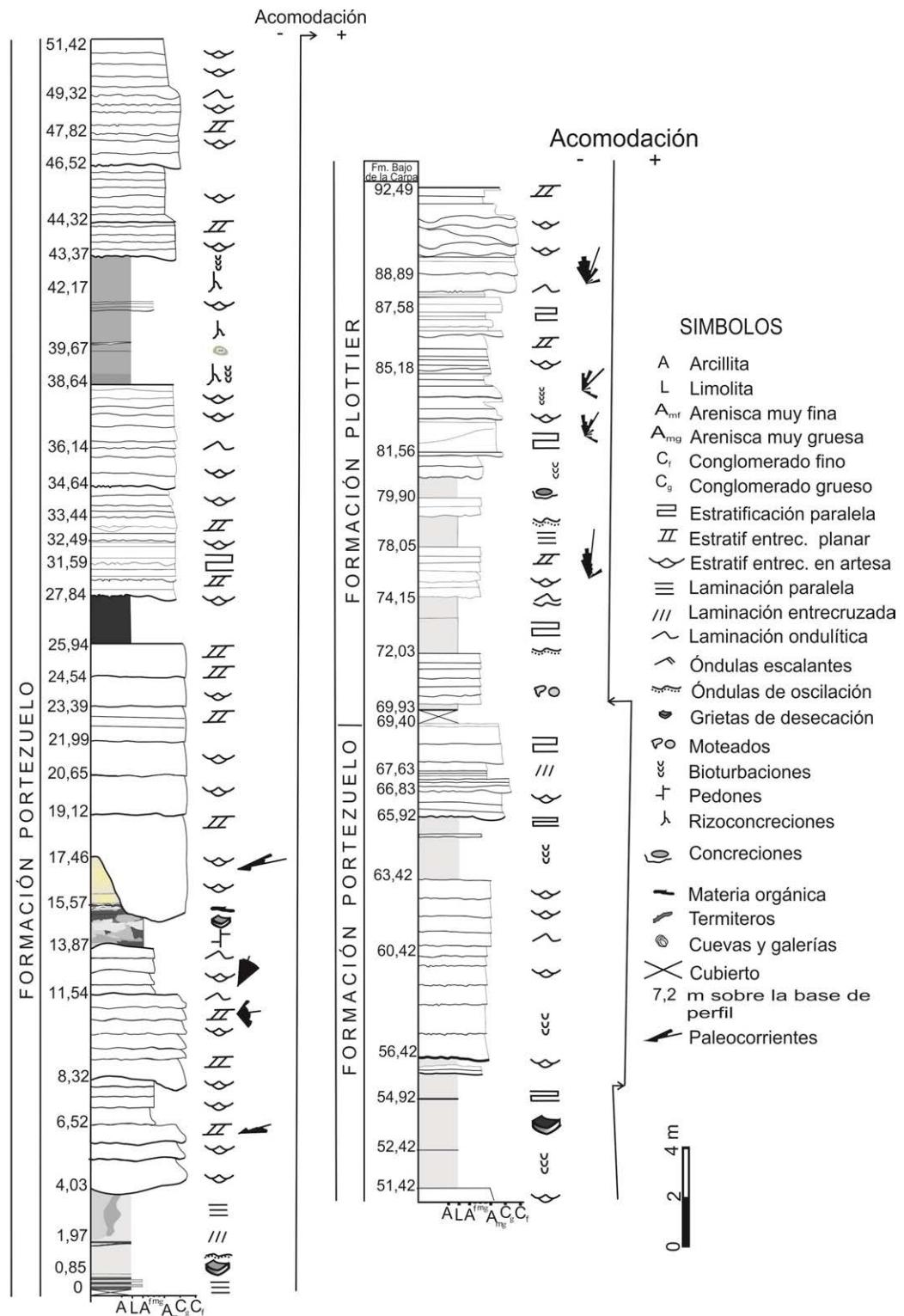


FIG. 3. Perfil integrado de la sección estratigráfica relevada.

TABLA 1. TABLA DE LITOFAZES CON LA DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN PARA LAS FORMACIONES PORTE-ZUELO Y PLOTTIER.

L	Descripción	Interpretación
Gm	Conglomerado clasto o matrizsoportado con clastos tamaño grava, gránulo, matriz de arenosa, fábrica desorganizada, de decímetros a 15 cm de espesor, base erosiva o neta planar.	Depositación de carga de lecho como láminas o tapiz (lag) de fondo de canal.
Gh	Conglomerado clasto o matrizsoportado con clastos tamaño grava, gránulo, matriz a clastosoportado, estratificación paralela, de 10 a 25 cm de espesor, base erosiva o neta planar.	Depositación de carga de lecho como láminas, núcleo de barra o tope durante el bajo estadio de flujo normal en el canal.
Gt	Conglomerado con clastos tamaño grava, gránulo, matriz- a clastosoportado, con estratificación entrecruzada en artesa, hasta 2,5 m de espesor, granodecreciente, base erosiva.	Relleno de canales por migración de dunas 3D.
Sh	Arenisca media a gruesa, selección regular, con gránulos dispersos, estratificación paralela, 10 a 75 cm de espesor.	Depositación en condiciones de alta energía en fase de lecho plano.
St	Arenisca media a gruesa, con gránulos, selección regular, estratificación entrecruzada en artesa, unidades gruesas y laminación en las más finas, 1 cm a 1,50 m de espesor.	Migración de dunas arenosas 3D y óndulas.
Sp	Arenisca media a muy gruesa, selección regular, estratificación entrecruzada planar en unidades gruesas y laminación en las más finas, 1 cm a 1,50 m de espesor, agrupadas o solitarias.	Migración de dunas arenosas 2D, linguoides o barras con caras de avalancha.
Sl	Arenisca muy fina a media, selección regular, laminación paralela o entrecruzada de bajo ángulo, estratos individuales, 1 a 15 cm de potencia.	Depositación de condiciones de bajo régimen de flujo.
Sr	Arenisca muy fina-limolita, maciza o con laminación entrecruzada, óndulas simétricas o asimétricas, óndulas de tracción-decantación, 1 a 5 cm de potencia.	Óndulas 2D o 3D, óndulas de olas o de corriente.
Fl	Arcillita, limolita y arenisca muy fina-limolita, maciza, con laminación paralela o entrecruzada, óndulas simétricas o asimétricas, óndulas de tracción-decantación, 1 a 10 cm de potencia.	Depositación por decantación o por tracción-decantación.
Fm	Limolita y arcillita, maciza con laminación paralela, nódulos calcáreos, moteado, raíces, 10 a 1,30 m de potencia.	Depositación a partir de la suspensión con modificación posdepositacional.

seguidos de areniscas gruesas a medias con estratificación horizontal (Sh) o entrecruzada en artesa (St), oblicua planar (Sp) y óndulas (Fig. 5).

Las litofacies conglomeráticas se presentan tapizando irregularidades de la superficie erosiva basal o formando parte de la base de los canales. A gran escala se desarrolla una serie de juegos (sets) compuestos por litofacies Gt/Gp/Gh, que conforman unidades con tendencia grano- y estratodecreciente amalgamadas o en ocasiones limitadas por una superficie erosiva.

Interpretación: Corresponde a relleno de canales multiepisódicos, en sistemas de moderada sinuosidad (Meadows y Beach, 1993). La base de los mismos con Gm es asignada a depósitos residuales de canal (Nemec y Postma, 1993) bajo condiciones de flujo de

alta energía (Miall, 1996), con rápida depositación durante períodos de alta descarga de agua y sedimentos. En ocasiones, las litofacies Gt cubren el fondo de los canales, sugiriendo la migración de mesoformas de lecho tridimensionales. El tramo medio del depósito contiene litofacies Gp/Sp, producida por el desarrollo de pequeñas barras transversales (Allen, 1983) y facies Sh generadas bajo condiciones de flujo más bajo, para luego culminar en el tope con niveles de Sr, que evidencian la progresiva disminución en el régimen de flujo. De esta manera, la superficie de corte de canal con un reducido espesor de Gm/Sm, seguidas por Gt/Gp/St y cubiertas por las litofacies Sp/Sh, indican que con posterioridad al episodio inicial de relleno de canal, le siguieron estadios de flujo normal reducidos al canal de estiaje, con la

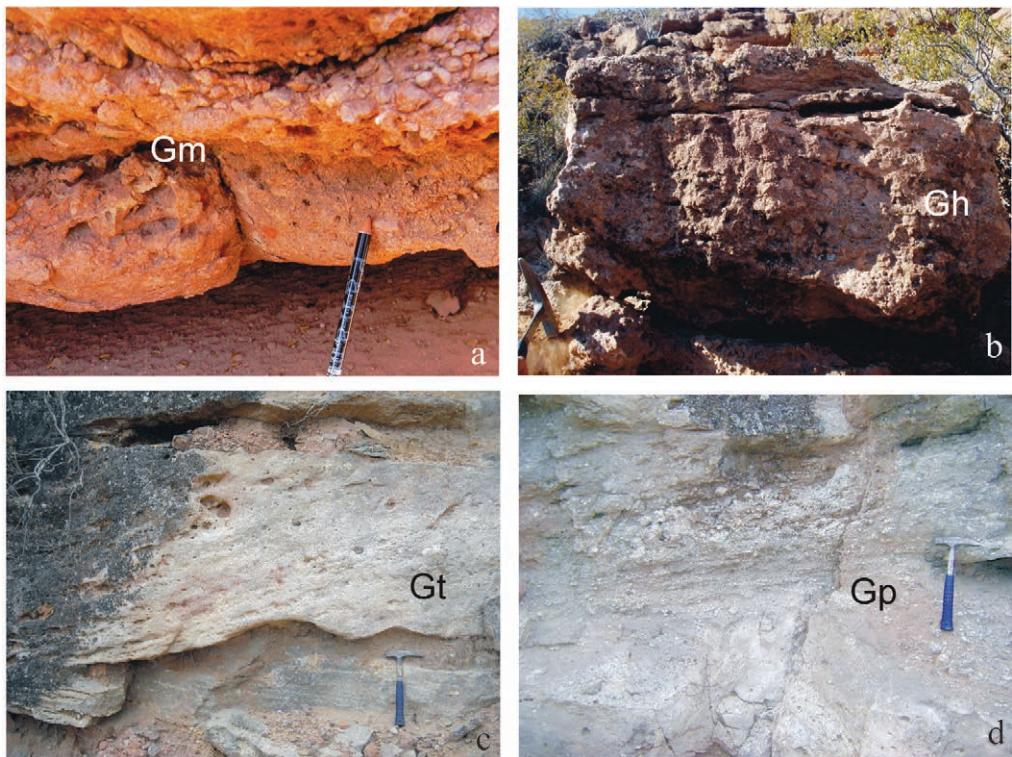


FIG. 4. Litofacies conglomerádicas. **a.** Gm como depósito de fondo de canal; **b.** Gh representa la agrandación de un núcleo de barra y Sp la acreción lateral; **c.** Migración de dunas 3D en un canal; **d.** Acreción frontal en una barra.

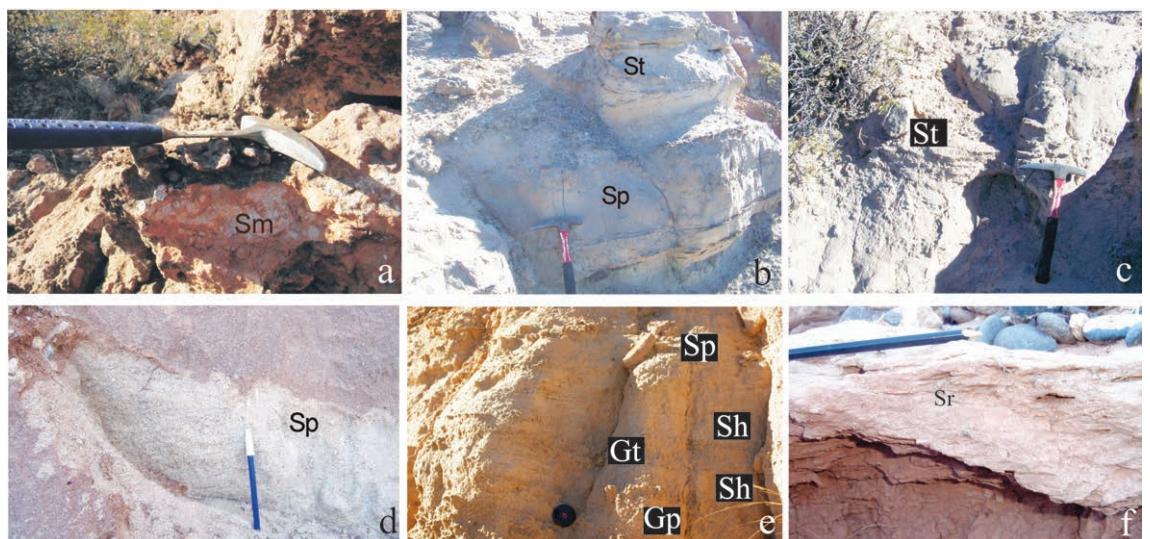


FIG. 5. Facies de areniscas. **a.** Litofacies de arenisca maciza por intensa bioturbación de un depósito de canal, las rizoconcreciones y el desarrollo de termíteros otorgan al depósito meteorizado el aspecto de conglomerados; **b.** Migración de Dunas 3D en un relleno de canal; **c.** St remarcada por la presencia de fragmentos de carbón; **d.** Migración de barras linguiformes en un canal de desborde; **e.** Litofacies arenosas en un depósito de albardón; **f.** Preservación óndulas.

migración de barras transversales arenosas (De Celles *et al.*, 1991; Ghosh *et al.*, 2006). Las macroformas de canales multiepisódicos indican la elevación del ‘thalweg’, esto puede llegar a ser la respuesta a la agradación vertical de la superficie del cinturón de canal (Farrell, 2001).

Canal arenoso (CHA). Este elemento tiene geometría lenticular, superficie basal erosiva planar o cóncava de bajo relieve. Presentan una potencia aproximada de hasta 1,5 m y una extensión de 150 m. Cuando los canales preservan sus límites las dimensiones son 3 m de potencia y más de 200 m de extensión lateral. El relleno consiste principalmente en arenas (Fig. 5) Sh, St y Sp y Gm, en depresiones y como sello de irregularidades de la superficie erosiva basal, asociada de Gt y en ocasiones Gp. En algunos casos las litofacies Gt y St se encuentran sobre la base de los canales. Sobre los depósitos anteriormente descritos (Gm/Gt/St) se depositan juegos de Sp y Sh. Algunas unidades presentan topes bioturbados, en ocasiones moteados, concreciones de óxido de hierro y rizoconcreciones carbonáticas. Normalmente el elemento incluye varias unidades limitadas por superficies erosivas y los estratos muestran una tendencia grano- y estratodecreciente, incluyendo en el tope niveles limoarcillosos y arcillosos (Fl/Fm, Fig. 6).

Interpretación: Este elemento se interpreta como un relleno de canales multiepisódicos, en sistemas de moderada sinuosidad (Meadows y Beach, 1993), en los cuales las fluctuaciones de la velocidad del flujo dentro del canal resultan en la formación de diferentes mesoformas de lecho (Phillips, 2003). La base de los canales, integrada por Gm de escaso espesor, se genera durante la fase inicial de relleno de canales (Nemec y Postman, 1993; Miall, 1996), bajo condiciones de flujos de alta energía (Miall, 1996). Tomando en consideración la imbricación que presentan los clastos, la deposición pudo producirse rápidamente después del proceso de incisión del fondo de canal, impidiendo la selección y el lavado de las granulometrías más finas, aunque probablemente la matriz represente un evento posterior de relleno de un lecho de gravas originalmente con fábrica abierta (Middleton y Trujillo, 1984; Rust, 1978; Cavazza, 1989; DeCelles *et al.*, 1991; Smith y Edwards, 1991; Miall, 1996). Cuando las litofacies Gt y St cubren el fondo de los canales, se puede inferir que también pudieron migrar formas de lecho tridimensionales en el mismo, la litofacies St/Sp atestiguan el desarrollo de grandes dunas de crestas sinuosas y rectas (Allen, 1983) durante diferentes estadios de relleno del canal. Integrando las unidades granodecrecientes, Sh sugiere una progresiva disminución en el régimen de

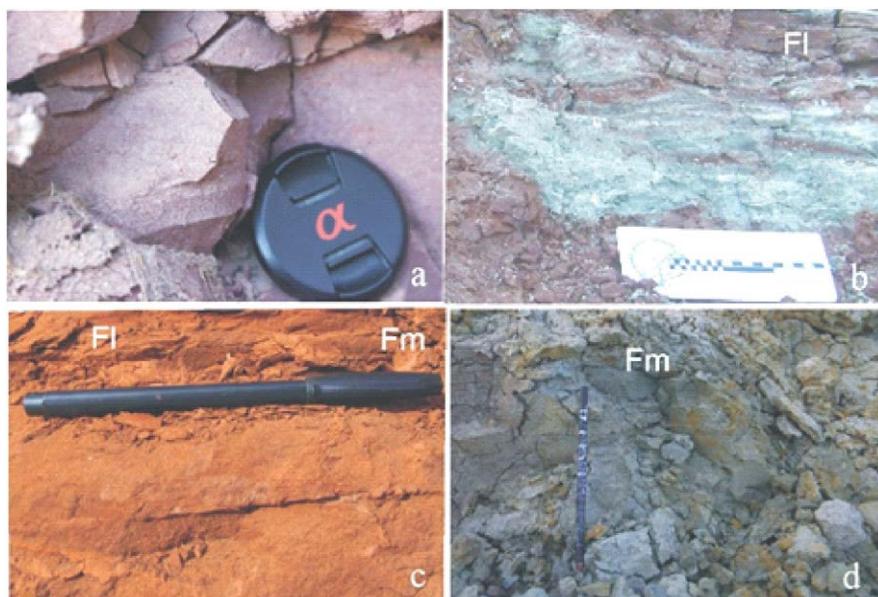


FIG. 6. **a.** Litofacies Fm.; **b.** Migración de óndulas en planicie de inundación; **c.** Litofacies Fm y Fl; **d.** Litofacies Fm.

flujo. Las macroformas de canales multiepisódicos representan la agradación vertical de la superficie superior del cinturón de canal (Farell, 2001). El carácter multiepisódico de los canales puede ser el resultado de una repetida recurrencia y coalescencia lateral de múltiples canales (Tewari, 1995).

