

# SEDIMENTOLOGÍA Y PALEOAMBIENTES DEL SUBGRUPO RÍO NEUQUÉN (CRETÁCICO SUPERIOR) EN LA QUEBRADA DE LAS CHIVAS, DEPARTAMENTO CONFLUENCIA, PROVINCIA DE NEUQUÉN

**Maria Lidia SÁNCHEZ<sup>1</sup> y Susana HEREDIA<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto-Ruta 8 Km 603 - Río Cuarto. E-mail: msanchez@exa.unrc.edu.ar

<sup>2</sup>Instituto de Geología, Universidad Nacional de San Juan. Avda. Ignacio de la Roza 590 - (5400) Rivadavia - San Juan. E-mail: sheredia@unsj-cuim.edu.ar

## RESUMEN

El Subgrupo Río Neuquén (Turoniano tardío-Coniaciano tardío) del Grupo Neuquén aflora al oeste de la localidad de Senillosa. En esta área se llevaron a cabo estudios sedimentológicos con el objeto de determinar los paleoambientes de sedimentación y su evolución, como así también establecer los controles auto y alocíclicos más relevantes. Se definieron doce facies que fueron incluidas en seis asociaciones de facies. La naturaleza y la geometría de las asociaciones de facies sugieren el desarrollo de sistemas fluviales de baja sinuosidad, entrelazados y anastomosados, como así también dunas y mantos de arena eólicos.

Los sistemas fluviales estuvieron sujetos a cambios en el régimen de descarga que se interpretan relacionados a variaciones climáticas de corto término. Las variaciones en el tamaño de grano dominante de la carga de lecho, el espesor de los cuerpos de canal y las variaciones relativas de la relación canales/planicie de inundación, responden a fluctuaciones en la descarga de más largo término. Las modificaciones en la arquitectura a gran escala también se interpretan relacionados a cambios en el nivel de base estratigráfico.

En la base de la Formación Portezuelo los canales son espesos, muestran diseño entrelazado, albardones, depósitos de desborde y desarrollan una fuerte relación multilateral. Esta relación de las unidades de canal está relacionada con una tasa de suministro que, en general, es compensada por la tasa subsidencia. En los sectores distales de la planicie de inundación se desarrollan dunas y mantos eólicos. Gradualmente se registra una disminución en la relación canales/planicie de inundación. El sistema fluvial está caracterizado por canales lenticulares aislados en depósitos de planicie de inundación y frecuentes eventos de desborde. En el tope de la unidad, un incremento en la tasa de subsidencia generó el desarrollo de áreas inundadas dentro de la planicie de inundación y el estilo fluvial fue anastomosado.

En la base de la Formación Plottier se identifica una discontinuidad de 6to orden. Ésta limita una sucesión de cinturones de canales entrelazados apilados. La discontinuidad neta y planar y el importante cambio en la arquitectura fluvial sugieren una fuerte disminución en la relación acomodación/suministro.

Palabras clave: *Cretácico, Sistemas Fluviales, Dunas Eólicas, Subgrupo Río Neuquén, Senillosa, Sedimentología.*

**ABSTRACT:** *Sedimentary paleoenvironments in the Upper Cretaceous Plottier Formation (Neuquen Group), Confluencia, Neuquén.*

The Río Neuquén Subgroup (lateTuronian-lateConiacian) of the Neuquén Group, crops out to the west of the Senillosa locality. Sedimentological studies in order to determine paleoenvironments, their evolution, and relevant controls on deposition were carried out in this area. Twelve lithofacies were defined and included in six facies associations. The nature and arrangement of facies associations suggest the development of braided and anastomosing fluvial systems as well as dunes and aeolian sandsheets.

The fluvial systems were subject to changes in the discharge regime, interpreted to be related to short term climatic variability. The variations of dominant grain size of the bed load, thickness of channel bodies, and relative proportions of channel/flood plain elements, respond to long term fluctuations of discharge levels. It is suggested that the modifications in base-level controlled the large-scale fluvial architecture.

At the base of Portezuelo Formation thick channels show a braided design, levees, crevasse splay and a strong multilateral relation are developed. These relation of channel units, is related with a rate of sediment supply that, in general, compensated by the subsidence rate. At the flood plain aeolian dunes and sheet were developed. Gradually, a decreasing on the channel/floodplain relation is recorded. The fluvial system is characterized by isolate lenticular channels in flood plain deposits and frequent crevasse splays events.were recorded. In the top of the unit, an increase of subsidence rate resulted in the development of flooded areas within the flood plain and the anastomosed fluvial style.

At the base of Plottier Formation a 6° order discontinuity is defined. This is the border for a stacked braided channel belts succession. A sharp and planar surface discontinuity and an important architectural design change suggest a strong decreasing on the accommodation/supply.

Key words: *Cretaceous, Fluvial Systems, Aeolian Dunes, Río Neuquén Subgroup, Senillosa, Sedimentology.*

## INTRODUCCIÓN

Al oeste de la localidad de Senillosa, en el sector denominada quebrada de Las Chivas, en el departamento Confluencia de la provincia del Neuquén, afloran depósitos sedimentarios asignados al Subgrupo Río Neuquén por Fosa Mancini *et al.* (1938), Digregorio (1972), Cazau y Uliana (1973), Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta *et al.* (1993a), Legarreta y Uliana (1999) y Leanza y Hugo (2001). Las exposiciones continuas por más de 7 km de extensión permiten analizar en detalle la arquitectura deposicional de los sistemas involucrados, como así también la distribución y geometría de las facies sedimentarias que comprenden. En este sector aflora prácticamente la totalidad del Grupo Neuquén, el que incluye los tramos medio y superior de la Formación Portezuelo y la Formación Plottier, que son de interés para este trabajo (Fig. 1).

La zona de estudio se encuentra ubicada entre los 38° 49' y 38° 53' 42" de latitud sur y entre los 68° 40' 24" y 68° 35' 23" de longitud oeste. La geología del área puede observarse en la figura 1.