Varios metros con apilamiento vertical de complejos de canales multiepisódicos indican que la migración de las barras de canal ocurrió de manera

preferencial y permanente en un mismo sitio deposicional, en forma de cinturones de canal, por largos períodos durante los cuales los depósitos de llanura de inundación adquirieron menor importancia (Kumar, 1993). Un aspecto a considerar es la incorporación de abundantes nódulos carbonáticos provenientes de paleosuelos, probablemente horizonte Bk, y removilización de los topes de los canales mayores (Fig. 7b), lo que sugiere un modelo episódico de avulsión de

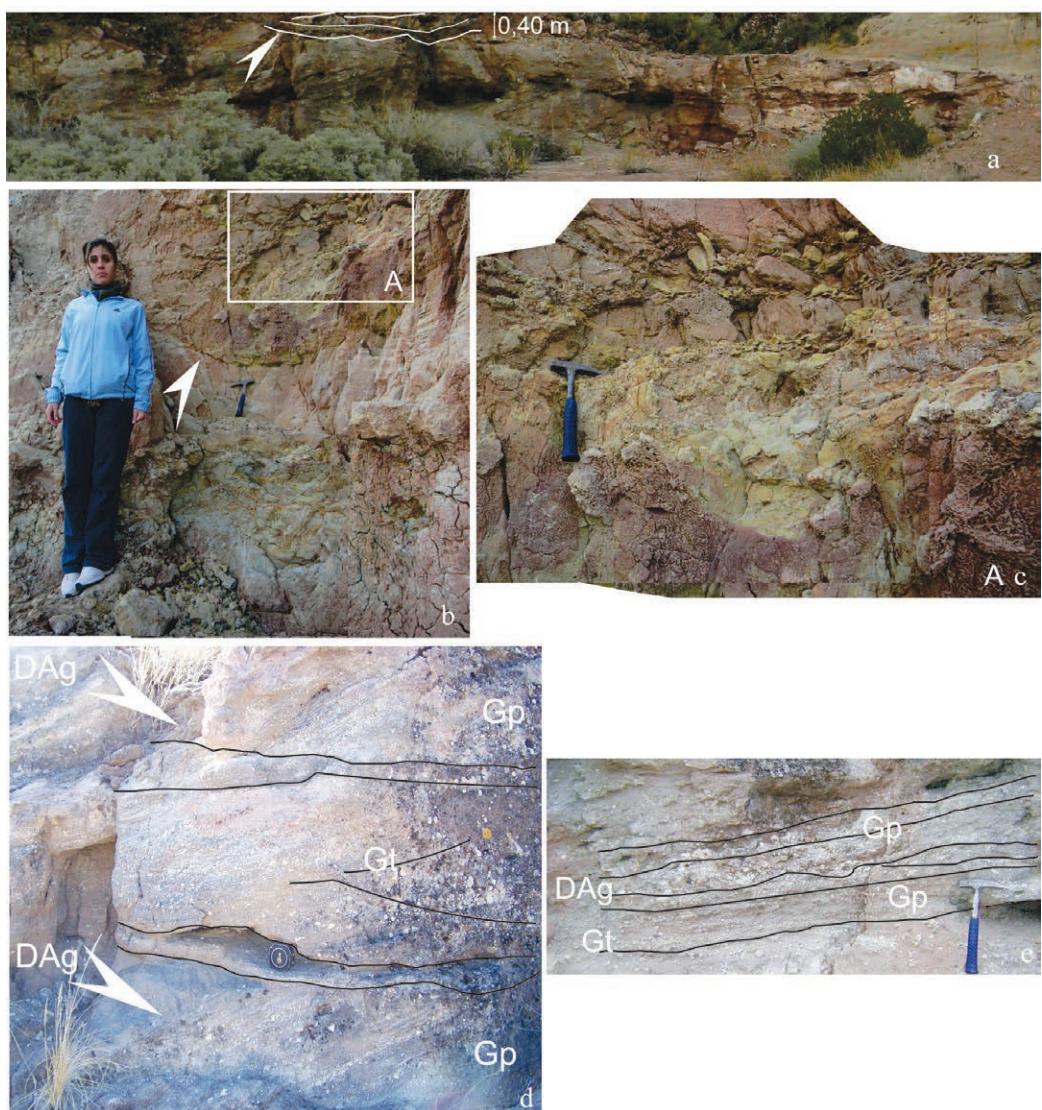


FIG. 7. Elementos de canal. a. CHg en el tope de un canal con desarrollo de superficies de acreción lateral marcado con líneas y señalado por una flecha; b. Sucesivos rellenos de canal (CHA); la base de un canal está señalada por una flecha; c. Es un detalle del afloramiento de la figura b, señalada por recuadro A; nótese la fábrica desordenada del conglomerado que incluye nódulos; d. DAg, acreción lateral de barras gravosas compuestas; e. DAg acreción lateral en una barra gravosa simple.

canales y reocupación (Kumar y Tandon, 1985; Gordon y Bridge, 1987). Las bases erosivas indican que el evento inicial durante la inundación genera la superficie de corte capaz de socavar y provocar el colapso de las terrazas fluviales (Khadkikar, 1999).

4.1.2 Elementos de intracanal

Acreción lateral en dunas gravosas (DAg): Este elemento conforma cuerpos con una extensión lateral superior a 60 m y el espesor oscila entre los 0,5 y 1 m de espesor. Está constituido por la litofacies Gp de mediana a gran escala, que puede aparecer aislada o agrupada y, en ocasiones, Gt. La litofacies Gp inclina con alto ángulo o perpendicular a la dirección de palaeocorrientes locales (Fig. 7c y d).

Interpretación: Se interpreta como acreción lateral de meso y macroformas fluviales. La migración en el piso del cinturón activo con carga tractiva, tiene lugar durante largos períodos de flujo normal en los canales de estiaje bajo condiciones de suministro de agua y sedimentos continuos. En algunos casos la superposición y la extensión lateral limitada sugiere

que las barras compuestas coalescieron a medida que crecían lateralmente (Allen, 1983; Ashley, 1990; Jo, 2003). Este tipo de depósitos requieren de condiciones especiales para su preservación como lo son regímenes climáticos caracterizados por precipitaciones fuertemente estacionales (Fielding, 2006).

Acreción lateral de dunas arenosas (DAa).

Este elemento tiene geometría tabular o ligeramente convexa, alcanza hasta 2,5 m de potencia y se extiende por más de 200 m. Está constituida por estratos inclinados de gran escala tanto aislados como agrupados que inclinan oblicuamente a la dirección promedio de paleocorrientes (Fig. 8a y b). Las litofacies principales son Sp y Sh (Fig. 5).

Interpretación: Este elemento se interpreta como acreción lateral de dunas simples y compuestas que migran en el piso del canal bajo condiciones de suministro de sedimento y profundidad estable del canal (Ashworth et al., 2000; Jo, 2003).

Acreción lateral de dunas gravosas D2 (DAg1).

Este elemento tiene geometría con tendencia tabular o ligeramente convexa hacia arriba, la potencia oscila

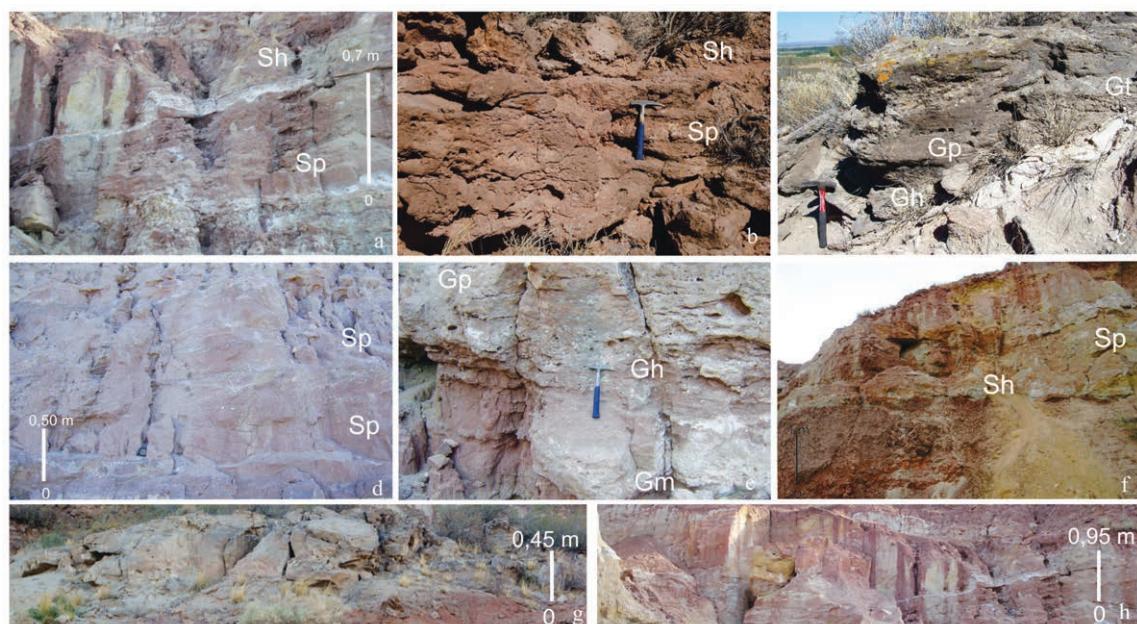


FIG. 8. Elemento DAa. **a.** Acreción lateral en una barra simple arenosa; **b.** Acreción lateral en una barra compuesta; **c.** Elemento DAg1, migración corriente y abajo y agradación en barras transversas; la ligera forma convexa indica su ubicación en el centro del canal; **d.** DAg2, migración corriente abajo y agradación de barras transversas; **e.** Acreción corriente abajo y vertical de dunas o formas de lecho plano o bajo relieve (DAg2); **f.** Acreción vertical y lateral de dunas o geoformas de lecho plano; la ligera convexidad indica posición en el centro del canal; **g.** DAg3 migración de barras transversales con caras de frontales bien desarrolladas; **h.** Migración de barras transversales de areniscas (DAa3).

entre 0,5 y 1 m y más de 100 m de longitud (Fig. 8c). Las litofacies Gh, Gp y Gt son los principales componentes y las unidades inclinan hacia uno y otro borde del litosoma.

Interpretación: Este elemento corresponde a macroformas complejas (Allen, 1983), que acrecionan corriente abajo y verticalmente en el centro de canal. La preservación de los ‘topsets’ en estratos entrecruzados sugiere rápida agradación de las formas de lecho relacionada con una alta carga en suspensión (Alexander y Gawthorpe, 1993) y migran en el piso de canales profundos con amplia distribución areal.

Acreción lateral de dunas arenosas D2 (DAa1). Este elemento es similar al anterior en su geometría, la potencia varía entre 0,5 y 1,5 m y más de 200 m de longitud (Fig. 8d). Está integrado por las litofacies Gh, Gp y Gt, en ocasiones cubiertas por Sh y Sr.

Interpretación: Este elemento corresponde a macroformas arenosas complejas de centro de canal (Allen, 1983), que acrecionan corriente abajo y verticalmente. Corresponde a barras que migran en amplios canales profundos bajo ligeras oscilaciones en el nivel de agua, en condiciones de suministro de sedimentos constante (Smith y Edwards, 1991; Siegenthaler y Huggenberger, 1993; Zakir Hossain et al., 2002).

Acreción lateral de dunas gravosas de baja amplitud (DAg2). Este elemento conforma cuerpos convexos hacia arriba o ligeramente sigmoidales de grandes dimensiones, con una extensión mayor a los 100 m y una potencia variable a lo largo de la macroforma, con un valor promedio de hasta 2 m (Fig. 8e). Está integrado por Gm, Gh, Gp, en muchos casos con los ‘topsets’ preservados.

Interpretación: Este elemento se asigna a acreción lateral y migración corriente abajo de dunas y formas de lecho plano. El arreglo interno como el externo de la macroforma lo hacen homologable a depósitos de dunas simétricas y ‘humpback’ de gran escala que migran en canales profundos y de grandes dimensiones (Fieding, 2006). Las dunas ‘humpback’ son generalmente interpretadas como un registro de la transición desde duna a condiciones de estabilidad de lecho plano superior o viceversa. La preservación de estratificación paralela en el ‘topset’ implica un proceso de formación bajo condiciones de un ascenso de la energía del flujo.

Acreción lateral de dunas arenosas de baja amplitud (DAa2). Este elemento es tabular o acuñado de hasta 3 m de espesor y más de 200 m de

longitud, integrado por unidades estratificadas Sh y Sp, generalmente apiladas (Fig. 8f).

Interpretación: Este elemento representa la migración de grandes dunas o macroformas de baja amplitud en condiciones de alta descarga. En general, se asocian con canales amplios y profundos (Jo, 2003; Fielding, 2006; Gibling, 2006; Gibling et al., 2010).

Acreción frontal en barras gravosas 3D (DAg3). Este elemento exhibe geometría acuñada o lenticular, se extiende por más de 100 m y el espesor es superior a 1,5 m (Fig. 8g). Muestra estratos inclinados similares a elementos de acreción lateral y vertical, preserva la geometría original del litosoma y está conformado por las litofacies dominantes Gp cubierta de Gh y, eventualmente, Sr. La litofacies Sp se extiende lateralmente por varios metros y distintos ‘sets’ son distinguibles por la presencia de superficies erosivas con ligeros cambios en las direcciones de paleocorrientes.

Interpretación: La geometría externa y la estratificación entrecruzada planar persistente lateralmente permiten interpretar que este elemento corresponde a la migración corriente abajo de extensas barras transversales en el lecho de un curso fluvial.

Acreción frontal en barras arenosas 3D (DAa3). Este elemento exhibe geometría acuñada o lenticular, se extiende por más de 200 m con una potencia de 2,50 m, muestra estratos inclinados similares a los otros elementos (acreción lateral y vertical (Fig. 8h)). Preserva la configuración geométrica del litosoma, incluyendo las caras de trepada de las dunas. Está integrado por las litofacies Sp y de manera subordinada Sh y Sr. Puede intercalar algunos estratos de Fl y Fm.

Interpretación: Este elemento corresponde a migración corriente abajo de barras transversales en el lecho de un amplio curso fluvial. La acreción y agradación están presentes y las geometrías preservadas indican fuerte agradación.

Acreción en dunas gravosas 3D (DAg4). Este elemento se encuentra integrado por el apilamiento de litofacies Gt, donde los ‘cosets’ dan lugar a cuerpos con geometrías lenticulares e integran cuerpos de geometría tabular con una extensión lateral de más 150 m y su espesor varía entre 1,50 m. Presentan gradación normal y selección buena a regular. Su base es erosiva y en algunos casos, afecta a depósitos de planicie de inundación (Fig. 9a).

Interpretación: Este elemento arquitectural es el relleno de canales que resultan generalmente a partir de varios estadios de eventos de inundación

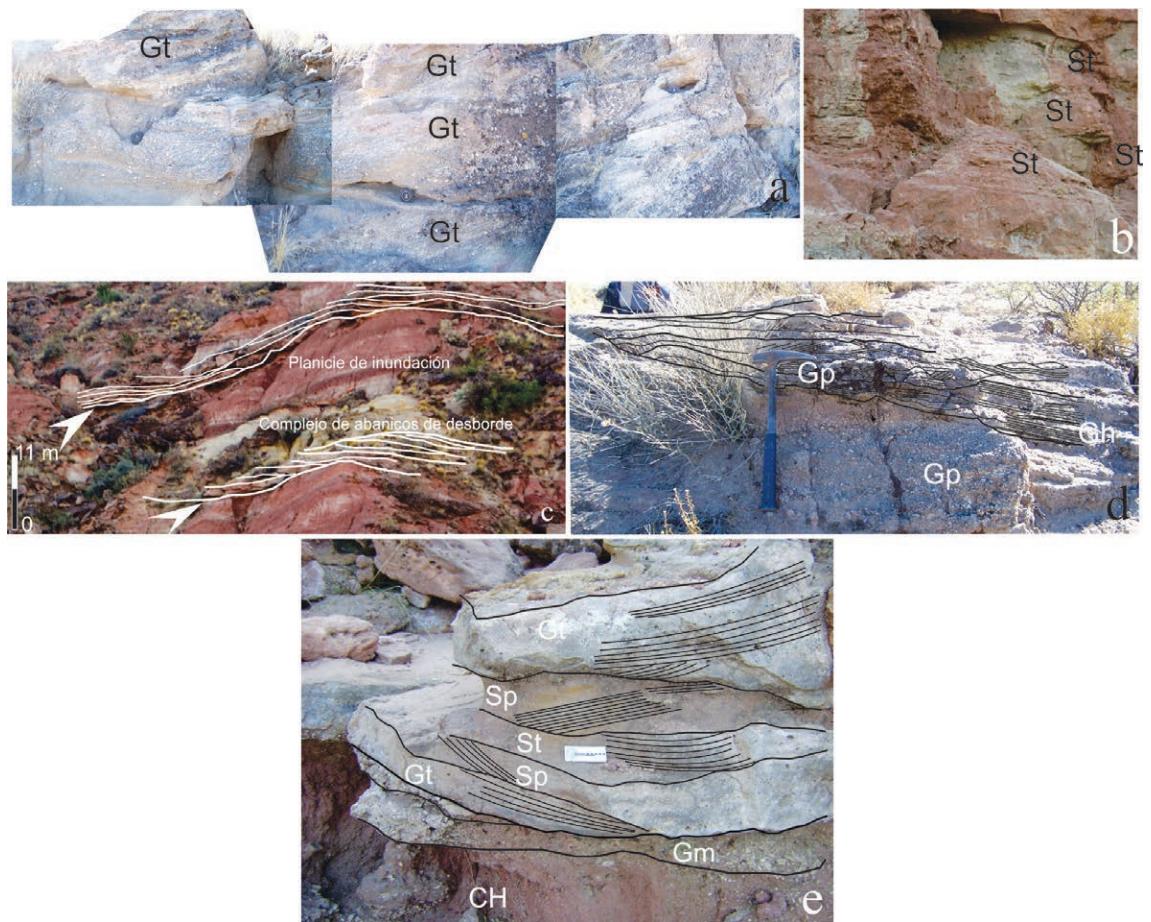


FIG. 9. **a.** Agrupamiento de elementos DAg4; **b.** Agrupamiento de DAa4; **c.** Complejos de abanicos de desborde y planicie de inundación; **d.** Elemento de acreción lateral (LA) en una vista oblicua a la dirección del canal. Conductos y charcos como rellenos de canales menores y conductos de barras acompañadas del mapeo correspondiente; **e.** Conductos y charcos en la zona de confluencia de barras que programan.