La Formación Portezuelo está constituida por areniscas grises amarillentas de grano medio a grueso hasta conglomeráticas e intercalaciones de fangolitas rojas a verdosas y yeso. La unidad tiene una potencia que varía entre 95 y 130 m, según las localidades, y contiene restos de huesos de reptiles y aves; de troncos y ramas de coníferas; bivalvos de agua dulce (Leanza y Hugo 2001). La Formación Plottier, de 25 m de espesor, sobryace a la anterior en relación de concordancia y está representada por limolitas con lentes de areniscas rojas (Leanza y Hugo 2001). En el área de estudio la Formación Portezuelo tiene una potencia de aproximadamente 60 m, yace en posición subhorizontal, y la edad asignada es Turoniano superior-Coniaciano inferior (Leanza y Hugo 2001). La Formación Plottier tiene un espesor aproximado de 21 m y su edad es Coniaciano superior.

En la presente contribución se describe el estudio sedimentológico de las Formaciones Portezuelo y Plottier en la quebrada de Las Chivas con la finalidad de conocer la distribución y evolución de los paleoambientes depositacionales y analizar los factores de

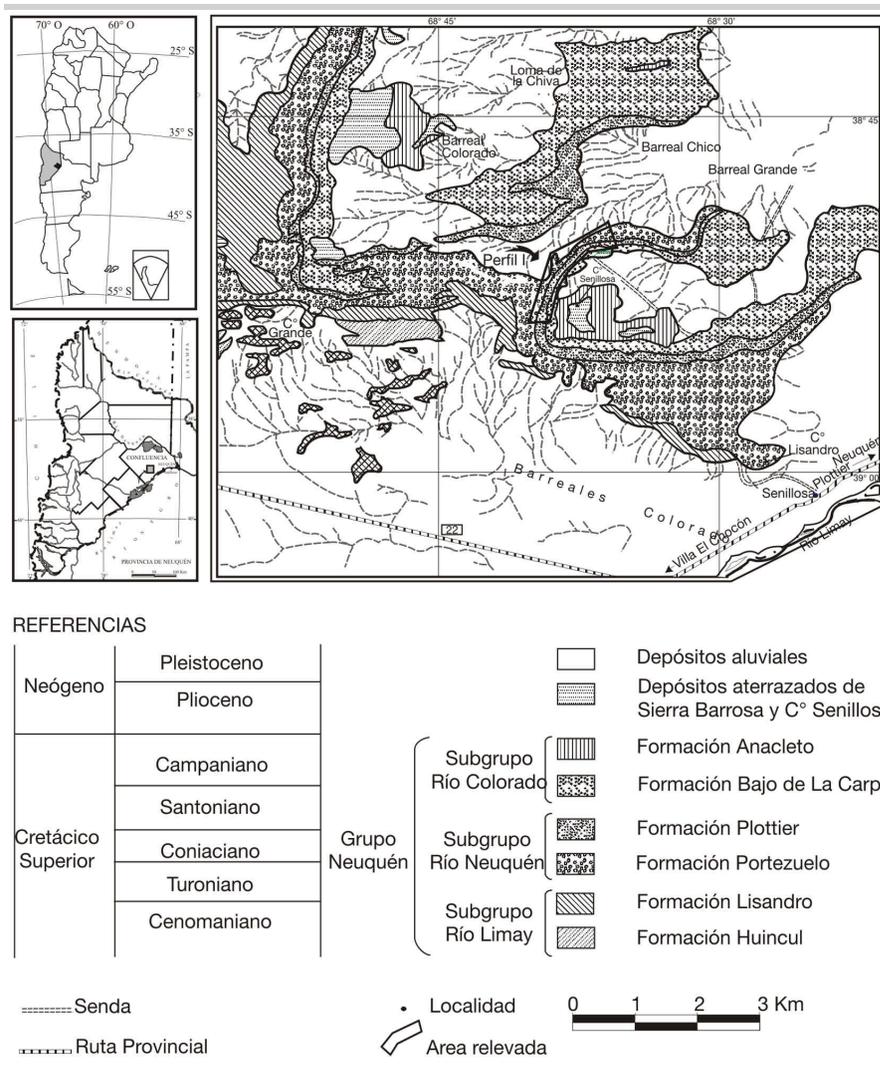


Figura 1: Mapa Geológico con la ubicación geográfica del área de estudio.