(Ashworth *et al.*, 2000; Ashmore, 1999; Bennett y Bridge, 1995; Khadkikar, 1999). La estratificación entrecruzada en artesa puede originarse a partir de dunas 3D de carga de tracción en canal o a partir de conductos o confluencia de rellenos de charcos; cada uno de ellos se caracterizan por relaciones ancho/amplitud diferenciadas (Khadkikar, 1999). La migración de las formas de lecho durante las inundaciones muestra una alta heterogeneidad en su distribución espacial y variabilidad en las paleocorrientes (Shukla *et al.*, 1999). Las dunas son oblicuas al canal en los márgenes y en la parte central de los mismos están corriente abajo (Shukla *et al.*, 1999). Las bases erosivas indican que el evento inicial durante la inundación genera la superficie

de corte. El estadio subsiguiente de la inundación con descarga de agua y sedimentos en condiciones de flujo de orilla a orilla, genera la migración de dunas 3D, pero con una magnitud menor. El transporte selectivo de acuerdo a la magnitud de decrecimiento en la energía de los flujos puede provocar la migración de las macroformas arenosas (Khadkikar, 2003). Estos depósitos se generan, por lo tanto, durante la migración abrupta del canal sobre los depósitos de planicie de inundación y la paleotopografía que controla la instalación repentina del canal en posiciones diferentes de acuerdo al gradiente topográfico. Esto explica las relaciones multilaterales y el apilamiento de las unidades que conforman cinturones tabulares.

Acreción en dunas arenosas 3D (DAa4). Este elemento presenta geometría en cuña o lentes, se extiende por más de 300 m con una potencia de 3 m, muestra varios sets de St yuxtapuestos lateralmente y apilados (Fig. 9b) asociados con Sp y de manera subordinada, Sh y Sr. La morfología original de las macroformas puede estar preservada.

Interpretación: Este elemento comúnmente representa la migración de formas de lecho transversales de cresta sinuosa (3D) (Harms *et al.*, 1975; Carling, 1996; Todd, 1996) o barras linguoides formadas durante la disminución de la velocidad del flujo y de carga de sedimentos, como es común en las etapas posteriores a un evento de inundación (Manier *et al.*, 1993).

Cuando la litofacies aparece integrando unidades potentes y continuas, su origen se asocia con la migración de dunas ‘3D’. La naturaleza geométrica de las dunas implica que la migración de las mismas es significativamente variable en dirección (Ashley, 1990), generándose en algunos casos erosión y formación de pequeñas dunas para crear una mezcla de dunas de diferente escala (Khadkikar, 1999). Estos procesos están ampliamente determinados por la descarga, puesto que existe una relación inversa entre la descarga y la población de dunas (Gabel, 1993). La preservación de este tipo de dunas gravosas en el registro estratigráfico ha sido interpretada como el resultado de condiciones de rápido abatimiento en el flujo posterior a un pico de descarga (Carling, 1996). En ríos modernos la ocurrencia de campos de dunas ‘3D’ requiere aguas profundas (Kraus, 1984; Middleton y Trujillo, 1984) y descarga estacional; en la cual el repentino ascenso de la descarga es seguido por una caída en el nivel de la misma con pocos días de diferencia (Kadkikar *et al.*, 2000).

Acreción lateral de gran escala (LAG y LAa). Está compuesto por unidades tipo épsilon de bajo ángulo, limitadas por bases erosivas netas e irregulares de 300 m de extensión lateral y hasta 3 m de potencia. Estas conforman unidades granodecrescentes que se amplían y superponen lateralmente formando cuerpos tabulares (Fig. 9d). Dos tipos de acreción de gran escala se diferencian en función de la granulometría dominante que las integran. En la base suelen aparecer conglomerados, algunos macizos (Gm). En LAG la base la constituye un delgado nivel de litofacies Gm, pero en general está dominada por la litofacies Gt acompañada de Gp/Gh/Sp/Sr generalmente integrando elementos

arquitecturales como DAg4. El elemento LAa está compuesto por una variedad de litofacies (St/Sp/Sh/Sr/FI), incluyendo otros elementos menores como los depósitos de acreción DAa4. Estos depósitos generalmente están acuñados, desapareciendo en la llanura de inundación o complejos de albardón y abanicos de desborde.

Interpretación: Constituyen unidades de acreción lateral asignables a canales de alta sinuosidad (Willis, 1989) y representan depósitos de barras de punta (‘point bar’) formadas durante la migración lateral de los canales y episodios de reactivación de cinturones de canal. Por lo tanto, estas macroformas cambian su geometría y posición con el tiempo mientras migra el canal aguas abajo.

La superposición lateral y vertical de los paleocanales representa repetidos procesos de erosión y acreción lateral en la planicie de inundación. De esta manera, la geometría de los cuerpos sugiere que cada episodio de canalización fue seguido por un relleno asimétrico asociado con la migración lateral de la corriente.

Conductos y charcos (SH). Este elemento tiene una configuración geométrica lenticular, con base cóncava erosiva de hasta 0,95 m de espesor y una extensión lateral que puede alcanzar los 150 m; son comúnmente granodecrescentes. Están compuestos por litofacies Gt/Gp/Gh y son cubiertos por Sp/Sr y, eventualmente, FI. Pueden aparecer en el tope de macroformas mayores (canales y barras-Figs. 9d y e) apilados y lateralmente solapados.

Interpretación: Este elemento representa rellenos de canales abandonados que fluían alrededor de las barras o rellenos de canales menores en la confluencia de barras progradantes coalescentes (Siegenthaler y Huggenberger, 1993; Willis, 1993). También el carácter multiepisódico de los canales puede ser el resultado de una repetida recurrencia y coalescencia lateral de múltiples canales (Tewari, 1995).

Barras gravosas (GBg). Este elemento conforma unidades tabulares, con lentes en los márgenes donde se acuñan tienen una extensión lateral superior a 100 m y la potencia de hasta 3,5 m, aunque a veces tiende a disminuir hacia los bordes. Las agrupaciones de estratos simples de gran escala tienen forma de lente en sección transversal a la corriente (Fig. 10a). Está integrado por Gm, Gh, Gp, Sh, Sp, y Sr, aunque la litofacies dominante suele ser Gt. Las superficies de reactivación inclinan con alto ángulo (60° a 80°) al menos sobre uno de sus laterales y se

puede reconocer en algunos casos que uno de los bordes de la unidad inclina suavemente ($10\text{--}20^\circ$). Incluyen otros elementos menores como los DAg-4.

Interpretación: Este elemento tiene origen en barras compuestas de centro de canal linguoides a transversales (Smith, 1974; Nemec y Postman, 1993), durante los episodios de alta descarga de agua y sedimentos.

La presencia de Gm indicaría que algunos flujos durante las crecientes tuvieron una alta concentración de sedimentos y no fueron efectivos para la segregación por tamaño (Fielding *et al.*, 2007; Gibling *et al.*, 2010). Las variaciones en el espesor de los estratos inclinados están relacionadas con el crecimiento periódico, la migración, la estabilidad de la geoforma y la erosión subsecuente (Fig. 10a). La acreción lateral y corriente abajo (DAg y Dg1) de las barras resulta en unidades compuestas incli-

nando corriente abajo y acreción corriente arriba en la cara de trepada que es muy propensa a la erosión. Las variaciones espaciales en la inclinación de los estratos de gran escala pueden ser provocadas por cambios en las caras de deslizamiento de las barras y variaciones locales de las líneas de crestas con relación a la dirección de migración (Lunt y Bridge, 2004). Los centros de las barras pueden tener estratos subhorizontales (DAg2) o cóncavos, mientras que hacia los márgenes inclinan con un ángulo próximo al de reposo. Los topes erosivos son el producto de conductos (SH) en la barra compuesta y en otros casos la coalescencia de formas que retrabajan el frente de las dunas.

Cuando se identifica gran extensión de la estratificación entrecruzada planar, oblicua o paralela al paleoflujo indica que la geoforma es el resultado de la migración corriente abajo de barras linguoides

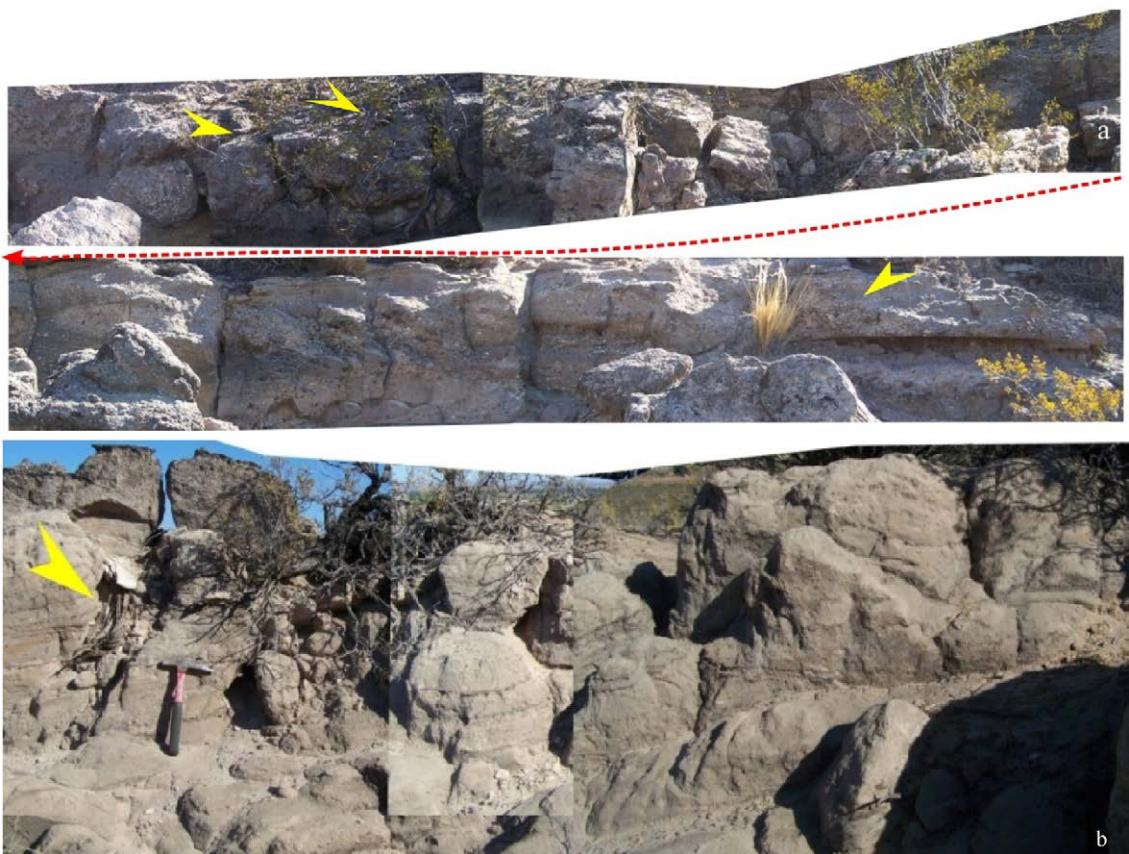


FIG. 10. a. Migración de barras transversales complejas con dunas 2D y 3D con el tope y cara de trepada preservados señalados por flechas. La flecha con línea cortada indica la continuación hacia la derecha del afloramiento; b. Barras transversales arenosas, migrando con la geometría preservada; las flechas señalan la cara frontal, la de trepada y tope.

durante los estadios de inundación obedeciendo a cambios rápidos en las condiciones de descarga. La abundancia de litofacies Gt es atribuible a la migración de dunas de gran escala durante episodios de alta descarga. Los flujos prolongados de mayor profundidad son las condiciones estables más favorables para la génesis de esta forma de lecho.

Las litofacies Gp, Sp y Sr sugieren la migración de formas menores sobreimpuestas y la preservación de los depósitos del tope de las mismas. Estos rasgos se atribuyen a la deposición de las macroformas en un sistema fluvial altamente agradante.

Barras arenosas (GBa). Este elemento conforma cuerpos tabulares o ligeramente acuñados de hasta 2 m de espesor y hasta 200 m de longitud. Está representada por grupos de elementos apilados (CAa4 y CH), en algunos casos superpuestos lateralmente y corriente abajo, persistentes lateralmente (Fig. 10b) que pueden distinguirse a partir de las diferencias en las direcciones de paleocorrientes.

Interpretación: Este elemento representa la migración de dunas, barras transversales y linguoides en un cinturón de canal móvil. La superposición y solapamiento lateral de elementos sugiere que las formas eran muy activas y, ocasionalmente, podían coalesce a medida que crecían lateralmente (Jo y Chough, 2001).

Las grandes formas con dunas 2D son transversales a la dirección de flujo y disectadas durante el bajo estadio de flujo (Cant y Walker, 1978). Las macroformas acrecen sedimentos por migración de campos de dunas y óndulas alrededor de los núcleos; las partes sumergidas migran más rápidamente y se generan así formas más complejas, que se vuelven oblicuas a la dirección del canal principal y desarrollan formas de lecho en sus laterales, mientras que las arenas acrecen en el tope de la barra y generan caras de avalancha. La identificación de numerosas superficies de reactivación o de erosión de bajo relieve sugiere el retrabajo del tope de las barras durante episodios de inundación mientras que el desarrollo de la acreción frontal se produce entre los picos de inundación y de flujo periódico normal (Lunt y Bridge, 2004).

4.1.3 Elementos de Planicie de Inundación

Albardones (LV). Este elemento presenta geometría en cuña, convexo en cortes transversales y base neta planar o erosiva (Figs. 11a, b y c). El espesor varía entre 0,3 a 0,9 m y el ancho puede superar los

70 m. Se encuentran estrechamente asociados a los bordes de canal, son rasgos que superan la altura de los mismos y en su proximidad alcanzan el máximo espesor, con una pendiente externa de 10° aproximadamente. Las litofacies más frecuentes son Sp, St, Sr, Sh y Fl y, en ocasiones, conglomerados finos intraformacionales. Este elemento exhibe nódulos carbonáticos con tamaño variable, desde algunos pequeños hasta aislados niveles con elevada frecuencia y hasta 7 cm de diámetro; en otros casos se reconoce una alta concentración de carbonatos laminares o macizos (Fig. 11c). Es común la preservación de niveles de carbón (Fig. 11b), bioturbación y presencia de raíces.

Interpretación: La geometría y asociación directa como elevaciones en los márgenes del canal y su pasaje a depósitos de planicie de inundación permite asignar este elemento a albardones (Fielding *et al.*, 1993; Arche y López-Gómez, 1999; Ferguson y Brierly, 1999; Bristow *et al.*, 1999; Michaelson *et al.*, 2000; Ray y Chakraborty, 2002). Estos son rasgos comunes en canales de bajo gradiente, lateralmente estables (Cazanacli y Smith, 1998), y proveen información sobre el régimen de la sedimentación en la planicie, causan la elevación de los canales sobre la llanura de inundación y juegan un rol importante durante las inundaciones y condicionan la localización de las avulsiones, fijan las posiciones de los canales y controlan la acreción del ambiente extra-canal (Schumm *et al.*, 1996; Brierley *et al.*, 1997; Hudson y Heitmuller, 2003; Filgueira-Rivera *et al.*, 2007).

Los albardones no progresan a través de toda su superficie durante los eventos de inundación y responden diferencialmente a las diferentes magnitudes y grado de emergencia. Durante los eventos de inundaciones promedio no agrandan puesto que la cresta permanece expuesta. Esto explica los niveles que están afectados por procesos de óxido-reducción en el tope de una de las unidades con la cresta seccionada parcialmente (Fig. 11d). Durante eventos extraordinarios de inundación las crestas son inundadas y las partes proximales al canal incrementan la granulometría y la pendiente impulsando a sectores más distales las granulometrías finas. Es de esperar que los niveles con gránulos dispersos o de conglomerados finos hayan sido depositados durante los picos de descarga. Para mantener las formas y pendientes por largos períodos es necesario que las inundaciones de gran magnitud sean frecuentes, esto daría lugar al apilamiento de múltiples unidades

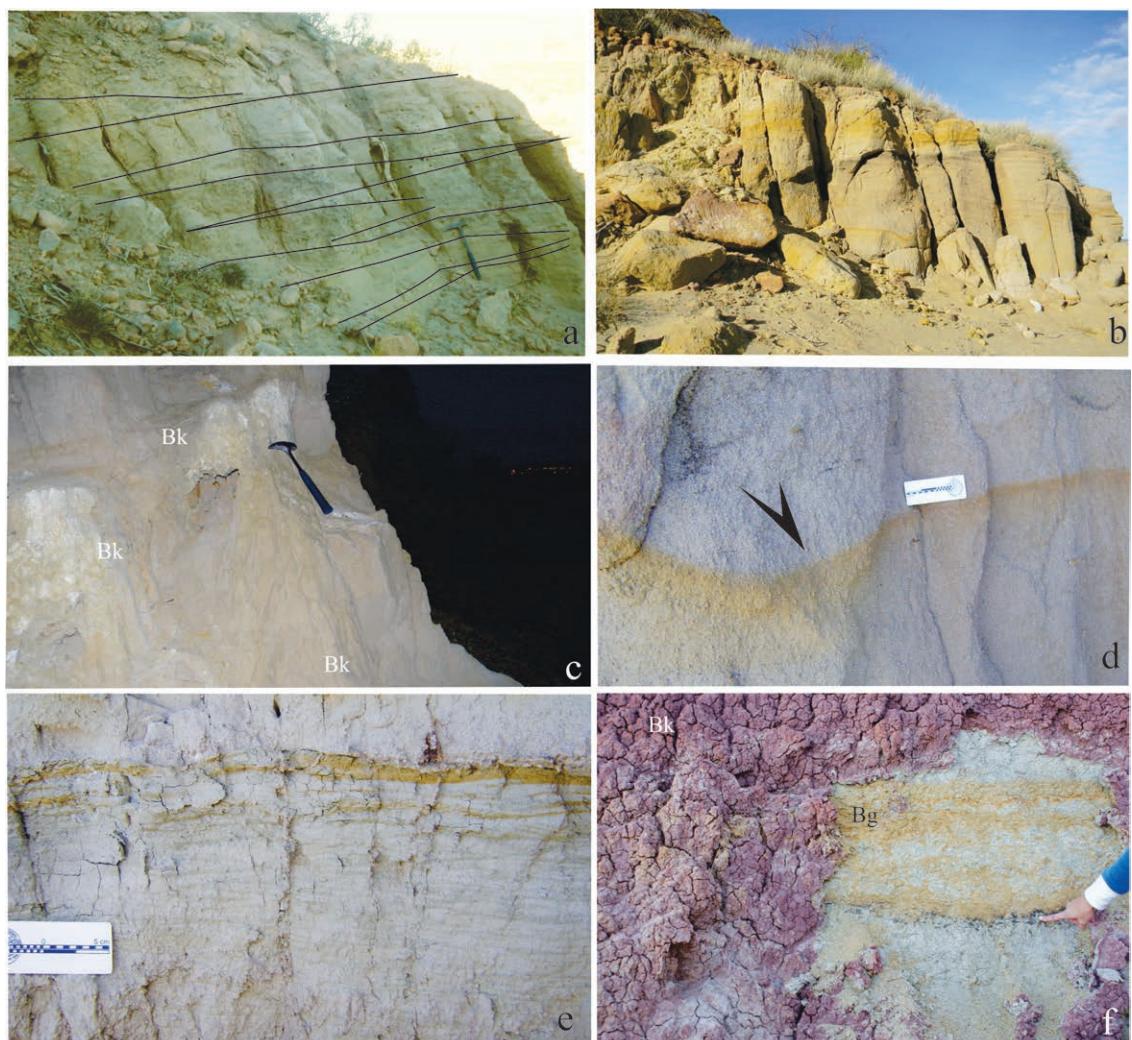


FIG. 11. **a.** Depósitos de albardón y mapeo de los diferentes eventos; **b.** Niveles de carbón afectados por una superficie de erosión, que en parte sugieren la morfología de la parte cuspidal del albardón; **c.** Horizontes con concreciones y niveles continuos de carbonatos debido a las variaciones en las condiciones redox (horizonte Bk-Williams *et al.*, 1996) desarrollados en albardón; **d.** Marca color ocre en un depósito de albardón, señalando el sector sumergido; **e.** Niveles afectados por fluctuaciones en el nivel freático y litofacies Fl, con estratificación moteada y bandas que señalan procesos de óxido-reducción; **f.** Niveles expuestos luego de retirar la cubierta alterada (color rojizo), corresponde a horizontes con presencia de motas de hidróxido de hierro, señalando la alternancia de condiciones reductoras y oxidantes (horizonte gleyizado-Bg-Retallack, 1990) desarrollados en la planicie de inundación más arenosa; también se señalan niveles de carbón.

como se observan en los afloramientos, indicando también que la agradación en el canal permaneció virtualmente constante a través de episodios alternantes de inundación-flujo normal (Filgueira-Rivera *et al.*, 2007). En condiciones de alta velocidad del flujo de inundación los albardones tienen las crestas y son alimentados directamente a partir del canal, afectando su progradación hacia la planicie; las

fracciones más gruesas son capturadas próximas al canal, luego el sedimento suspendido lentamente es introducido directamente al albardón a medida que decrece abruptamente la competencia hacia la planicie; durante su desarrollo la geoforma sufre cambios en la planicie de inundación y se mueve frecuentemente paralelo al curso más que hacia la llanura de inundación. Esta dinámica explica la

geometría de apilamiento de sucesivas unidades (Fig. 11c) y la configuración y gran extensión en los afloramientos, acompañando al cinturón del canal (Ferguson y Brierley, 1999; Makaske, 1998).

Derrames de llanura ('Crevasse splays'-CR1).

Este elemento es de geometría ligeramente tabular o convexa de hasta 5 m de espesor y más de 200 m de extensión, con base neta planar o irregular. Está integrado por Sh, Sp, Sr y Fl. Puede presentar niveles de carbón (Fig. 11f) y es común la bioturbación por acción de organismos perforantes. También exhibe estratificación moteada y rizolitos.

Interpretación: La geometría y extensión de este elemento sugiere el apilamiento de numerosas unidades que se generaron durante inundaciones periódicas de la planicie de inundación. La probabilidad de esto último es sugerida por la presencia de paleosuelos pobemente desarrollados con horizontes gleyzados (Davies-Vollum y Kraus, 2001).

Canales de desbordes (CR2). Constituyen unidades lenticulares de hasta 0,75 m de espesor y más de 50 m de extensión con base neta planar o erosiva. Están integrados por Sp, St, Sp, Sr y Fl. Pueden aparecer como cuerpos con relleno multiepisódico, granodecreciente, individuales o agrupados, apilados y solapándose un poco lateralmente (Figs. 12a y c, 13). Exhiben bioturbación, ocasionalmente, presentan estructuras de escape de fluidos y deformación de sedimentos blandos, galerías y cuevas (Fig. 12a) y niveles delgados de carbón (Fig. 11b). También se han reconocido niveles que varían en espesor de 10 cm a 1,5 m y contienen trazas de raíces,

nódulos carbonáticos y rizoconcreciones, 'slickensides', moteado gley y horizontes Bt desarrollados.

Interpretación: Este elemento se considera originado a partir de eventos de inundación y se los interpreta como canales de desborde próximos a la red principal de canales como parte de abanicos de desborde (Davies-Vollum y Kraus, 2001) que resultan de la desaceleración luego de la expansión del flujo (Davies *et al.*, 2010). Arquitecturas como la descrita que aparecen aisladas en la planicie de inundación y relacionadas con niveles con pedogénesis, pueden asociarse a procesos de avulsión del canal principal que pueden ser eventualmente llenados y abandonados (Cazanacli y Smith, 1998). En casos de relleno durante las inundaciones de envergadura, el proceso es rápido y eso explica la deformación de los frentes de barras que migran y las estructuras de escape de agua (Phillips, 2003).

Los niveles de carbón sugieren un ámbito densamente vegetado de la planicie, moderadamente drenado (Zakir Hossain *et al.*, 2002) y la preservación en condiciones reductoras, con el nivel freático alto con una topografía de muy bajo relieve (Phillips, 2003). En otros casos la actividad de organismos excavadores, que generaron cuevas y galerías en los canales de desborde, indica un ambiente con buena oxigenación por encima del nivel freático, que se asocia con largos períodos de estabilidad en condiciones de buen drenaje de la planicie. Los cambios de color, moteado, trazas de raíces y nódulos carbonáticos en los depósitos, permiten inferir una importante modificación de los depósitos origina-

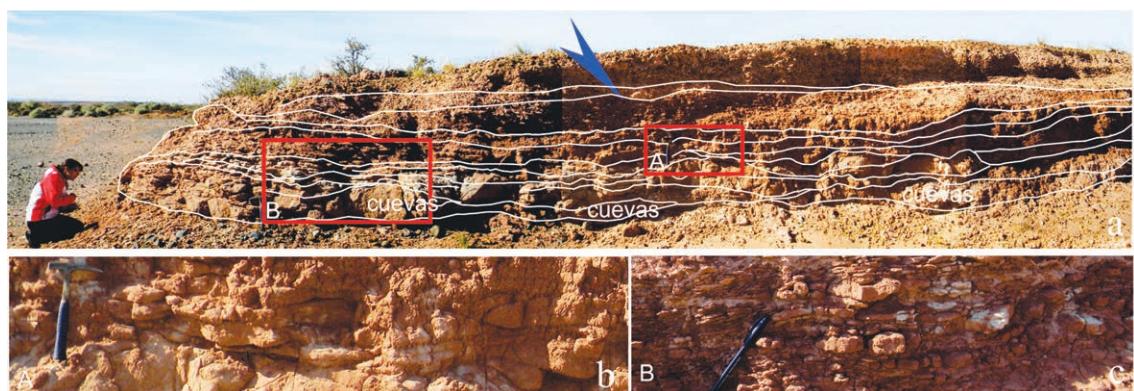


FIG. 12. a. Planicie de inundación (OF) con un canal de desborde, A y B son las vistas y mapeos de detalle de las figuras; b. Canal de desborde, y c. Planicie de inundación. Las cuevas, galerías y trazas de raíces están señaladas con flechas y el moteado es un rasgo común en la planicie y en los desbordes.

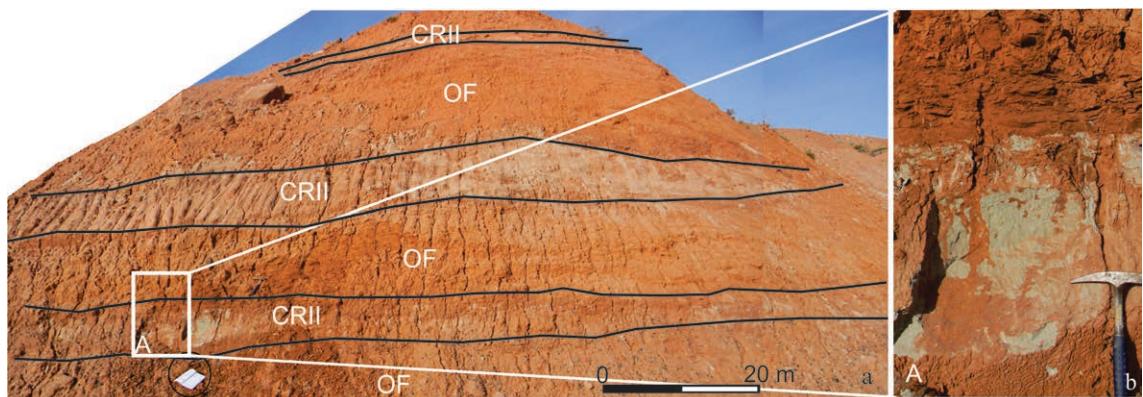


FIG. 13. a. Planicie de inundación (OF) con canales de desborde intercalados. La figura representa el mapeo general de los canales de desborde en la planicie; b. Detalle del canal desborde de la figura a, en el área A.

les por cambios posdepositacionales por procesos pedogenéticos (Pye y Tsoar, 1990). Algunos rasgos como la presencia de rizolitos y halos férricos, que son el resultado de la reducción y movilización del hierro en la rizósfera, sugieren la presencia de paleosuelos bien drenados y secos (Retallack, 1990). Los depósitos macizos, moteados rojos, amarillos y verdosos, indicadores de oxidación y reducción del hierro y la presencia de nódulos carbonáticos sugieren pedogénesis (Williams *et al.*, 1996; Williams y Krause, 1998; Khadkikar *et al.*, 2000). En otros casos el color pardo grisáceo o amarillento con abundante moteado de forma irregular, los límites difusos y la estratificación comúnmente preservada, permiten interpretar que los paleosuelos se han formado en un ámbito de drenaje impedido o pobre, con proximidad del nivel freático, con frecuentes procesos de reducción, movilización y reprecipitación del hierro (Davies-Vollum y Kraus, 2001).

Lóbulos de desborde (CR3). Son cuerpos arenosos de forma lobulada de 0,5 m de espesor y una longitud de hasta 250 m, con base neta planar o erosiva de bajo relieve. Están constituidos esencialmente por Sh, Sp, Sr y Fl. Se presentan como unidades apiladas.

Interpretación: En este elemento las areniscas con estratificación paralela pueden representar depósitos producidos por flujos de alto régimen en los picos de crecida e interpretarse como depósitos de flujos en mantos ('sheet flood') generados por la migración y el lavado de antidunas durante eventos episódicos de alta descarga (Miall, 1996; Marshall,

2000). La asociación de estructuras sedimentarias de alta energía cubiertas en contacto neto por otras de baja energía sugiere eventos de alta descarga con abrupto abatimiento del flujo. La geometría y caracteres sedimentarios del elemento indican deposición a partir de flujos de alta energía con carga de lecho arenosa durante numerosos episodios de inundación en los tramos distales de la planicie de inundación (Bristow *et al.*, 1999; Aslan y Blum, 1999; Krauss y Wells, 1999; Davies-Vollum y Kraus, 2001).

Láminas de desborde (CS). Son cuerpos tabulares de base neta planar en los que se identifican, por lo general, varias unidades granodecrescentes menores apiladas (Figs. 14 y 15), integradas por Sh, Sp, Sr y Fl.

Interpretación: En este elemento, la geometría tabular, la ausencia de bases erosivas, el dominio de estratificación paralela y partición pelítica indican condiciones alternantes de bajo y alto régimen de flujo en un ambiente de aguas someras sin confinar. Son depósitos que incluyen numerosos episodios de alta energía de pequeña magnitud. Comúnmente, se relaciona con eventos mayores de inundación, donde flujos en manto de alta energía disminuyen drásticamente su velocidad. Su frecuencia y continuidad lateral en el afloramiento permite interpretarlas como eventos múltiples que favorecieron una agraciación rápida por desbordes distales (Bristow *et al.*, 1999; Aslan y Blum, 1999; Krauss y Wells, 1999; Davies-Vollum y Kraus, 2001).

Planicie de inundación (OF). Este elemento conforma unidades tabulares con bases netas pla-



FIG. 14. Complejo de abanicos de desborde. Se detallan los elementos arquitecturales mayores que lo integran y algunos detalles internos que pueden mapearse a escala del afloramiento.

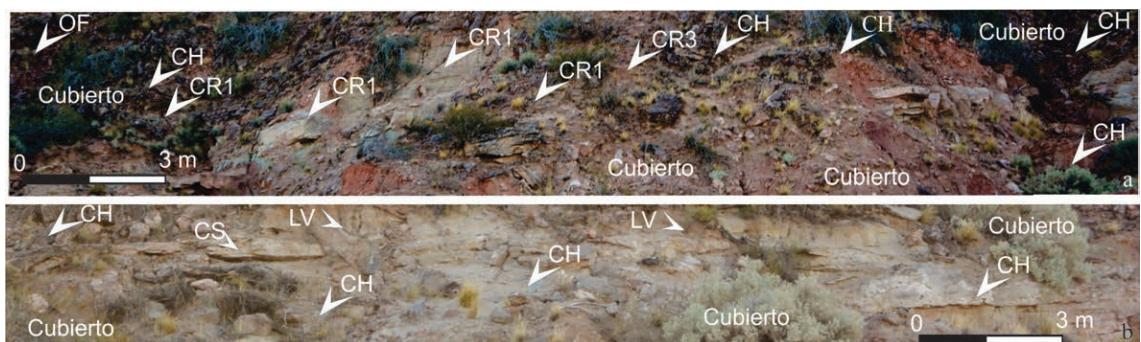


FIG. 15. Depósitos de desborde. a. Lóbulos de desborde en depósitos de planicie de inundación; lateralmente se observa un abanico de desborde; b. Láminas de desborde que yacen sobre depósitos de llanura de inundación y son cubiertos por depósitos de desbordes y albardones.

nares, de hasta 11 m de espesor y continuas por más de 500 m (Figs. 11a y 16). Está conformado por Sh, Sr, Fl y Fm, a veces con intensa bioturbación, la cual oblitera las estructuras sedimentarias primarias o produce intensa mezcla de materiales. En general, son precedidos por complejos de abanicos de desborde e interrumpidos por migración abrupta de los cinturones de canal. Son comunes los tramos con escasa preservación de las estructuras sedimentarias primarias, conformando niveles con tonalidades rojizas, estructura pedogénica laminar (Fig. 16a), en bloque, desarrollo de nódulos ferruginosos o carbonáticos (Figs. 16b y c), o pardo grisáceos o amarillentos (Fig. 16d), con intensa bioturbación, moteados rojos y verdes, 'slickensides', trazas de raíces verticales a subverticales y horizontales no ramificadas (Fig. 16e), asociadas con moteados verdes. También se reconoce concentración de carbonatos (nódulos) de manera dispersa o constituyendo niveles continuos (calcreto), en algunos casos deformados y con calcos de carga

(Fig. 16f). También es común identificar galerías, cuevas y termiteros y deformación (Fig. 12c).

Interpretación: Este elemento está integrado en su mayoría por litofacies depositadas bajo condiciones de bajo régimen de flujo entre las que intercalan numerosos episodios de alta energía de pequeña magnitud que representan depósitos de planicie de inundación con intercalaciones de canales de desborde. También se han reconocido extensas artesas totalmente colmatadas (Fig. 16g), que representan bajos topográficos en la llanura de inundación; las mismas debieron ser alimentadas en parte por el nivel freático y también por sucesivos eventos de desbordes del canal principal, ya que muestran evidencia de relleno progresivo con intervalos ligeramente modificados por pedogénesis e indicios de variación del nivel freático.