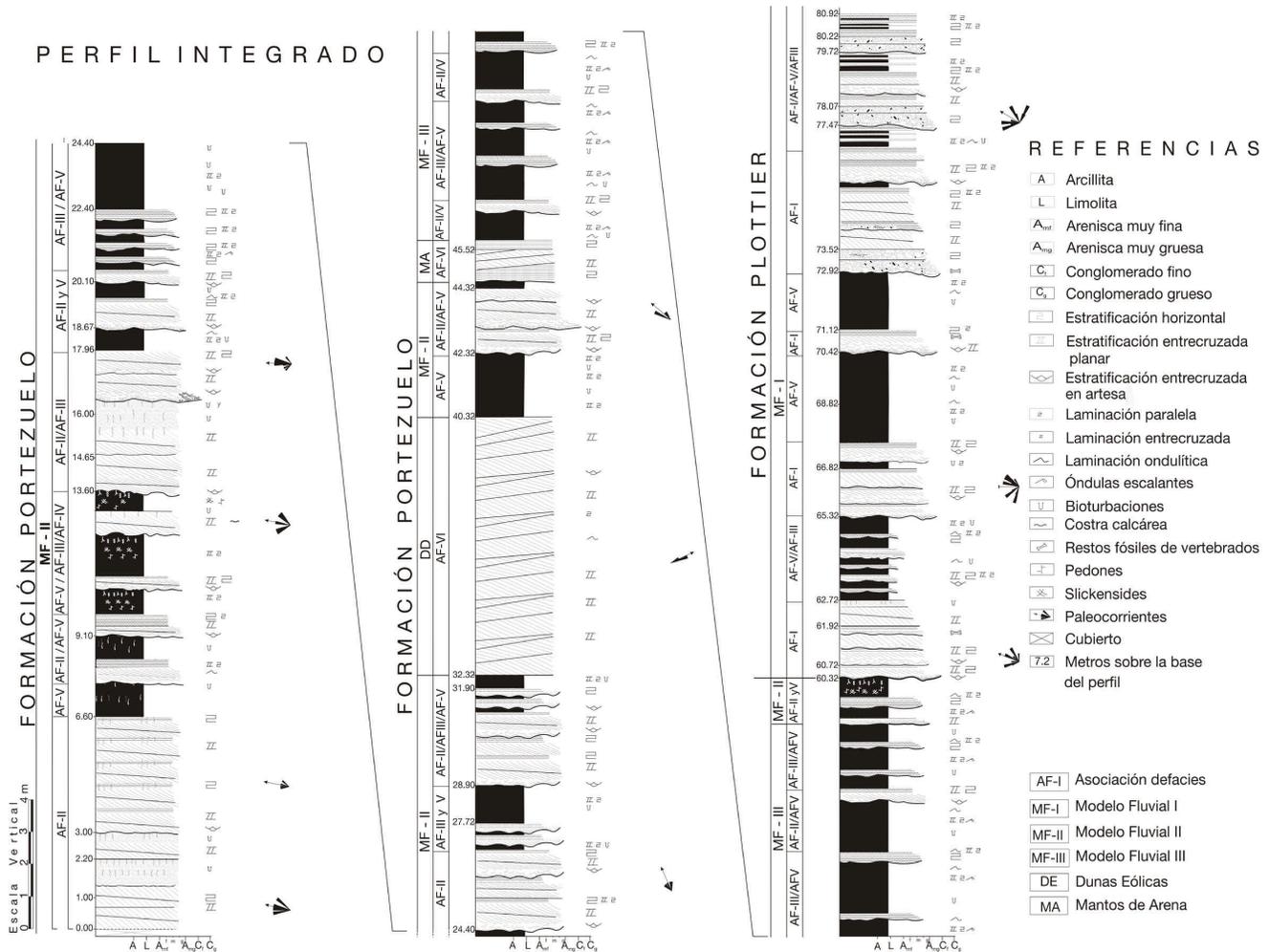
control más relevantes en la deposición de estas unidades formales.

## METODOLOGÍA

Se seleccionó una exposición continua de 3 km aproximadamente, de rumbo general NNE donde se relevaron 10 perfiles sedimentológicos de detalle a partir de los cuales se confeccionó un perfil integrado (Fig. 2). Las exposiciones fueron enteramente fotografiadas para definir la geometría de los cuerpos sedimentarios y sus relaciones espaciales, además de discernir las discontinuidades mayores.

Tres escalas de estudio diferentes han sido usadas para lograr el objetivo del presente trabajo: 1) la litología, textura y estructuras

sedimentarias han sido examinadas a escala de lámina para entender los procesos al tiempo de la deposición y definir las facies; 2) la observación de las geometrías de los depósitos fluviales y de la estratificación interna de las dunas, como así también las interrelaciones entre los diferentes cuerpos y las superficies que los separan, están involucrados en una escala intermedia con la finalidad de obtener los modelos paleoambientales; 3) la organización espacial, morfología y dinámica de los distintos ambientes y la traza lateral de las superficies limitantes de mayor orden, que permiten inferir la evolución del sistema a nivel semiregional, incluyen las observaciones de mayor escala. La reconstrucción arquitectural usando esta multiescala ha



**Figura 2:** Perfil sedimentológico integrado de las Formaciones Portezuelo y Plottier en el área de estudio.

permitido conocer los procesos responsables de la deposición y evolución de los diferentes paleoambientes, y entender su evolución en función de los controles climáticos y tectónicos.

## SEDIMENTOLOGÍA

### DESCRIPCIÓN DE FACIES

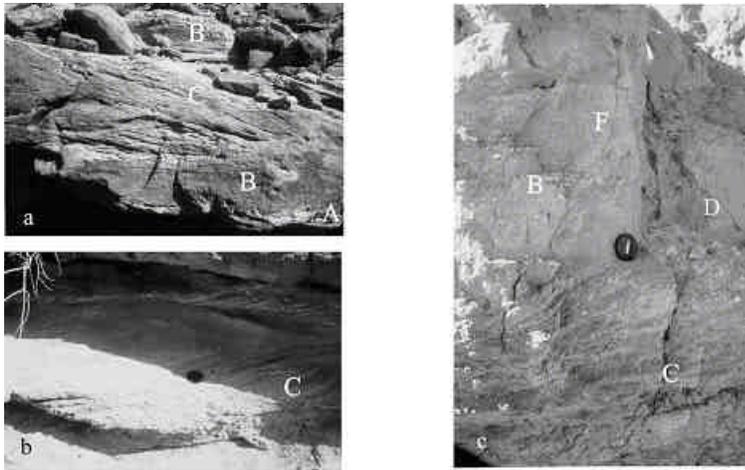
**Facies A:** Está compuesta por un conglomerado clasto-soportado, localmente matriz-soportado, con moderada selección y clastos subangulosos a subredondeados con tamaño máximo de clasto de 15 cm y predominio de prolados. La matriz es de tamaño de grano arena-sábulo y tiene, también, regular selección. La gradación está

ausente o es normal y son comunes los clastos imbricados. Conforman cuerpos irregulares, de 7 a 10 cm de espesor, y de escasa continuidad lateral, con base erosiva de alto relieve (Fig. 3a). En muchos casos los conglomerados son intraformacionales y muestran un pasaje a conglomerados con estratificación entrecruzada o están asociados con facies E o D.