Las trazas de raíces (rizotúbulos, rizolitos y rizoconcreciones-Klappa, 1980) son las más abundantes en los paleosuelos y la actividad de organismos

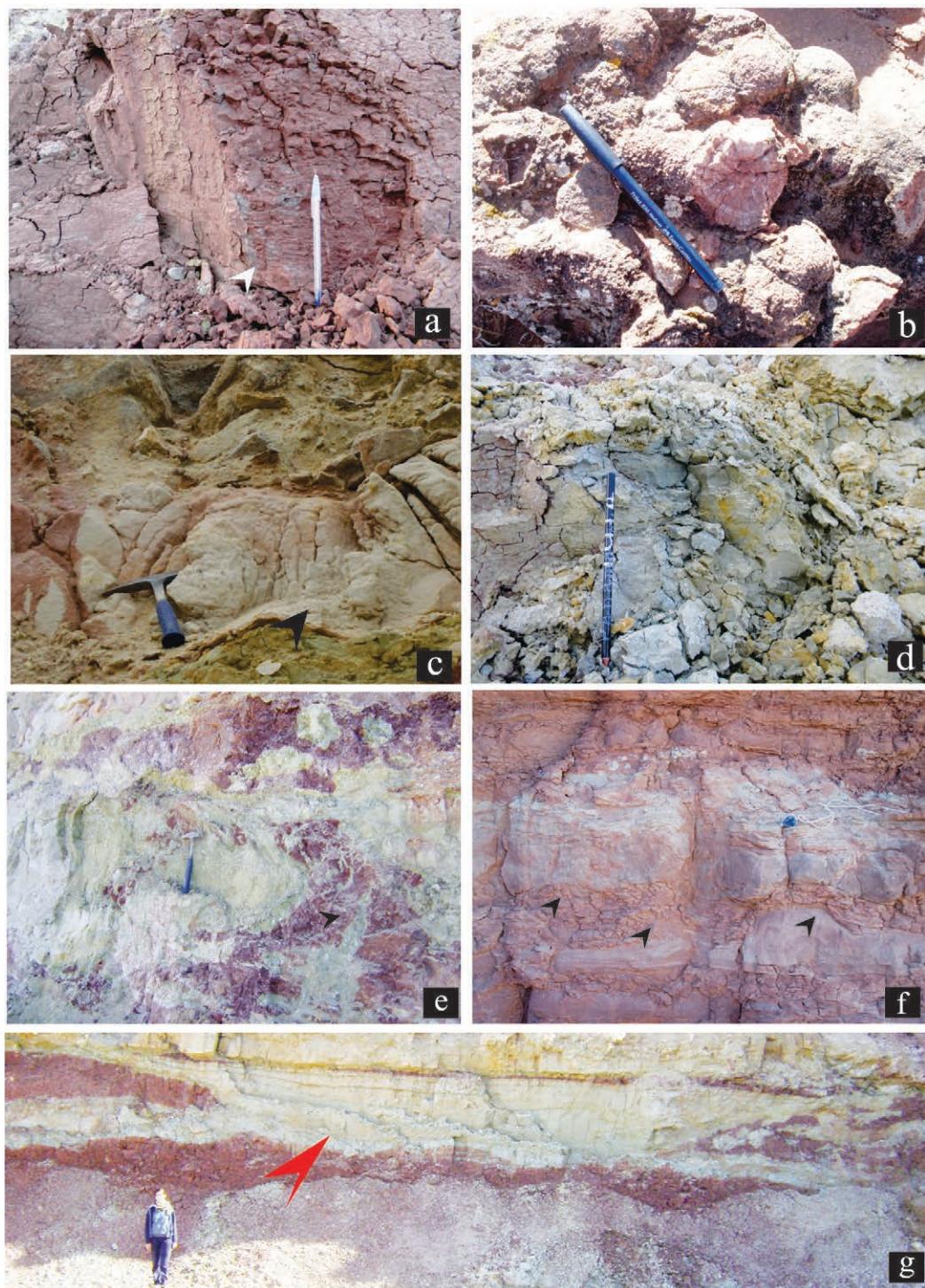


FIG. 16. Detalles de depósitos de planicie de inundación. **a.** Niveles con estructuras laminationes; **b.** Nódulos férricos; **c.** Calcreto; **d.** Horizontes gleyizados (Bg); **e.** Rizolitos; **f.** Calcos de carga y deformación de depósitos de planicie producidos por desbordes limo-arenosos; **g.** Artesa rellena, depresión topográfica colmatada luego de numerosos eventos de desborde del canal principal (señalada por una flecha).

perforantes se consideran formados por insectos y otros artrópodos (Salcher y Wagreich, 2010), y pueden ser encontrados en todos los horizontes de los paleosuelos y se consideran posteriores a su formación.

Las calcretas que forman parches representan el estadio temprano de calcretización por precipitación intergranular del carbonato (Khadkikar *et al.*, 2000), mientras que los nódulos densos, endurecidos y abundantes, esferoidales o elípticos en forma constituye el estadio de reemplazamiento mineral en la fábrica de granos, dependiente de los procesos de evapotranspiración o cambios en pH y presión parcial del CO₂ (Machette, 1985; Achyuthan *et al.*, 2007). Los horizontes de calcreta masivas y motas de ferróxidos pueden sugerir ciertas concentraciones de hierro y manganeso saturando la matriz, bajo la influencia del paleoambiente y el paleoclima (Alonso-Zarza y Tanner, 2006; Simpson *et al.*, 2010; Salcher y Wagreich, 2010).

Es común la presencia de horizontes argílicos y carbonáticos apilados (Bt/Bk), conformando paleosuelos compuestos o complejos de acuerdo a la tasa de sedimentación en la planicie (Demko *et al.*, 2004). La acumulación de hierro en los suelos de la planicie de inundación sugiere el movimiento del agua y los materiales finos del suelo durante su formación, y si bien los carbonatos indican condiciones más áridas, estos horizontes rubificados indican condiciones más húmedas y, por lo tanto, resultan de la estacionalidad en las precipitaciones (Retallak, 1997; Parry, 2011). Los nódulos ferruginosos sugieren alternancia de horizontes saturados y bien drenados, es decir, condiciones redoximórficas e hidromórficas. Algunos suelos rubificados están acompañados por horizontes con nódulos bien desarrollados, niveles de acumulación de arcillas y una icnofauna dominada por actividad de hormigas y cuevas generadas por organismos de mayores dimensiones.

Algunos paleosuelos tienen abundancia de horizontes argílicos y están caracterizados por colores pardo-grisáceos, preservación de niveles ricos en materia orgánica y abundante moteado, sugiriendo su desarrollo en ambientes de baja topografía relativa donde el perfil del suelo permanecía inundado por largos períodos y en proximidades del canal. Estos paleosuelos pueden ser considerados gleyzados e histosoles (Demko *et al.*, 2004). En algunos casos, están presentes los horizontes calcáreos y niveles de calcretos, indicando períodos de drenaje eficiente.

El desarrollo de paleosuelos en vastos tramos de la planicie de inundación sugiere estabilidad de la posición de los cinturones de canal por largos períodos o migración limitada de los cinturones de canal, mientras que los procesos de complejos de abanico de desborde son los que interrumpen las sucesiones de planicie y reducen la preservación de espesos depósitos edafizados (Makaske, 2001).

5. Sistemas fluviales

El ordenamiento y distribución espacial de los elementos arquitecturales ha permitido la reconstrucción de 4 sistemas fluviales de acuerdo a su estilo depositacional.

5.1 Sistema gravoso de baja sinuosidad (SGbs)

Está constituido por potentes cuerpos de conglomerados integrados por varios elementos arquitecturales mayores, GHg, DAg, DAg1, DAg2, DAg3, SH y GBg. La composición de los conglomerados es variable, aunque incluye clastos intraformacionales, nódulos retrabajados, areniscas, fragmentos de rocas ígneas, metamórficas y volcanoclásticas, y de cuarzo monomiral. La planicie de inundación (OF-Fig. 11a) incluye los elementos CR1, CR2, CR3 y CS (Figs. 15a y b) que configuran complejos de abanicos de desborde (Fig. 14).

Interpretación: El dominio de los conglomerados en este sistema indica la deposición a partir de flujos de alta energía sobre la planicie de inundación con una geometría en planta entrelazada, y su composición sugiere que el aporte local es significativo, aunque muchos componentes provienen de áreas elevadas dentro de la cuenca y retrabajo de depósitos previos.

La presencia de barras gravosas enteramente preservadas supone un alto grado de agradación en el piso del canal, con descarga permanente a partir de flujos de alta energía y movimiento activo de las macroformas que progradaban activamente y coalescían, reduciendo el flujo a canales estrechos, promoviendo en conjunto la avulsión. Sin embargo, la migración del canal debió ser limitada puesto, que la nueva faja fluvial se reubica en el orden de un centenar de metros y genera agradación lateral. Usando valores promedio de una relación de 6 a 10 entre la profundidad del flujo-altura de la duna, los canales han variado en un rango de 7 a 10 m de profundidad (Gibling *et al.*, 2010). Las superficies

erosivas y de reactivación y la presencia de extensos depósitos de conductos y charco (SH-Fig. 9d), sugiere que la avulsión del canal es responsable del apilamiento y amalgamación de numerosas unidades de relleno mutiepisódico de canal con migración activa de grandes barras complejas que coalescieron durante la acreción corriente abajo.

Asimismo, los depósitos de albardón están preservados y su geometría es indicativa de períodos de agradación activa, aunque el sistema hidrodinámico durante períodos de descarga normal permitía que el flujo se concentrara en el canal activo favoreciendo la agradación y progradación de las macroformas. La planicie de inundación en estos períodos permanecieron estables y los suelos pudieron desarrollarse en los sectores topográficamente elevados y de baja tasa de acumulación (Davies-Vollum y Kraus, 2001; Makaske *et al.*, 2002; Abbado *et al.*, 2005). Considerando que los canales fueron activamente agradantes, durante las inundaciones de gran envergadura la elevación del agua superó la altura de los albardones (Filgueira-Rivera *et al.*, 2007) y se extendió como complejos de abanicos de desborde en la planicie (Fig. 14), erosionando fuertemente los depósitos de la llanura de inundación. Los suelos desarrollados durante los períodos de baja a nula agradación fueron incididos fuertemente por los canales y en gran parte incorporados fragmentariamente y transportados por el flujo. Estos depósitos solo han preservado suelos escasamente desarrollados, en su mayoría hidromórficos, sugiriendo que el nivel freático permanecía normalmente alto,

inhibiendo los procesos pedogénicos (Davies-Vollum y Kraus, 2001).

La incisión y migración lateral del canal determinan la preservación potencial de los litosomas de los sistemas fluviales (Mack *et al.*, 2011). Sin embargo, es razonable pensar que la fuerte amalgamación y relaciones multilaterales de los cinturones de canal (Fig. 17a), y la preservación de potentes sucesiones de elementos de planicie de inundación, y repetición de eventos en la arquitectura de gran escala puedan ser el resultado de cambios de alta frecuencia en el suministro causados por un clima con estacionalidad marcada y la disposición de espacio de acomodación (Catuneanu y Elango, 2001; Jinnah y Roberts, 2011).

5.2 Sistema gravoso de alta sinuosidad (SGas)

Este sistema (Fig. 17b) comprende cuerpos tabulares a gran escala con espesores variables entre 3,5 y 4 m y con base planar o erosiva y abundantes estructuras deformacionales por carga de gran envergadura. Incluye LAg, DAg, DAg1, DAg3, DAg4, GBg, SH, CHg y CHa.

Los canales abandonados (Fig. 17b) están registrados como sucesiones granodecrecientes que intercalan ocasionalmente entre elementos LA, y están conformados por Gh, Sh, Sp, Sr y Fl. No se reconocen canales aislados; comúnmente están apilados con diferentes patrones para formar cinturones de canal, los cuales registran la migración de los canales individuales en el espacio y el tiempo. En su mayoría los canales están amalgamados y



FIG. 17. Canales conglomerádicos de la Formación Portezuelo. **a.** Canales de alta sinuosidad; **b.** Canales de baja sinuosidad apilados.

las superficies de truncamiento, en algunos, son numerosas, sugiriendo que la arquitectura final es el resultado del apilamiento y solapamiento lateral de varios cinturones de canal. Los rellenos de canal pasan lateralmente a depósitos de albardón (LV), que se caracterizan por una reducción en el tamaño de las formas de lecho, presencia de niveles de carbón y raíces. Se extienden lateralmente por más de 100 m, pasando a depósitos de planicie de inundación (OF). El ambiente de planicie de inundación incluye depósitos de CR1, CR2, CR3 y CS y complejos de abanicos de desborde (Fig. 14).

Interpretación: El arreglo interno de los elementos arquitecturales y los patrones de apilamiento y relaciones laterales, junto con el desarrollo de superficies de acreción lateral permiten interpretar que el estilo fluvial corresponde a un sistema de alta sinuosidad (Fig. 18a). Estos canales tuvieron una profundidad del orden de 3,5 a 6 m, estimada sobre la base de identificación de barras de 60 a 70 cm de altura en los rellenos (Leclair *et al.*, 1997; Ashley, 1990; Bridge, 2003). La evidencia de una alta energía de transporte y suministro de sedimento puede deducirse a partir del dominio de conglomerados y la preservación de dunas de gran escala (Davies *et al.*, 2010).

La incisión, agradación, migración lateral del canal y formación de los albardones de estos canales conlleva cierta complejidad en el sistema. El aspecto sustancial en el análisis del sistema es la asociación de canal-albardón. La forma de los canales de los sistemas individuales no varían relativamente en forma y tamaño, aunque la migración lateral y variaciones en el nivel de agradación generan cambios en el patrón de apilamiento y los albardones tienen una expresión superficial variable en función de los mecanismos de migración del canal y la interferencia de los procesos de avulsión a gran escala.

La geometría preservada de las barras en espolón y escasos depósitos de canal abandonados son una evidencia de que el sistema estuvo gobernado por la expansión de los meandros por acreción lateral y erosión en el borde opuesto, depósitos que se asignan a la conectividad de las barras (Willis y Tang, 2010; Mack *et al.*, 2011; Sylvester *et al.*, 2011). El relleno de los canales es fuertemente asimétrico y se mantiene en todo el cinturón de canales y en algunos por varios kilómetros, sugiriendo que la deposición en la orilla externa no estuvo acoplada con la acreción del borde interno de las curvas puesto que en caso contrario la sinuosidad hubiera disminuido

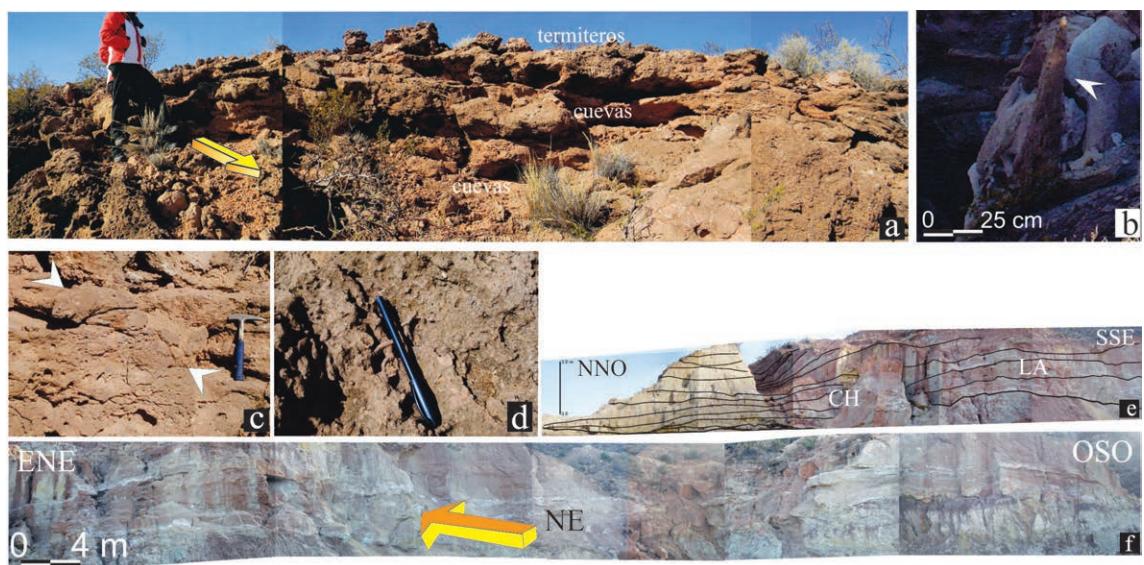


FIG. 18. **a.** Vista oblicua de canales de baja sinuosidad apilados, afectados por intensa bioturación, con cuevas y galerías e intensa acción de raíces; **b-d.** Fotos de detalle del afloramiento de la figura a; **b.** Nido de termitas columnar; **c.** Cuevas de serpientes; **d.** Superficie estratal con galerías y trazas de raíces; **e.** Vista ligeramente oblicua de un canal arenoso sinuoso (CH) con elementos LA; **f.** Vista lateral del mismo canal con el mapeo. La flecha indica el sentido de dirección de las paleocorrientes que es hacia el NE.

(Willis y Tang, 2010; Mack *et al.*, 2011). Cuando el mecanismo dominante es la migración lateral (Rajchl y Uličný, 2005) los albardones están directamente unidos a los depósitos de canal (Fig. 17b), mientras que en las etapas de incisión-agradación la arquitectura es más compleja (Fig. 17b) con numerosas superficies erosivas tiempo-transgresivas, generándose inclusive niveles de terraza como remanentes erosionales (Mack *et al.*, 2011). Los ciclos de incisión-agradación con preservación de las barras en espolón de segmentos planos del canal que corresponden a la transición entre incisión y agradoación (Fig. 17b), permiten suponer procesos de largo término. Ésta puede ocurrir a partir del cambio en el gradiente del piso del canal o después de una avulsión, sin que existan cambios abruptos en la descarga. Los rellenos de canal abandonado se generaron por diferentes mecanismos, en condiciones de agradoación neta en el sector del eje de canal asociados con una etapa de expansión de la curva del meandro precedido de convergencia de barras en el canal (Fig. 17b) y estadios de baja tasa de agradoación durante una fase de incisión (Fig. 17b). En estos casos el relleno aparece en el ápice de las barras en espolón y se relaciona con la migración corriente abajo del meandro (Willis y Tang, 2010).

Los rellenos de canal abandonado no son comunes en este tipo de sistema; esto puede deberse a que los nuevos segmentos de canal cortan directamente depósitos previos corriente arriba y a lo largo de los depósitos de barra.

La lenta movilidad de los cinturones permitió el desarrollo de la planicie de inundación en condiciones relativamente estable y se desarrollaron paleosuelos. Existen variaciones en los tipos identificados, algunos desarrollan horizontes Bt por iluviaión de arcillas y, eventualmente, Bg. Las calcretas que se forman en estos suelos siguen un patrón de madurez gradacional vertical desde rocas hospedantes no calcretizadas a calcretas incipientes-nodulares y horizontes macizos que sugieren un origen pedogénico para los mismos (Moussavi-Harami *et al.*, 2009). Las concreciones representan la removilización del hierro que inicialmente constituye revestimientos durante la depositación y el enterramiento temprano y durante la diagénesis se desarrollan por crecimiento alrededor de un núcleo (Parry, 2011). En ocasiones, los paleosuelos están truncados por desbordes o del cinturón principal de canales. Estos rasgos indican que se han desarrollado en un ambiente de inesta-

bilidad relativa inicialmente en sectores distales dentro de la planicie (Kraus, 1999). En otros casos el nivel freático elevado pudo inhibir el desarrollo de perfiles de suelo al inundar temporariamente algunos sectores de la planicie y se desarrollaron suelos hidromórficos (Figs. 11c y h), la biodegradación no ocurrió, y la materia orgánica constituye niveles continuos o lentes (Davies-Vollum y Kraus, 2001). Los niveles ricos en material orgánico tienen múltiples orígenes, pero representan ambientes reductores con el nivel freático elevado o ambientes topográficamente deprimidos. Algunos sectores deprimidos de la planicie estuvieron ocupados por cuerpos de agua alimentados por el nivel freático y eventos menores de desborde (Fig. 16g). También se han identificado niveles de paleosuelos acumulativos (Fig. 16e), que indican largos períodos de estabilidad en tramos distales de la planicie.

La planicie agradoó rápidamente de modo pulsatorio durante grandes eventos de inundación. Un rasgo distintivo de este sistema es el desarrollo de complejos de abanicos de desborde que sugieren períodos de grandes inundaciones durante los cuales extensos mantos de arena se extendieron sobre la planicie de inundación y progresivamente fueron desarrollándose y en los sectores distales configuraron amplios lóbulos y mantos durante el abatimiento final del episodio. El desarrollo de estos complejos debió estar relacionado con las condiciones climáticas, pero también pudo estar condicionado por los bajos gradientes de la planicie.

5.3 Sistema arenoso de baja sinuosidad (SAbs)

Está conformado por unidades tabulares de hasta 3,5 m de espesor y extensiones superiores a los 200 m, con bases erosivas planares o de alto relieve erosivo y profusas estructuras de carga. Las unidades comprenden una variedad de arreglos como rellenos de canales, compuestos de una serie de agrupamientos de elementos (DAa-1/4) y GBa, CR2, CR1 y CS que intercalan entre los depósitos de planicie de inundación (OF), en la que son frecuentes los paleosuelos. Localmente, intervienen componentes de GBg. El agrupamiento de canales y elementos de intracanal constituyen unidades mayores apiladas y solapadas lateralmente, separadas por superficies erosivas. Un rasgo común es la intensa bioturbación por organismos perforantes, rizoconcreciones, cuevas y galerías (Figs. 18b-d).

Interpretación: Los elementos arquitecturales que componen este sistema son indicativos de varias unidades morfológicas que migran dentro de la faja aluvial y el agrupamiento; reflejan la superposición lateral de numerosas unidades de dunas 2D y 3D y barras con alta movilidad en canales de sistemas de baja sinuosidad (Simpson *et al.*, 2010). La superposición lateral y extensión lateral limitada de los elementos de acreción (Fig. 16a), sugieren que las barras normalmente coalescieron a medida que crecían lateralmente. La presencia de barras conglomerádicas en el inicio de los rellenos de algunos canales es indicativa del incremento en la capacidad de transporte durante algunos períodos con probable disminución de la profundidad del canal. El diseño de apilamiento de los canales sugiere una simple agradación vertical (Rajchl y Uličný, 2005), con reocupación permanente de la faja aluvial posterior a los períodos de avulsión. La estabilidad de los canales permitió el desarrollo de potentes sucesiones de planicie de inundación afectadas periódicamente por abanicos de desborde durante episodios de inundaciones de gran magnitud. La agradación vertical en la planicie estuvo dominada por eventos de desborde de alta frecuencia y baja magnitud, lo que puede deducirse de los numerosos niveles tabulares de arenas finas y muy finas que intercalan las sucesiones de pelitas y limolitas, a menudo con desarrollo de paleosuelos.

La intensa actividad de los organismos y plantas en los canales (Caldwell y Albino, 2001), que puede provocar la entera homogeneización de las arenas de canal (Figs. 5b y 18a), sugiere que las unidades de barras estaban vegetadas por largos períodos con movilización de pequeñas formas en los canales laterales, incluso debieron permanecer por lapsos extensos expuestos en las orillas, permitiendo la acción de organismos de mayor porte. Estos canales se interpretan como activos episódicamente a partir de incrementos abruptos en la descarga con reocupación de la faja. Esto es compatible con la estabilidad de la planicie y coherente con el desarrollo de paleosuelos.

Los depósitos de desborde de gran escala están dominados por rellenos de canal (Figs. 12a y b) extensos lateralmente; los eventos repentinos sufrieron luego procesos de edafización y estuvieron expuestos a la actividad de organismos excavadores y termitas (Fig. 12b). Los eventos de avulsión estuvieron relacionados con inundaciones condicionadas climáticamente y por una topografía de muy bajo

gradiente. Además, es posible que los canales hayan sufrido bloqueo por la vegetación que se desarrollaba en las barras de canal o flotaba en los flujos dentro del canal (Gradzinski *et al.*, 2003).

5.4 Sistema arenoso de alta sinuosidad (SAas)

Constituye unidades tabulares de hasta 5 m de espesor y extensiones superiores a los 300 m, con bases erosivas o planares y profusas estructuras de carga. Está integrado por LA que comprenden una variedad de agrupamientos de elementos (DAa1/4) y GBa. La planicie de inundación (OF-Fig. 13a), con frecuentes niveles de paleosuelos, comprende CR2, CR3, CR1 y CS que configuran complejos de abanicos de desborde.

Los depósitos de planicie de inundación (OF) exhiben bioturbación, efectos de pedogénesis y se encuentran cubiertos por unidades de canal o depósitos de complejos de desborde.

Interpretación: los rellenos complejos de los canales y el apilamiento y superposición lateral de dunas y barras asociadas con las unidades de acreción lateral permiten asignar los depósitos a canales de alta sinuosidad (Figs. 18e y f). La presencia de barras de mediana a pequeña escala preservadas de hasta 0,75 m permite estimar una profundidad promedio de 3,5 m (Bridge, 2003). La preservación de macroformas y reconocimiento de cuerpos (DAa2) son la evidencia de la alta energía de transporte y el alto suministro de sedimento.

Los canales tuvieron un carácter permanente con alta capacidad de transporte y acomodación del suministro, y episodios de descarga excepcional relacionados con la estacionalidad climática. De manera similar a los sistemas gravosos de alta sinuosidad, los albardones son un componente estrechamente asociado a los canales e incluyen niveles de carbón. Durante los episodios de inundación extraordinaria, el nivel del agua superó las crestas de los mismos y se extendió como manto y a medida que disminuía la energía de la corriente y se ocupaban sectores más distales de la planicie de inundación se desarrollaron redes de canales, lóbulos y mantos de desborde que se acuñan en los depósitos de planicie.

Los canales migraron lateralmente y agrandaron en la faja aluvial, generando un patrón característico de apilamiento y traslapamiento lateral (agradación oblicua) corriente abajo, posiblemente bajo la influencia del gradiente topográfico (Rajchl y Uličný, 2005).

La planicie de inundación no difiere de aquella asociada a los sistemas gravosos de alta sinuosidad, manteniendo sus caracteres generales y un grado variable en el desarrollo de paleosuelos.

6. Estratigrafía secuencial

La sección relevada que incluye a las Formaciones Portezuelo y Plottier es oblicua a la dirección general de paleocorrientes y la tendencia general al dominio de los depósitos de avulsión, complejidad de los cinturones de canal y cambios en el estilo de agradación, dificulta la interpretación de los cambios en patrones fluviales, sin embargo, el mapeo de detalle a diferentes escalas permite elaborar un esquema general de evolución de los sistemas y su significado estratigráfico.

La sección basal de la Formación Portezuelo (Figs. 3 y 19) está dominada por sistemas gravosos y, subordinadamente, arenosos de alta sinuosidad. Son sistemas agrandantes con una agradación lateral hacia el ENE en sentido general probablemente controlada por el gradiente depositacional de la cuenca. Las geometrías de los complejos de canal muestran un gradiente topográfico alto en los albardones de los márgenes de canal y una topografía de bajo relieve de la planicie de inundación. Esto implica que la migración de los canales estuvo limitada por el desarrollo de los albardones y una planicie de inundación vegetada altamente cohesiva. El área fuente proveyó abundante suministro de grano grueso, pero los gradientes de los ríos y energía de la corriente pudo transportar y movilizar grandes dunas 2D y 3D; durante las grandes inundaciones, el ascenso del nivel de agua en los canales no pudo ser balanceado por la energía de las corrientes para trasportar corriente abajo todo el volumen de clásticos transportado, por lo tanto desbordaba y superaba los límites de los albardones, sin producir agradación efectiva en el canal. La migración lateral acompañó las avulsiones periódicas y generó extensos complejos de abanicos de desborde que progradaron en el ambiente de planicie de bajo gradiente, generando estadios de fuerte agradación.

La variación en el estilo de agradación desde lateral a oblicua implica un incremento en la relación S/A (Martinsen *et al.*, 1999; Rajchl y Uličný, 2005). A gran escala la migración de los canales en condiciones de flujo normal genera solapamiento lateral de los cinturones de canal separados por reducidos espesores de depósitos de planicie. Esta relación se mantiene

después de grandes eventos de avulsión, sugiriendo que el desarrollo de albardones y una planicie de inundación cohesiva fueron efectivos en el control de la migración de los cinturones. Aunque la elevada tasa de sedimentación fue episódica, la acomodación debió ajustarse por lenta pero continua subsidencia en este sector de la cuenca. Se considera que el tramo corresponde a un Cortejo de Alta Acomodación de la Secuencia I (AA-SI-Fig. 3).

Hacia el tope de la Formación Portezuelo (Fig. 19b) se observa una disminución en la relación depósitos de canal/planicie de inundación. Los cinturones de canal corresponden a sistemas gravosos y arenosos de baja sinuosidad, en la que los primeros son dominantes en la sucesión. Aunque los mecanismos de avulsión guardan similitud con aquellos del primer tramo, los depósitos de planicie de inundación incrementan su relación con respecto a los complejos de abanicos de desborde. Los depósitos alcanzan hasta 11 m de espesor y el desarrollo de niveles de paleosuelos es más efectivo, reconociéndose numerosos eventos de menor envergadura de canales y láminas de desborde, sugiriendo una mayor estabilidad.

Se interpreta que este tramo representa una etapa de incremento rápido de la subsidencia dentro del Cortejo de AA de la Secuencia I (Figs. 3 y 19a).

La Formación Portezuelo en su totalidad representa una etapa de cambios en el área fuente, muestra un incremento sustancial en la proporción de clásticos gruesos y composicionales (Sánchez y Asurmendi, 2011a, b; Sánchez *et al.*, 2011) con respecto a las unidades infra- y suprayacentes, que pueden verificarse a nivel regional, tanto en el área de estudio como en el lago Los Barreales (Sánchez *et al.*, 2005) y en la zona ubicada unos 20 km al norte del área de estudio (Sánchez y Heredia, 2006). Los estudios geocronológicos de los circones detriticos demuestran la presencia de edades entre 102 ± 2 Ma y 100 ± 8 Ma en las unidades inferiores del Grupo Neuquén (Di Giulio *et al.*, 2012), que se interpreta como una respuesta al sistema geodinámico de la cuenca del antepaís. De acuerdo al modelo conceptual propuesto por Yang y Miall (2010), el avance del frente de corrimiento hacia el este del cinturón plegado y corrido del Agrio (Tunik *et al.*, 2010), ocasiona la migración del abultamiento periférico de la cuenca de antepaís, como consecuencia de la respuesta flexural de la misma.

Los estudios sobre el paleoclima durante el Cretácico Tardío a partir de las simulaciones coin-

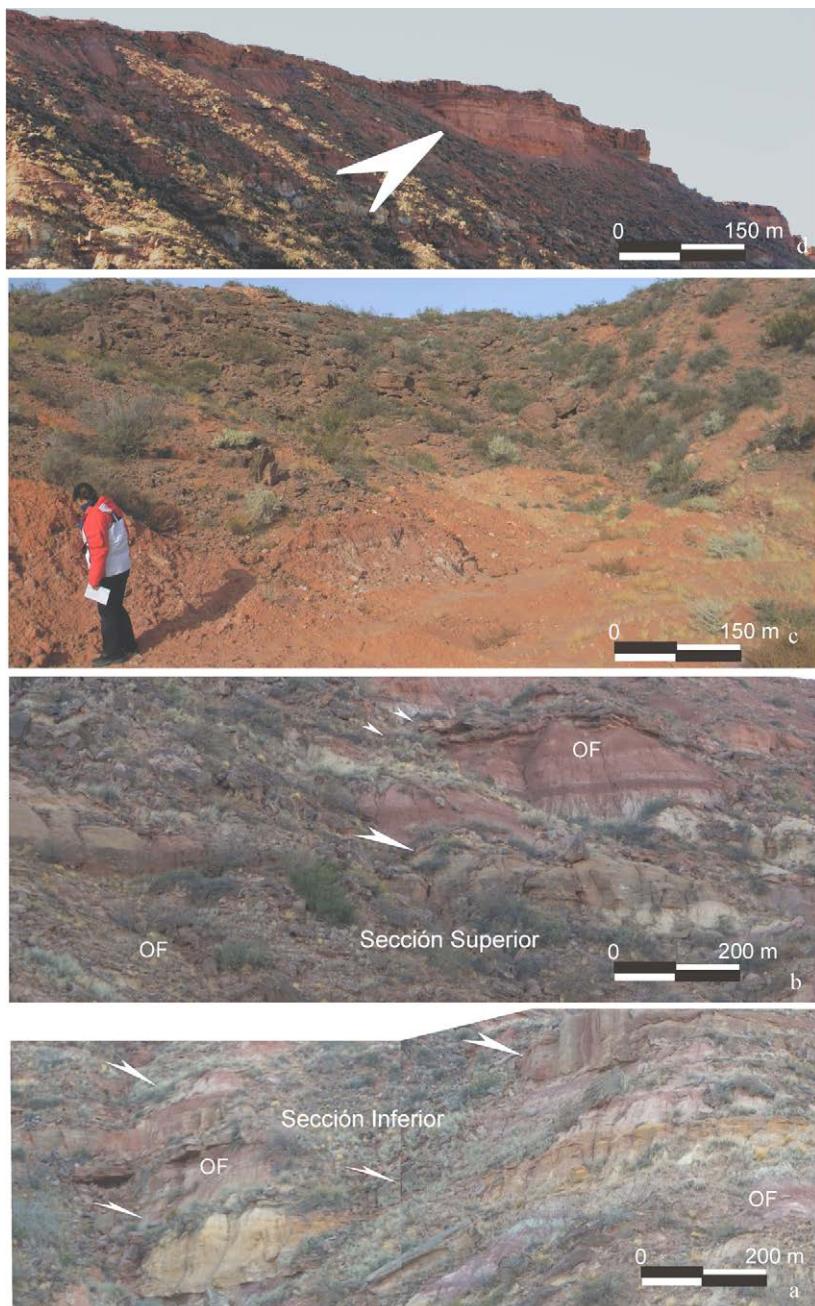


FIG. 19. **a.** Sección representativa de la base de Portezuelo, abundantes canales conglomerádicos lateralmente asociados con niveles de albardón como parte de terrazas fluviales preservadas, planicie de inundación (OF) y abanicos de desborde de gran magnitud en los que se pueden distinguir numerosos episodios marcados por niveles canalizados y flujos en manto. Las relaciones laterales cambiantes de uno a otro elemento arquitectural en un mismo nivel se debe al carácter sinuoso de los canales; **b.** Tramo superior de la Formación Portezuelo, nótese el incremento de volumen de elementos de planicie de inundación, la presencia de canales en mayor proporción y continuidad de los mismos asociados con el diseño de baja sinuosidad. Los canales están señalados por flechas para que pueda efectuarse la variación y frecuencia de los mismos; **c.** Base de la Formación Plotter. Los canales apilados están rodeados por depósitos de planicie de inundación con desbordes; **d.** El tope de la Formación Plotter profundamente incido; sobre una superficie erosiva de relieve a veces muy marcado yace la Formación Bajo de la Carpa. El orden de las fotos, representa el orden estratigráfico.

ciden en que la temperatura se incrementó entre el Albiano y el Cenomaniano y la humedad relativa también, con estimaciones de hasta 36°C en verano, de 8 a 12°C en invierno, con estacionalidad marcada en las precipitaciones con un promedio de 1.000 a 1.300 mm/año y la estación lluviosa concentrada en verano (Horrell, 1991; Valdés *et al.*, 1996; Sellwood y Valdés, 2006; Donnadieu *et al.*, 2006).