**Interpretación:** La estrecha asociación de la facies con fuertes bases erosivas y la imbricación de clastos sugiere un transporte de carga tractiva bajo condiciones de alta descarga en canales. La observación de conglomerados con fábrica abierta, desorganizados, ubicados en depresiones sugiere el entrapamiento de los clastos más gruesos

por fluctuaciones en la velocidad del flujo durante o después del proceso de incisión del fondo del canal y segregación de finos por corrientes turbulentas (Rust 1978, Cavazza 1989, DeCelles *et al.* 1991, Smith y Edwards 1991, Miall 1996). Eventualmente, son de reducida potencia, tapizan las irregularidades del lecho y esto permite asignar el origen de la facies a lag de canales.

**Facies B:** Está integrada por conglomerados clasto-soportados o sabulitas con moderada selección, de hasta 1 m de potencia con estratificación horizontal (Figs. 3a y c) y desarrollo local de estratificación entrecruzada planar. Los clastos son subangulosos a subredondeados, oblatos y prolados y tamaño máximo de clasto de 4 centímetros.



**Figura 3:** Facies de conglomerados. Las letras señalan las facies. a) Conglomerados masivos en la base de un relleno de canal (Facies A), conglomerados con estratificación paralela (Facies B) y conglomerados con estratificación entrecruzada planar (C). b) Facies C. c) Facies B, areniscas masivas (Facies D) y areniscas con estratificación entrecruzada planar (Facies F).

Tienen gradación normal y clastos imbricados. La matriz es de tamaño de grano arena a sábulo y presenta moderada selección. Las unidades individuales son fácilmente identificables por la presencia de niveles acuñados de areniscas. El contacto basal es neto erosivo planar o ligeramente irregular y se extiende lateralmente por decenas de metros.

**Interpretación:** La depositación de esta facies en forma de mantos de gravas estratificadas horizontalmente sugiere el transporte tractivo de carga de lecho durante la fase principal de alta descarga de agua y sedimentos. Durante la fase de flujo más estable la depositación por procesos tractivos o de avalancha originó el depósito de conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Rhee y Chough 1993). Depósitos similares, con estratificación entrecruzada de bajo ángulo se forman a partir de barras longitudinales de bajo relieve (Rust 1978, Cavazza 1989, DeCelles *et al.* 1991, Smith y Edwards 1991 y Miall 1996).

**Facies C:** Está constituida por conglomerados y sabulitas regularmente seleccionados de hasta 0,30 m de espesor (Figs. 3a, b y c). Los clastos son subangulosos a subredondeados con tamaño máximo de clasto de 3 cm, ecuanes y prolados. Esta facies con estratificación entrecruzada planar tiene capas frontales con gradación normal y conforman cosets limitados en base y

techo por conglomerados con estratificación horizontal. Presenta contactos basales netos, ligeramente erosivos y se extiende lateralmente por más 90 metros.

**Interpretación:** La estratificación oblicua planar bien desarrollada en gravas ha sido interpretada por varios autores (Hein y Walker 1977, Kraus 1984, Masari 1983, Middleton y Trujillo 1984) como el resultado de la migración de barras transversales en canales de baja sinuosidad. Este tipo de barras requiere profundidades de agua mayor que el espesor de las capas frontales y un flujo persistente en el tiempo. La estratificación entrecruzada por acreción frontal durante la migración de la barra, generalmente se debe a fenómenos de avalancha del material.

**Facies D:** Está compuesta por areniscas moderadamente seleccionadas con tamaño de grano mediano o grueso con clastos dispersos tamaño guija y guijarro. Son masivas y en algunos casos muestran una estratificación horizontal mal definida. Esta facies integra cuerpos acuñados y con una extensión lateral de aproximadamente 20 metros.

**Interpretación:** Los caracteres generales de las unidades indican un proceso de rápida depositación durante periodos de alta descarga de agua y sedimentos. Durante el transporte la flotabilidad pudo ser un mecanismo de soporte eficiente y la sedimentación se produjo rápidamente. Se asigna a

estas areniscas un origen en flujos hiperconcentrados arenosos (Smith 1986) y se las asocia con estadios de flujo de alto régimen relacionado con eventos de inundación.

**Facies E:** Comprende areniscas moderadamente seleccionadas de grano fino a mediano con estratificación horizontal e, internamente muestran laminación horizontal y gradación normal. La facies presentan base neta planar o erosiva. Eventualmente integran cuñas asociadas con las facies conglomerádicas. En algunas secciones la bioturbación es un rasgo conspicuo en esta facies, enmascarando las estructuras sedimentarias primarias y generando un típico moteado.

**Interpretación:** La presencia de bases erosivas y la gradación normal indica una depositación bajo condiciones de energía del flujo decreciente.

**Facies F:** Esta constituida por areniscas de grano mediano a grueso moderadamente seleccionadas, con estratificación entrecruzada planar que en forma ocasional incluyen gránulos en las capas frontales y topes de algunos cosets. Sólo localmente pueden identificarse intercalaciones pelíticas. La facies conforma cuerpos con base erosiva o constituye unidades acuñadas menores entre las facies conglomerádicas. Es común la presencia de varios sets de estratificación entrecruzada con una tendencia tabular y superficies de reactivación.

**Interpretación:** Representan la migración de formas de lecho en canales que pueden relacionarse con barras transversales (Allen 1983). Cuando están asociadas con la facies conglomerádicas pueden ser interpretadas como resultado de la migración de mesoformas en el techo de las barras gravosas durante los estadios más bajos de flujo.

**Facies G:** Está integrada por areniscas de grano mediano, moderadamente seleccionadas y con estratificación entrecruzada en artesas. Integran la base de cuerpos tabulares o lenticulares con tendencia general gradodecreciente y base erosiva.

**Interpretación:** Corresponde a la migración de formas de lecho tridimensionales en la base de un relleno de canal.

**Facies H:** Son areniscas de grano mediano a fino, moderadamente seleccionadas, con estratificación entrecruzada de gran escala. Conforman cuerpos tabulares o acuñados, con una potencia de 3 a 5 m, limitados por

superficies netas planares, onduladas o erosivas.