Pequeños ciclos de variabilidad climática se pueden reconocer en toda la secuencia del Grupo Neuquén (Sánchez *et al.*, 2006, 2008), por lo tanto las características sedimentológicas de la Formación Portezuelo no sugieren cambios mayores en la temperatura, es probable que el incremento en la energía y eficiencia de transporte esté relacionado con un aumento relativo de las precipitaciones y cambios topográficos en el área fuente. Esto último, puede además deducirse de la naturaleza compositiva de las areniscas de la Formación Portezuelo, las mismas que han sido definidas como arcosas y subarcosas con importante participación de líticos volcánicos (Sánchez y Asurmendi, 2011b), lo que las distingue de las litoarenitas a litoarenitas feldespáticas y arcosas líticas con bajo contenido en volcánicos del subyacente Subgrupo Río Limay (Sánchez y Asurmendi, 2011a); también los circones detriticos presentan una edad de 102 ± 2 Ma y 100 ± 8 Ma (Di Giulio *et al.*, 2012), lo que sugiere que los mismos provienen de terrenos más antiguos que los de la base del Grupo Neuquén, probablemente relacionados con una renovada actividad del frente de corrimiento.

Una discontinuidad estratigráfica mayor, señalada por una superficie erosiva, en algunos casos de alto

relieve (Fig. 2), a la que se asocia un cambio radical en el sistema depositacional, señalan el inicio de la Formación Plotter. Esta unidad está representada por un sistema arenoso de baja sinuosidad que a gran escala muestra un estilo de agradación vertical (Figs. 19c y 20), caracterizado por extensos lapsos de inactividad durante los cuales la colonización y actividad de organismos generó en algunos casos la mezcla de materiales en los depósitos y obliteración de las estructuras sedimentarias primarias de unidades completas de canal. En estas condiciones, la planicie de inundación fue estable y desarrolló numerosos niveles de paleosuelos entre los que se intercalan pequeñas unidades de desborde. Los organismos excavadores y termitas fueron sumamente activos en los canales de desborde como la planicie (Figs. 12 y 19a). Esto sugiere largas pausas en la sedimentación y una lenta migración de los canales.

El patrón arquitectural de gran escala, con canales amalgamados, con baja tasa de agradación e intensamente bioturbados sugieren una disminución en el espacio de acomodación y condiciones climáticas más rigurosas (Fig. 20). Ya se ha propuesto para otros sectores dentro de la cuenca condiciones semiáridas (Sánchez *et al.*, 2006) con una expansión de los sistemas fluviales en áreas próximas al lago los Barreales y una reducción rápida en la acomodación a 20 km al norte del área de estudio.

Esta condición resulta evidente en el área de estudio, y se considera que la Formación Plotter constituye el Cortejo de Baja Acomodación de la Secuencia II (BA-SII). El tope de la Formación Plotter a escala regional es una superficie neta



FIG. 20. Diseño de agradación vertical de los canales de la Formación Plotter, representada por un sistema de baja sinuosidad, con un patrón arquitectural a gran escala con canales amalgamados intensamente bioturbados. Se señala con un círculo y una flecha la persona en el afloramiento que se coloca de escala.

planar que constituye una discontinuidad mayor que limita la base de la Formación Bajo de la Carpa (Subgrupo Río Colorado), señalando un abrupto cambio en el nivel de base. En el área de estudio se ha observado que a lo largo de la sección estratigráfica hay profundas incisiones en el tope (Fig. 19d), que han sido rellenadas diferencialmente por la unidad basal del Subgrupo Río Colorado. Esto implica que el cambio de nivel de base generó en algunos sectores de la cuenca un paleorrelieve con abruptos resaltos topográficos.

7. Discusión

El Grupo Neuquén constituye el relleno de la cuenca de antepaís andina durante el Cretácico Tardío. En este tipo de cuencas las discordancias y arreglos internos de las secuencias son la respuesta al complejo interjuego de la tectónica de corrimientos como así también la topografía dinámica regional. Esta tiene origen en la variación de los movimientos verticales de gran amplitud en la cuenca profunda, próxima al frente de corrimiento en contraste con una tasa de subsidencia dinámica más lenta en las regiones distales, próximas al cráton. Así, la configuración del relleno y las evidencias de subsidencia son más sutiles en la cuenca periférica (Liu *et al.*, 2005). Como se mencionara anteriormente, la alta-proporción de conglomerados y alta eficiencia de transporte de los sistemas fluviales como en el caso de la Formación Portezuelo, pueden relacionarse con un cambio climático, puesto que el clima controla la distribución espacial y temporal de los agentes de transporte. Los cambios climáticos que afectan al área fuente pueden inducir cambios en los regímenes hidrológicos y ejercer una fuerte influencia en la generación y transporte del sedimento. Además, la frecuencia y magnitud de las grandes inundaciones que modifican considerablemente el relieve pueden estar fuertemente influenciadas por el clima (Quigley *et al.*, 2007). Sin embargo, la tectónica de levantamiento en las cuencas de antepaís genera terrenos elevados y provee un incremento en la energía potencial para los agentes de erosión y por lo tanto incrementan el ‘input’ en los sistemas de captación. Por lo tanto, la variabilidad climática y también en la descarga, y la tasa de subsidencia o litología del área fuente durante la evolución del antepaís son responsables de que las facies conglomeráticas prograden irregularmente dentro de la cuenca a

diferentes escalas de tiempo. Se las considera cuñas tiempo-transgresivas y pueden estar relacionadas con el crecimiento de estructuras dentro de la cuenca, por ejemplo pueden estar unidas al crecimiento específico de estructuras y esto es independiente del clima (Liu *et al.*, 2005).

Los modelos de cuencas subalimentadas y sobrealmimentadas (Yang y Miall, 2010; Yang, 2011) proveen un marco de referencia para el entendimiento de la evolución del relleno de la cuenca durante la deposición de Subgrupo Río Neuquén en su totalidad, como así también la discordancia progresiva que se observa a gran escala entre y dentro de la unidades que lo integran (Fig. 2).

El área de estudio está ubicada en el ámbito de la cuenca periférica cretácica, al este de la dorsal de Los Chihuidos. Una superficie erosiva separa a la Formación Portezuelo de la subyacente Formación Lisandro (Subgrupo Río Limay), que representa el estadio de cuenca subalimentada durante la etapa de carga orogénica y definición del abultamiento periférico, durante la cual se depositó, en la cuenca profunda, una potente sucesión lacustre de hasta 630 m, mientras que su equivalente en la cuenca periférica, depósitos fluvio-eólicos, alcanza poco más de 50 m (Sánchez, 2010).

Luego del cese de la actividad del corrimiento, durante el período tardío de cuenca subalimentada, la erosión del cinturón de corrimiento y el rebote elástico de pequeña amplitud en la cuenca proximal provocan la migración del espacio de acomodación hacia la región distal profunda. Como el centro de subsidencia de la carga migra hacia el cráton, las zonas de abultamiento y cuenca periféricos avanzan rápidamente en la misma dirección. La migración del nuevo abultamiento periférico continúa hacia el cráton y resulta en una erosión gradual y retrabajo de los estratos previos depositados en la cuenca periférica, formando una superficie de erosión diacrónica en la cuenca central. La superficie de erosión que limita la base de la Formación Portezuelo (Leanza y Hugo, 2001), se extiende en el ámbito de la cuenca y el desarrollo de la unidad sería el resultado de la migración del abultamiento periférico y la subsecuente deposición de sedimentos en la cuenca periférica. En este marco, la sucesión asignada al Cortejo de Alta Acomodación de la Secuencia I sería así el resultado de la deposición en baja pero continua subsidencia dentro de la cuenca periférica con un suministro y descarga elevados,



FIG. 21. Modelo simplificado propuesto para el inicio de deposición del Subgrupo Río Neuquén de acuerdo al modelo de evolución de Yang y Miall (2010) y Yang (2011) para cuencas de antepaís.

relacionados con la erosión del relieve previamente establecido (Fig. 21), que en sus últimos estadios habría aumentado como consecuencia de la migración de carga dinámica originada hacia el oeste, en cuenca profunda. El marco de referencia durante el estadio de la cuenca de antepaís (Fig. 21) sugiere una extensa erosión de toda la región; la edad de los circones confirma una modificación notoria del área fuente luego de un período de carga tectónica activa durante la deposición de la sub-yacente Formación Lisandro (Subgrupo Río Limay). La Formación Portezuelo posee circones detriticos provenientes del arco magmático Pampeano (640-514 Ma) preservados en los terrenos de Pampia y Cuyania y de edad grenvilliana (1.200-1.000 Ma), que podrían derivar del basamento de los Andes o del terreno de Cuyania y, por lo tanto, señalan cambios en el área fuente, puesto que las edades más antiguas del Grupo Neuquén poseen circones comagnáticos sindesposicionales de 102 ± 2 Ma y 100 ± 8 Ma, vinculados a la exhumación de rocas volcánicas y granitoides de la cordillera de los Andes (Di Giulio *et al.*, 2012).

En la etapa subsecuente, con el relleno de la cuenca profunda, la cuenca está en condiciones de sobrealmacenamiento y el espacio de acomodación migra hacia el abultamiento periférico del período anterior de cuenca subalimentada. Se desarrolla entonces una amplia cuenca de ‘sag’ periférica donde los estratos en la cuenca distal solapan en expansión sobre el cráton. Este estadio correspondería a la Formación Plottier incluida en el Cortejo de Baja Acomodación de la Secuencia II. En esta instancia, es probable que el clima haya jugado un rol preponderante, considerando el alto suministro debido a la continuada erosión del cinturón de corrimiento. Se infiere que la migración hacia condiciones semiáridas pueda haber contribuido a una disminución en la descarga y haya generado extensas planicies de inundación debido a la actividad espasmódica de los cinturones de canal.

8. Conclusiones

El análisis sedimentológico de detalle, definición de elementos arquitecturales de meso- y macroescala y discontinuidades significativas del Subgrupo Río Neuquén permiten concluir que:

- La Formación Portezuelo está constituida por sistemas fluviales gravosos de alta y baja sinuosidad y sistemas arenosos de alta sinuosidad, que desarrollan de base a tope un patrón de agradación lateral a oblicuo. Los sistemas muestran numerosos episodios de avulsión desarrollados durante eventos de inundación de baja frecuencia y alta magnitud que generaron verdaderos complejos de abanicos de desborde. Durante los estadios de estabilidad, la planicie desarrolló niveles de paleosuelos bajo condiciones climáticas húmedas a subhúmedas.
- La Formación Plottier está integrada por sistemas fluviales arenosos de baja sinuosidad que exhiben un patrón de agradación vertical. Los sistemas sufrieron pausas en el funcionamiento que quedaron registradas en la profusa bioturbación, galerías y cuevas. La planicie de inundación registra largos períodos de estabilidad con intenso desarrollo de paleosuelos. Los eventos de desborde están registrados por láminas y lóbulos de pequeña envergadura y canales que sufrieron procesos de obliteración por actividad de organismos. Las condiciones climáticas que se infieren para el tiempo de deposición son semiáridas.
- Se identificaron 2 secuencias incompletas. La Formación Portezuelo constituye el Cortejo de Alta Acomodación de la Secuencia I y la Formación Plottier integra el Cortejo de Baja Acomodación de la Secuencia II.
- El Subgrupo Río Neuquén que se analiza e interpreta en este trabajo fue depositado en el ámbito de la cuenca periférica cretácica durante la evolución del antepaís andino.
- La Formación Portezuelo se asocia con el estadio final de fase de cuenca subalimentada.

- La Formación Plottier corresponde al estadio de cuenca sobrealimentada.

Agradecimientos

Las autoras agradecen a SeCyt-UNRC por el subsidio otorgado y a la empresa YPF SA. por su colaboración para las campañas de campo y CONICET.

Se agradece también a los revisores J.P Le Roux, R. Palma y C. Limarino, cuyos comentarios han mejorado el contenido del artículo.

Referencias

- Abbadó, D.; Slingerland, R.; Smith, N. 2005. The origin of anastomosis in the upper Columbia River, British Columbia. *In Fluvial Sedimentology*, No. 7, (Blum, M.B.; Mariotti, S.B.; editores), International Association Sedimentology, Special Publication 35: 3-15.
- Achyuthan, H.; Quade, J.; Roe, L.; Placzek, C. 2007. Stable isotopic composition of pedogenic carbonates from the eastern margin of the Thar Desert, Rajasthan, India. *Quaternary International* 162-163: 50-60.
- Alexander, J.; Gawthorpe, R. 1993. The complex nature of a Jurassic multistorey, alluvial sandstone body, Whitby, North Yorkshire. *In Characterization of fluvial and aeolian reservoirs* (North, C.; Prosser, D.; editores), Geological Society Special Publications 73: 123-142.
- Allen, M. 1983. Studies in fluvioatile sedimentation: Bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (L. Devonian), welsh borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-293.
- Alonso-Zarza, A.; Tanner, L. 2006. Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates. Geological Society of America Special Paper 416: 239 p. Colorado.
- Arche, A.; López-Gómez, J. 1999. Subsidence rate and fluvial architecture of rift-related Permian and Triassic alluvial sediments of the southeast Iberian Range, eastern Spain. *Sedimentology* 28: 283-304. doi: 10.1002/9781444304213.ch21.
- Ashley, G. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 160-172.
- Ashworth, P.; Best, J.; Roden, J.; Bristow, C.; Klaassen, G. 2000. Morphological evolution and dynamics of a large, sand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh. *Sedimentology* 47: 533-555.
- Aslan, A.; Blum, M. 1999. Contrasting styles of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain, U.S.A. *In Fluvial Sedimentology*, N° 6, (Smith, N.; Rogers, J.; editores), Blackwell Publishing Ltd.: 193-209. Oxford. doi: 10.1002/9781444304213.ch15.
- Ashmore, P. 1999. How do gravel-bed rivers braid?. *Canadian Journal Earth Science* 28: 326-341.
- Bennett, S.; Bridge, J. 1995. An experimental study of flow, bedload transport and bed topography under conditions of erosion and deposition and comparision with theoretical models. *Sedimentology* 42: 117-146.
- Bridge, J. 2003. Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record. *Blackwell Science*: 491p. Oxford.
- Brierley, G.; Ferguson, R.; Woolfe, K. 1997. What is a fluvial levée?. *Sedimentary Geology* 114: 1-9.
- Bristow, C.; Skelly, R.; Ethridge, F. 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology* 46: 1029-1047.
- Calvo, J.O.; Sánchez, M.L.; Heredia, S.; Porfiri, J. 2008. Centro Paleontológico Lago Barreales-Proyecto DINO: Un Ecosistema De Ambiente Continental Completo del Cretácico Superior. *In Sitios de Interés Geológico de Argentina*, Tomo II. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM): 577-591.
- Caldwell, M.; Albino, A. 2001. Palaeoenvironment y palaeoecology of three Cretaceous snakes: *Pachyophis*, *Pachyrhachis*, and *Dinilysia*. *Acta Palaeontologica Polonica* 46 (2): 203-218.
- Cant, D.; Walker, R. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25: 625-648.
- Carling, P. 1996. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia. *Sedimentology* 43: 647-664.
- Catuneanu, O.; Elango, H. 2001. Tectonic control on fluvial styles: the Balfour Formation of the Karoo Basin. South Africa. *Sedimentary Geology* 140: 291-313.
- Cavazza, W. 1989. Detrital modes and provenance of the Stilo-Capo d'Orlando Formation (Miocene), southern Italy. *Sedimentology* 36: 1077-1090.
- Cazanacli, D.; Smith, N. 1998. A study of morphology and texture of natural levees-Cumberland Marshes, Saskatchewan, Canada. *Geomorphology* 25: 43-55.
- Cobbold, P.; Rossello, E. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Davies-Vollum, K.; Kraus, M. 2001. A relationship between alluvial backswamps and avulsion cycles: an example from the Willwood Formation of the Bighorn Basin, Wyoming. *Sedimentary Geology* 140: 235-249.

- Davies, C.; Allen, M.; Buslov, M.; Safonova, I. 2010. Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: Insights into the Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 295: 307-322.
- Decelles, P.; Gray, B.; Ridgway, K.; Cole, R.; Pivnic, D.; Pequera, N.; Srivastava, P. 1991. Control on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38: 567-590.
- Demko, T.; Brian, S.; Nicoll, K. 2004. Regional paleoclimatic and stratigraphic implications of paleosols and fluvial/overbank architecture in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology* 167: 115-135.
- Di Giulio, A.; Ronchi, A.; Sanfilippo, A.; Tiepolo, M.; Pimentel, M.; Ramos, V. 2012. Detrital zircon provenance in the Neuquén basin (south-central Andes): Sedimentary response to the Cretaceous geodynamic evolution of a retroarc-foreland basin. *Geology* 40 (6): 559-562.
- Donnadieu, Y.; Pierrehumbert, R.; Jacob, R.; Fluteau, F. 2006. Modelling the primary control of paleogeography on Cretaceous climate. *Earth and Planetary Science Letters* 248: 426-437.
- Farrell, K. 2001. Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, nonmarine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland Marshes, Saskatchewan. *Sedimentary Geology* 139: 93-150.
- Ferguson, R.; Brierly, G. 1999. Levee morphology and sedimentology along the lower Turross River, south-eastern Australia. *Sedimentology* 46 (4): 627-648.
- Fielding, C. 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fill: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190: 227-240.
- Fielding, C.; Falkner, A.; Scott, S. 1993. Fluvial response to foreland basin overfilling: the Late Permian Rangal Coal Measures in the Bowen Basin, Queensland, Australia. *Sedimentary Geology* 85: 475-497.
- Fielding, R.; La Garry, H.; La Garry, L.; Bailey, B.; Swinehart, J. 2007. Sedimentology of the Whiteclay Gravel Beds (Ogallala Group) in northwestern Nebraska, USA: Structurally controlled drainage promoted by Early Miocene uplift of the Black Hills Dome. *Sedimentary Geology* 202: 58-71.
- Filgueira-Rivera, M.; Smith, N.; Slingerland, R. 2007. Controls on natural levée development in the Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology* 54: 905-919.
- Franzese, J.; Spalletti, L. 2001. Late Triassic-Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: Tectonic segmentation and break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Gabel, S. 1993. Geometry and kinematics of dunes during steady and unsteady flows in the Calamus River, Nebraska, USA. *Sedimentology* 40: 237-269.
- Ghosh, P.; Sarkar, S.; Maulik, P. 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology* 191: 3-36.
- 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 (5): 731-770.
- Gibling, R.; Bashforth, A.; Falcon-Lang, H.; Allen, J.; Fielding, C. 2010. Log jams and flood sediment buildup caused channel abandonment and avulsion in the pennsylvanian of Atlantic Canada. *Journal of Sedimentary Research* 80: 268-287.
- Gordon, E.; Bridge, J. 1987. Evolution of Catskill (Upper Devonian) River systems: Intra-and extrabasinal controls. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 234-249.
- Gradziński, R.; Baryła, J.; Doktor, M.; Gmur, D.; Gradziński, M.; Kędzior, A.; Paszkowski, M.; Soja, R.; Zieliński, T.; Żurek, S. 2003. Vegetation-controlled modern anastomosing system of the upper Narew River (NE Poland) and its sediments. *Sedimentary Geology* 157: 253-276.
- Harms, J.; Southard, J.; Spearing, D.; Walker, R. 1975. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. Society for Sedimentary Geology, short course 2: 161 p.
- Horrell, M. 1991. Phytoogeography and paleoclimatic interpretation of the Maestrichtian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 86: 87-138.
- Howell, J.; Schwarz, E.; Spalletti, L.; Veiga, G. 2005. The Neuquén Basin Argentina: An overview. In The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics (Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J.; Schwarz, E.; editores). Geological Society. Special Publications 252: 1-14. London.
- Hudson, P.; Heitmuller, F. 2003. Local and watershed-scale controls on the spatial variability of natural levee deposits in a large fine-grained floodplain: Lower Panuco basin, Mexico. *Geomorphology* 56: 255-269.
- Hugo, C.; Leanza, H. 2001. Hoja Geológica 3969-IV, General Roca, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales (SEGE-MAR), Boletín 308: 1-71.

- Jinnah, Z.; Roberts, E. 2011. Facies associations, paleoenvironment, and base-level changes in the Upper Cretaceous Wahweap Formation, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 81: 266-283.
- Jo, H. 2003. Depositional environments, architecture, and controls of Early Cretaceous non-marine successions in the northwestern part of Kyongsang Basin, Korea. *Sedimentary Geology* 161: 269-294.
- Jo, H.; Chough, S. 2001. Architectural analysis of fluvial sequences in the northwestern part of Kyongsang Basin (Early Cretaceous), SE Korea. *Sedimentary Geology* 144: 307-334.
- Khadkikar, A. 1999. Trough cross bedded conglomerate facies. *Sedimentary Geology* 128: 39-49.
- Khadkikar, A. 2003. Bedform migration and bar evolution in a late Quaternary monsoon-influenced river, Gujarat, western India. *Sedimentary Geology* 157: 277-289.
- Khadkikar, A.; Chamyal, L.; Ramesh, R. 2000. The character and genesis of calcrete in late Quaternary alluvials deposits, Gujarat, western India, and its bearing on interpretation of ancient climates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 162: 239-261.
- Kraus, M. 1984. Sedimentology and tectonic setting of Early Tertiary quartzite conglomerates, Northwest Wyoming. In *Sedimentology of gravels and Conglomerates* (Koster, E.; Steel, R.; editores). Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 10: 203-216.
- Kraus, M. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews* 47: 41-70.
- Kraus, M.; Wells, T. 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. *Fluvial Sedimentology* 6, Special Publication 28: 251-268.
- Kumar, R. 1993. Coalescence megafan: multistorey sandstone complex of the Late-Orogenic (Mio-Pliocene) sub-Himalayan belt, Dehra Dun, India. *Sedimentary Geology* 85: 327-337.
- Kumar, R.; Tandon, S. 1985. Sedimentology of Plio-Pleistocene late orogenic deposits associated with intraplate subduction, the Upper Siwalik Subgroup of a part of Panjab sub-Himalaya. *Sedimentary Geology* 42: 105-158.
- Leanza, H.; Hugo, C. 2001. Cretaceous beds from southern Neuquén Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. In *International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems*, No. 7, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 7: 117-122. Buenos Aires.
- Leclair, S.; Bridge, J.; Wang, F. 1997. Preservation of cross-strata due to migration of subaqueous dunes over aggrading and non-aggrading beds: comparison of experimental data with theory. *Geoscience Canadian* 24: 55-66.
- Legarreta, L.; Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Chebli, G.; Spalletti, L.; editores), Instituto Miguel Lulo, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-244.
- Legarreta, L.; Uliana, M. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29: 399-432.
- Liu, S.; Nummedal, D.; Yinz, P.; Luok, H. 2005. Linkage of Sevier thrusting episodes and Late Cretaceous foreland basinmegasequences across southern Wyoming (USA). *Basin Research* 17: 487-506.
- Lunt, I.; Bridge, J. 2004. Evolution and deposits of a gravelly braid bar, Sagavanirktoq River, Alaska. *Sedimentology* 51: 415-432.
- Machette, M. 1985. Calcic soils of the southwestern United States. In *Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States* (Weide, D.L.; editor), Geological Society American, Special Paper 203: 1-21.
- Mack, G.; Leeder, M.; Pérez-Arlucea, M.; Durr, M. 2011. Tectonic and climatic controls on Holocene channel migration, incision and terrace formation by the Rio Grande in the Palomas half graben, southern Rio Grande rift, USA. *Sedimentology* 58: 1065-1086.
- Makaske, B. 1998. Anastomosing rivers; forms, processes and sediments. *Netherlands Geographical Studies* 249: 1-298.
- Makaske, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* 53: 149-196.
- Makaske, B.; Smith, D.; Berendsen, H. 2002. Avulsion, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology* 49: 1049-1071.
- Manier, E.; Mercier, D.; Ledru, P. 2009. Alluvial Basin-Fill Dynamics and Gold-Bearing Aspect of Early Proterozoic Strike-Slip Basins in French Guiana. In *Alluvial Sedimentation* (Marzo, M.; Puig de fabregas, C; editores), Blackwell Publishing Ltd. Oxford. doi: 10.1002/9781444303995.ch35.
- Marshall, J. 2000. Sedimentology of a Devonian faults-bounded braided plain and lacustrine fill in the lower part of the Skinkle Sandstone, Dyfed, Wales. *Sedimentology* 47 (2): 325-342.

- Martinsen, O.; Ryseth, A.; Helland-Hansen, W.; Flesche, H.; Torkildsen, G.; Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46: 235-259.
- Meadows, N.; Beach, A. 1993. Structural and climatic controls on facies distribution in a mixed fluvial and aeolian reservoir: the Triassic Sherwood Sandstone in the Irish Sea. In *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs* (North, C.; Prosser, D.; editores). Geological Society, Special Publication 73: 247-264.
- Miall, A. 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag: 575 p. Rome.
- Michaelson, P.; Henderson, R.; Crosdale, P.; Mikkelsen, S. 2000. Facies architecture and depositional dynamics of the Upper Permian Rangal coal measures, Bowen Basin, Australia. *Journal of Sedimentary Research* 70: 879-895.
- Middleton, L.; Trujillo, A. 1984. Sedimentology and depositional setting of the Upper Proterozoic Scalan Conglomerate, Central Arizona. In *Sedimentology of gravels and conglomerates* (Koster, E.; Steel, R.; editores). Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 189-202.
- Moussavi-Harami, R.; Mahboubi, A.; Nadjafi, M.; Brenner, R.; Mortazavi, M. 2009. Mechanism of calcrete formation in the Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits, northeastern Iran based on petrographic, geochemical data. *Cretaceous Research* 30: 1146-1156.
- Nemec, W.; Postma, G. 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In *Alluvial Sedimentation* (Marzo, M.; Puig de fábregas, C.; editores). International Association of Sedimentologists, Special Publications 17: 235-276. doi: 10.1002/9781444303995.ch18.
- Parry, W. 2011. Composition, nucleation, and growth of iron oxide concretions. *Sedimentary Geology* 233: 53-68.
- Phillips, R. 2003. Depositional environments and processes in Upper Cretaceous nonmarine and marine sediments, Ocean Point dinosaur locality, North Slope, Alaska. *Cretaceous Research* 24: 499-523.
- Pye, K.; Tsoar, H. 1990. Aeolian sand and sand dunes. Unwin Hyman Limited: 396 p. London.
- Quigley, M.; Sandiford, M.; Cupper, M. 2007. Distinguishing tectonic from climatic controls on range-front sedimentation. *Basin Research* 19: 491-505.
- Rajchl, M.; Uličný, D. 2005. Depositional record of an avulsive fluvial system controlled by peat compaction (Neogene, Most Basin, Czech Republic). *Sedimentology* 52: 601-625.
- Ramos, V. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino, evolución tectónica de Argentina. *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Naturales, Anales* 29: 715-784. Buenos Aires.
- Ramos, V.; Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. In *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics* (Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J.; Schwarz, E.; editores). Geological Society, Special Publications 252: 15-35. London.
- Ray, S.; Chakraborty, T. 2002. Lower Gondwana fluvial succession of the Pench-Kanhan valley, India: stratigraphic architecture and depositional controls. *Sedimentary Geology* 151: 243-271.
- Retallack, G. 1990. Soils of the past: an introduction to paleopedology. Harper Collins Academic: 520 p. Hammersmith.
- Retallack, G. 1997. A Colour Guide to Paleosols. John Wiley y Sons Ltd.: 175 p. New York.
- Rodríguez, M.; Lanza, H.; Salvarredy Aranguren, M. 2007. Hoja Geológica 3969-II: Neuquén, provincias del Neuquén, Río Negro y La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 370: 165 p. Buenos Aires.
- Rust, B.R. 1978. Depositional models for braided alluvium, In *Fluvial Sedimentology* (Miall, A.D.; editor). Canadian Society of Petroleum Geologists: 605-625. Calgary.
- Salcher, B.; Wagreich, M. 2010. Climate and tectonic controls on Pleistocene sequence development and river evolution in the Southern Vienna Basin (Austria). *Quaternary International* 222: 154-167.
- Sánchez, M. 2010. Geología y estratigrafía de superficie del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén-Cretácico), Bloque Cañadón Amarillo, Cuenca Neuquina, provincias de Neuquén y Mendoza, Argentina. Aplicado al desarrollo de reservorios. Informe Confidencial YPF: 370 pp.
- Sánchez, M.; Heredia, S. 2006. Sedimentología y paleoambientes sedimentarios del Subgrupo Río Neuquén (Cretácico superior), en la quebrada de Las Chivas, Departamento Confluencia, Provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (1): 39-56.
- Sánchez, M.L.; Asurmendi, E. 2011a. Distribución y evolución del Subgrupo Río Limay (Cretácico Superior) en el sector central de Cuenca Neuquina, provincias de Neuquén, Mendoza y Río Negro. In *Congreso Geológico Argentino, No. 18, Actas CD Room: 1 p.. Neuquén*.

- Sánchez, M.L.; Asurmendi, E. 2011b. Estilos depositacionales del Subgrupo Río Neuquén (cretácico superior) en el área central de Cuenca Neuquina, provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro. In Congreso Geológico Argentino, No. 18, Actas CD Rom: 180 p. Neuquén.
- Sánchez, M.; Calvo, J.; Heredia, S. 2005. Paleoambientes de sedimentación de la Formación Portezuelo (Subgrupo Río Neuquén), Grupo Neuquén, Los Barreales, Prov. del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (1): 142-158.
- Sánchez, M.; Heredia, S.; Calvo, J. 2006. Paleoambientes sedimentarios del Cretácico superior de la Formación Plottier (Grupo Neuquén), departamento Confluencia, Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (1): 3-18.
- Sánchez, M.; Rossi, J.; Morra, S.; Armas, P. 2008. Análisis estratigráfico secuencial de las Formaciones Huincul y Lisandro del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén-Cretácico Superior) en el departamento El Cuy, Río Negro, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 15 (1): 1-26.
- Sánchez, M.L.; Armas, P.; Asurmendi, E. 2011. El Subgrupo Río Colorado (Cretácico Superior): distribución regional, sedimentológica y evolución estratigráfica, provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro. In congreso Geológico Argentino, No. 18, Actas CD Rom: 180 p. Neuquén.
- Schumm, S.; Erskine, W.; Tillear, D. 1996. Morphology, hidrology and evolution of the anastomosing Ovens and King rivers, Victoria, Australia. Geological Society of America Bulletin 108: 1212-1224.
- Sellwood, B.; Valdés, P. 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. Sedimentary Geology 190: 269-287.
- Shukla, U.; Singh, I.; Srivastava, P.; Singh, D. 1999. Palaeocurrent patterns in braid and point bar deposits: Examples from Ganga river, India. Journal Sedimentary Research 69: 992-1002.
- Siegenthaler, C.; Huggenberger, P. 1993. Pleistocene Rhine gravel: deposits of a braided river system with dominant pool preservation. Geological Society of London, Special Publication 75: 147-162. doi:10.1144/GSL.SP.1993.075.01.09.
- Silvestro, J.; Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S)-Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (1): 49-64.
- Simpson, W.; Simpson, E.L.; Wizevich, M.; Malenda, H.F.; Hilbert-Wolf, H.L.; Tindall, S.E. 2010. A preserved Late Cretaceous biological soil crust in the capping sandstone member, Wahweap Formation, Grand Staircase-Escalante National Monument, Utah: Paleoclimatic implications. Sedimentary Geology 230: 139-145.
- Smith, N. 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided meltwater system. Journal of Geology 82: 205-223.
- Smith, S.; Edwards, R. 1991. Regional Sedimentological variations in Lower Triassic fluvial conglomerates (Budleigh Salterton Pebble Beds), Southwest England: some implications for palaeogeography and basin evolution. Geological Journal 26: 65-83.
- Sylvester, Z.; Pirmez, C.; Cantelli, A. 2011. A model of submarine channel-levee evolution based on channel trajectories: Implications for stratigraphic architecture. Marine and Petroleum Geology 28: 716-727.
- Tewari, R. 1995. Tewari, Tectono-sedimentary evolution of Bijori (Late Permian), and Pachmarhi (Early Triassic) Formations of Satpura basin, Central India. Journal Petroleum Geology 42: 75-86.
- Todd, S. 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures. In Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy (Carling, P.A.; Dawson, M.R.; editores). Wiley Chichester: 299-350. United Kingdom.
- Tunik, M.; Folguera, M.; Naipauer, M.; Pimentel, M.; Ramos, V. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. Tectonophysics 489: 258-273.
- Uliana, M.; Legarreta, L. 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. Journal of Petroleum Geology 16: 397-420.
- Valdes, P.; Sellwood, B.; Price, G. 1996. Evaluating concepts of Cretaceous equability. Palaeoclimates 2: 139-158.
- Veiga, G.D.; Howell, J.A.; Strömbäck, A. 2005. Anatomy of a mixed marine-non-marine lowstand wedge in a ramp setting, The record of Barremian-Aptian complex relative sea-level fall in central Neuquén Basin, Argentina. The Geological Society, Special Publication: 139-162.
- Vergani, G.; Tankard, A.; Belotti, H.; Welsink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In Petroleum Basins of South America (Tankard, A.; Suárez, R.; Welsink, H.; editores). American Association of Petroleum Geologists. Memoir 62: 383-402.
- Williams, C.; Krause, F. 1998. Pedogenic phreatic carbonates on a Middle Devonian (Givetian) terrigenous alluvial-deltaic plain, Gilwood Member (Watt Mountain Formation), northcentral Alberta, Canada. Sedimentology 45: 1105-1124.

- Williams, C.; Hills, L.; Krause, F. 1996. Preserved organics matter and miospores in buried Middle Devonian (Givetian) paleosols: indicators of weathering, oxidation and maturity. *Catena* 28: 1-19.
- Willis, B. 1989. Palaeochannel reconstruction from point bar deposits: a three-dimensional perspective. *Sedimentology* 36: 757-766.
- Willis, B. 1993. Ancient river systems of Himalayan foredeep, Chinji Village area, northern Pakistan. *Sedimentary Geology* 88: 1-76.
- Willis, B.; Tang, H. 2010. Three-dimensional connectivity of point-bar deposits. *Journal of Sedimentary Research* 80: 440-454.
- Yang, Y. 2011. Tectonically-driven underfilled-overfilled cycles, the middle Cretaceous in the northern Cordilleran foreland basin. *Sedimentary Geology* 233: 15-27.
- Yang, Y.; Miall, A. 2010. Migration and stratigraphic fill of an underfilled foreland basin: Middle-Late Cenomanian Belle Fourche Formation in southern Alberta, Canada. *Sedimentary Geology* 227: 51-64.
- Zakir Hossain, H.; Sultan-Ui-Islam, M.; Samsuddin Ahmed, S.; Hossain, I. 2002. Analysis of sedimentary facies and depositional environments of the Permian Gondwana sequence in borehole GDH-45, Khalaspir Basin, Bangladesh. *Geosciences Journal* 6 (3): 227-236.

Manuscript received: November 05, 2012; revised/accepted: July 05, 2013; available online: July 08, 2013.