Los sets de estratificación entrecruzada son en cuña, ocasionalmente tabulares o asintóticos a la base, de 0.75 a 1.5 m de espesor. Las capas frontales inclinan con moderado ( $20^\circ$ ) a alto ángulo ( $40^\circ$ ). Internamente los sets consisten de láminas de sandflow, laminación grainfall y laminación ondulítica eólica (Hunter 1977), cuyo espesor varía entre 2 y 10 cm. Los cosets, de hasta 2,50 m de espesor, están constituidos por varios sets de estratos entrecruzados; limitados por superficies netas cóncavas hacia arriba, planares o irregulares, que truncan los sets entrecruzados.

Los estratos de *sandflow* se acuñan, volviéndose asintóticos a la base de los cuerpos. El contacto inferior de los estratos generalmente puede ser erosivo y estar señalado por niveles carbonáticos.

Los niveles de *grainfall* son tabulares o siguen la forma preexistente de los estratos de *sandflow* infrayacentes y en algunos casos pueden acuñarse por erosión del *sandflow* suprayacente. Las láminas presentan internamente separación de minerales pesados y livianos. Los sets muestran bimodalidad en el espesor, algunas capas frontales se interdigitan hacia el *topset* con estratos con laminación ondulítica eólica y pequeños niveles con estratificación entrecruzada en artesas, hacia la base se espesan o son reemplazados viento abajo por delgados niveles con laminación ondulítica eólica.

Las estructuras deformacionales sindeposicionales dentro de esta facies consisten de pliegues asimétricos.

**Interpretación:** Esta facies se atribuye a depósitos de migración de dunas eólicas (Langford, 1989, Langford y Chan 1989, Loope 1981 y 1984); la presencia de estructuras internas como *grainfall* y *sandflow* unidos a la inclinación de los estratos señalan la presencia de caras de avalancha. La abundancia relativa de estratos de *grainfall* en la mayoría de los depósitos indicaría que son dunas de pequeño tamaño, puesto que en éstas tienen un alto potencial de preservación (Hunter 1977, Lindquist 1988). Algunas dunas presentan cara de deslizamiento con alto ángulo de reposo y están dominadas por procesos de *grainflow* (Hunter 1977, Kocurek y Nielson 1986,

Glennie 1987, Nickling 1994). La identificación de estructuras deformacionales que afectan mayormente al tramo inferior de las caras de avalancha se asocia con fluctuaciones del nivel freático (Mc Kee *et al.* 1971).

**Facies I:** Está compuesta por areniscas con tamaño de grano mediano a fino, bien seleccionadas y con estratificación fina horizontal o de bajo ángulo ( $< 4^\circ$ ). Internamente presenta laminación paralela o ondulítica ascendente. Las láminas presentan gradación inversa o, en su defecto, separación de minerales pesados y livianos. Estas areniscas integran cuerpos tabulares lateralmente persistentes, con contactos netos y planares y una potencia de hasta 0,25 m.

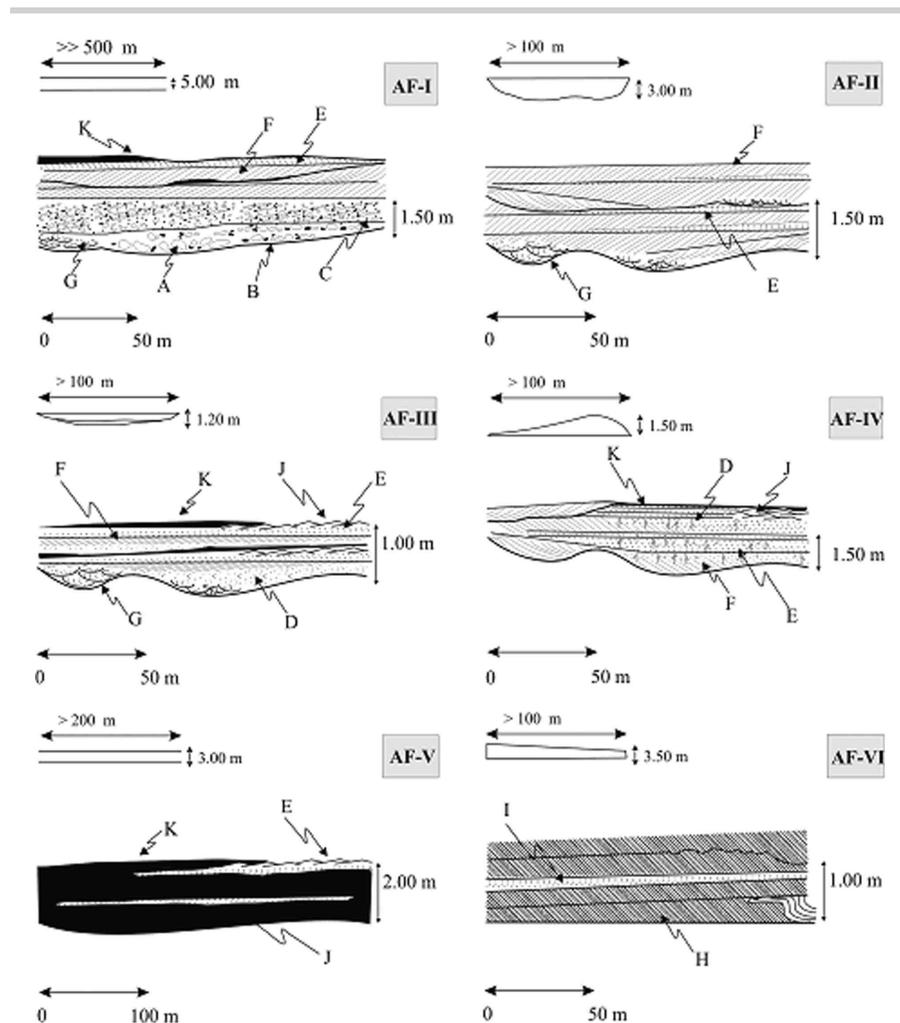
**Interpretación:** La laminación paralela es interpretada como planebed lamination, producto de deposición a partir del vien-

to (Hunter 1977) y la laminación ondulítica ascendente como subcritically climbing traslantent, producto de deposición por tracción a lo largo de superficies subhorizontales (Hunter 1977).

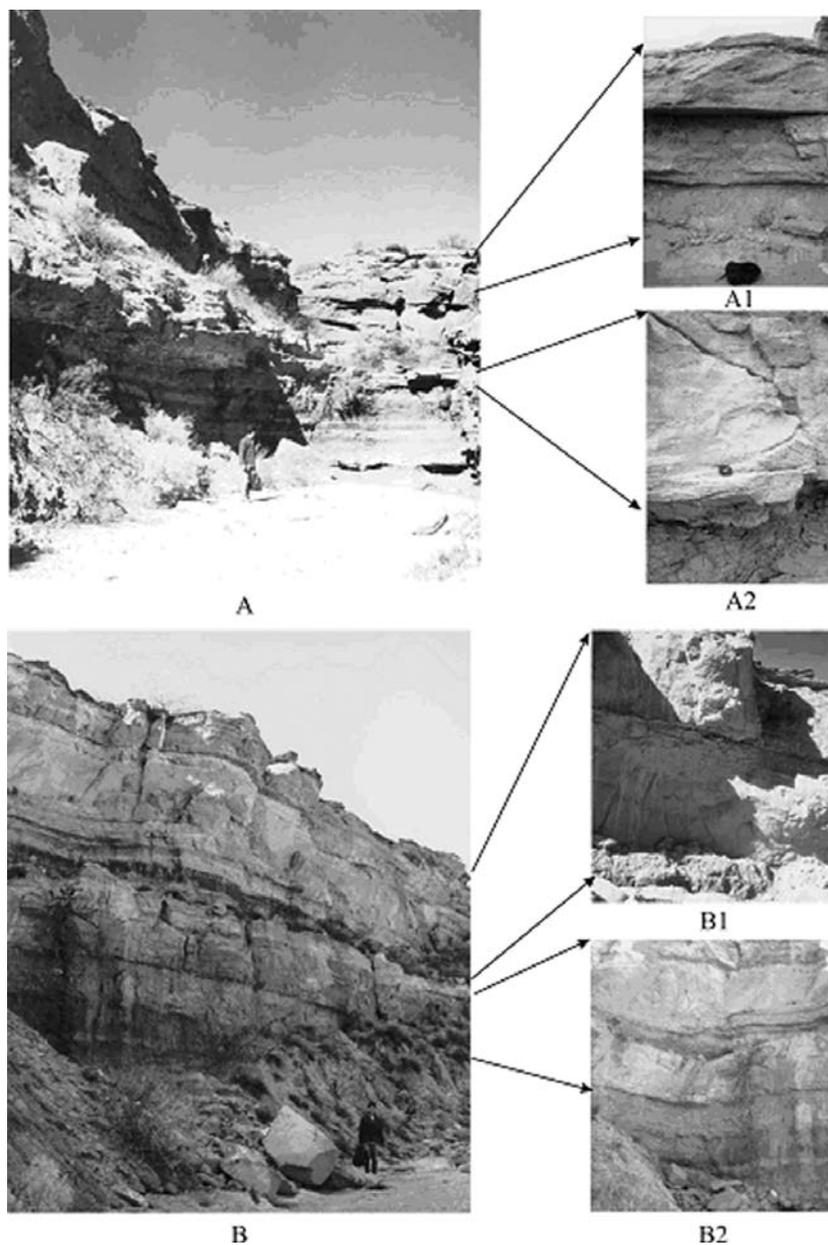
**Facies J:** Está integrada por areniscas y/o areniscas tobáceas de grano fino, bien seleccionadas y con estratificación horizontal o de bajo ángulo ( $< 4^\circ$ ). Internamente presenta laminación grainfall, planebed lamination y subcritically climbing traslantent. Las láminas presentan gradación inversa o separación de minerales pesados y livianos. Estas areniscas integran cuerpos tabulares, contactos netos y planares y una potencia de hasta 2 metros.

**Interpretación:** La asociación de estas estructuras sedimentarias sugiere que la facies es el producto de la acción eólica.

**Facies K:** está constituida por areniscas de



**Figura 4:** Diseño esquemático de las asociaciones de facies.



**Figura 5:** A y B) Vistas generales de la asociación I y cinturones de canales apilados. Detalles: A1) depósitos de migración de barras transversales; A2) relleno de fondo de canal. B1 y B2) rellenos múltiples de canal.

grano fino a muy fino, eventualmente con alto contenido de limo y moderada selección. Presentan laminación ondulítica y ondulítica ascendente. Normalmente se hallan en sucesiones que pueden alcanzar hasta 2 m de espesor.

**Interpretación:** Son el resultado de la migración de óndulas en canales o llanura de inundación.

**Facies L:** Está compuesta por arcilitas y limolitas laminadas en cuerpos de hasta 2 m

de potencia. Presentan bases netas planares y conforman unidades tabulares, que pueden incluir a las facies de areniscas con laminación horizontal y ondulítica, y niveles de cenizas volcánicas discontinuos. En algunos casos un rasgo característico es la intensa bioturbación que oblitera las estructuras sedimentarias primarias o produce intensa mezcla de materiales.

**Interpretación:** En general representa procesos de deposición por decantación.

En algunos casos las sucesiones y estructuras sedimentarias primarias sugieren flujos con rápida pérdida de la competencia. Los caracteres internos, alternancia de arenisca-pelita, se atribuyen a episodios de deposición en forma selectiva directamente a partir de la suspensión y de la migración de pequeñas formas de lecho.

#### ASOCIACIONES DE FACIES FLUVIALES

**Asociación I (AF-I):** Está constituida por cuerpos tabulares de arena que resultan del apilamiento de numerosos cuerpos de canal, que se inciden y solapan lateralmente. Los canales individualmente alcanzan 2 m de espesor y se extienden por más de 200 metros. Las areniscas constituyen el 90% del elemento y las facies dominantes son F y E con proporciones subordinadas de A, B, C, G y L (Fig. 4). Los conglomerados alcanzan espesores de hasta 0,50 m, y constituyen el relleno inicial de canal y los registros de la migración de barras de gravas (fig. 5).

**Interpretación:** Los cuerpos tabulares están integrados por múltiples rellenos de canal dominados en la base por procesos de agradación en barras gravosas tipo manto (Ramos y Sopeña 1983) y el desarrollo de barras transversales simples y compuestas arenosas (Allen 1983) hacia el tope.

La relación de superposición lateral y vertical de los canales sugiere la implantación repetida de las unidades de canal activo dentro de la misma faja aluvial durante periodos prolongados (Dreyer 1993, Miall 1996).

**Asociación II (AF-II):** Está integrada por cuerpos lenticulares de areniscas con base erosiva de hasta 2,20 m de espesor y 100 m de longitud (Fig. 6). En éstos se identifican numerosas superficies de erosión internas seguidas por una sucesión granodecreciente en la que dominan las facies F con proporciones subordinadas de G y E (Fig. 4).

El piso del canal registra la migración de dunas tridimensionales (facies G) y luego simples sets de estratificación entrecruzada oblicua planar por migración de barras transversales (Allen 1983). También se verifican procesos de acreción lateral en los bordes de canal señalando tramos sinuosos del curso fluvial. Unidades de acreción late-



**Figura 6:** a) Asociación de facies II en el afloramiento. Las líneas señalan los límites del relleno de canal. b) y c) Detalles del relleno con varias unidades de barras superpuestas. d) Migración de barras transversales con indicación de las facies. E) Depósitos de fondo de canal. Las letras en mayúsculas designan a las facies que se describen en el texto.



**Figura 7:** Múltiples canales de desborde aislados en depósitos de llanura de inundación señalados por flechas.

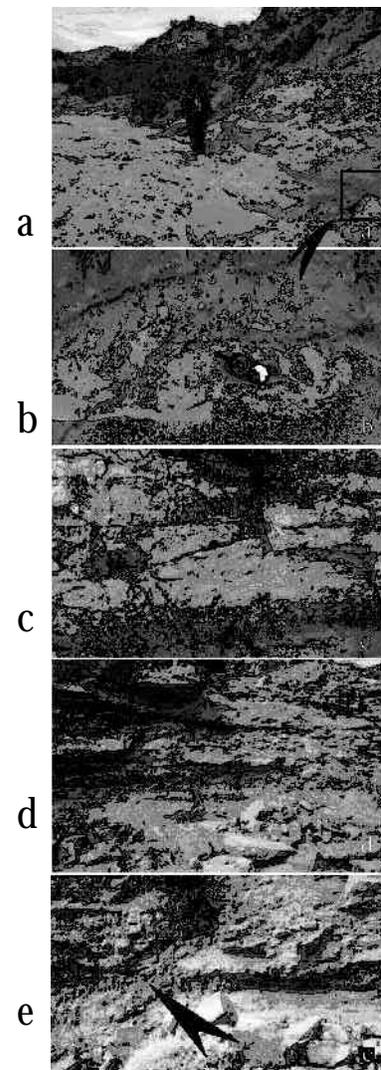
ral y procesos de avalancha en el frente de las barras generan un patrón complejo de relleno.

**Interpretación:** Representa un relleno de canal compuesto por varias unidades limitadas por superficies erosivas de menor orden que sugieren múltiples eventos de relleno. La identificación de superficies de erosión múltiples permite suponer que las unidades superpuestas representan un simple evento depositacional en el relleno de canal.

**Asociación III (AF-III):** Está compuesta por cuerpos arenosos lenticulares de base erosiva de hasta 1,20 m de espesor y 100 m de longitud, constituidos esencialmente por

la facies E con las facies F, D, K y L subordinadas. Normalmente incluyen dos o más unidades granodecipientes limitadas por superficies erosivas (Figs. 4 y 7).

**Interpretación:** Representa el relleno de canales simples multiepisódicos cuya geometría externa resulta de la superposición de dos o tres eventos. La relación lateral con unidades mayores de canal, el dominio de sedimentos de grano fino y rápido cambio de litofacies que reflejan la variabilidad en las condiciones de depositación dentro del ambiente permiten asignar a la asociación un origen en procesos de desborde (Gersib y McCabe 1981, Flores 1981,



**Figura 8:** Depósitos de albardón. a) Vista frontal de depósitos de albardón. b) Detalle de moteado y rizolitos en el depósito. c y d) Vistas laterales de detalle. e) Se señala con una flecha el corte del albardón por un canal de desborde.

Bristow *et al.* 1999, Kraus y Wells 1999, Aslan y Blum 1999, Davies-Vollum y Kraus 2001).

**Asociación IV (AF-IV):** Está integrada por cuerpos lenticulares que incluyen numerosas superficies de corte y relleno, de hasta 2 m de potencia y más de 150 m de longitud, caracterizados por la alternancia de areniscas y areniscas y pelitas interestratificadas. Las facies más frecuentes son D, E, F, K y L (Fig. 4) que incluyen numerosos niveles de yeso. El rasgo distintivo es la pedogénesis (Fig. 8), exhiben fuerte moteado, rizoconcreciones y bioturbación, que

oscurecen las estructuras sedimentarias primarias (Retallack 1990).

**Interpretación:** La geometría y caracteres internos de estos depósitos y su estrecha vinculación con depósitos de canal mayores y superficies de corte y relleno asignables a canales de desborde permite interpretarlos como albardones (Arche y López-Gómez 1999, Ferguson y Brierly 1999, Bristow *et al.* 1999).

**Asociación V (AF-V):** Está dominada por limos, con pelitas y areniscas con laminación paralela subordinadas incluidas en las facies L y E (Fig. 4). En algunos casos se reconocen hasta tres unidades superpuestas con evidentes procesos de pedogénesis e presenta numerosos niveles de cenizas y escoria volcánicas.

La asociación puede alcanzar extenderse más de un kilómetro de extensión lateral y espesores de algunos metros en la base de la Formación Portezuelo, hasta 0,25 m o menos en la Formación Plottier, mostrando una escasa preservación entre sucesiones múltiples de canal.

**Interpretación:** Representan depósitos de planicie de inundación que incluye numerosos episodios de alta energía de pequeña magnitud. Éstos, están relacionados a flujos con alta carga de sedimentos con velocidades y capacidad de transporte que disminuyen drásticamente en un corto lapso y son característicos de eventos de inundación durante los cuales el canal se expande lateralmente. En otros casos las unidades se relacionan con eventos mayores de inundación y su frecuencia y continuidad lateral en el afloramiento permite interpretarlas como eventos múltiples que favorecieron una agradación rápida debido a desbordes.

#### ASOCIACIONES DE FACIES EÓLICAS

**Asociación VI (AF-VI):** Está integrada por las facies H e I. La facies H constituye el registro de caras de avalancha de dunas eólicas. Algunos depósitos de dunas están apilados, constituyendo cuerpos de hasta 7 m de potencia, entre ellos está intercalada las facies I (Fig. 4).

**Interpretación:** En todos los casos, la baja dispersión en la dirección de inclinación de las capas frontales de los estratos entrecruzados en la facies H, indica formas trans-

versales mayormente de crestas rectas. La facies I se interpreta como depósitos de interduna porque está vertical y lateralmente asociada con la facies de dunas eólicas y en algunos casos truncan sets de estratos entrecruzados. La superficie neta y plana de truncación puede deberse a deflación controlada por la posición del nivel freático (Stokes 1968, Fryberger *et al.* 1988).

La preservación selectiva de los depósitos de las porciones más bajas de las dunas, unida a las orientaciones consistentes de la dirección de los paleovientos en los estratos entrecruzados y la escasa preservación de los depósitos de interduna, sugieren que la tasa de acumulación vertical fue muy baja con respecto a la tasa de migración viento abajo (Kocurek 1996).

**Asociación VII (AF.VII):** Está representada por las facies I y J constituyendo estratos horizontales o con inclinación de bajo ángulo ( $2^\circ$  a  $3^\circ$ ). Los cuerpos son tabulares con base y techo netos, de hasta 0,50 m de espesor y exhiben superficies de truncación

planares o de muy bajo ángulo ( $< 4^\circ$ ).

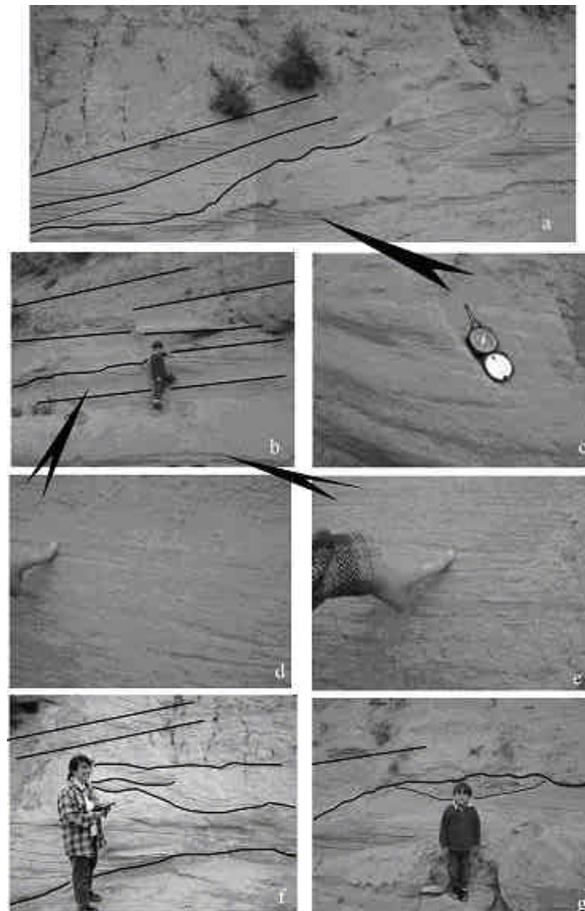
**Interpretación:** La asociación es el resultado de la depositación de arenas a partir de viento por migración de óndulas eólicas. La geometría de los cuerpos permite suponer que la facies representa el desarrollo de mantos de arena eólicos (Clemensen 1985; Langford 1989).

#### MODELOS DEPOSITACIONALES

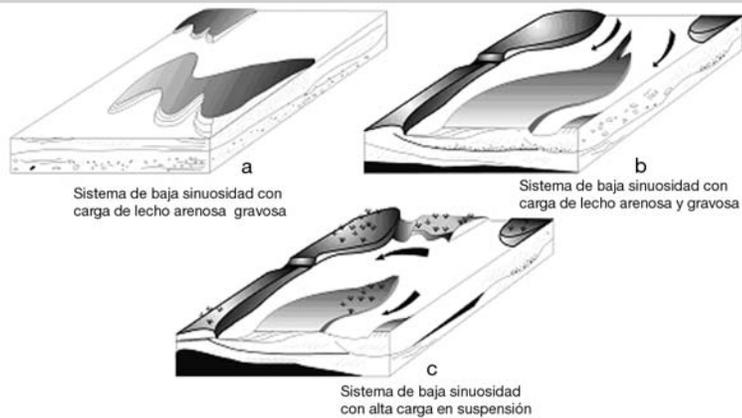
El arreglo lateral y vertical de las asociaciones de facies permiten establecer dos paleoambientes sedimentarios bien diferenciados: eólico y fluvial, en el último, la relación planicie de inundación/depósitos de canal definen arquitecturas variadas que pueden asignarse a cambios en el estilo fluvial.

#### MODELOS FLUVIALES

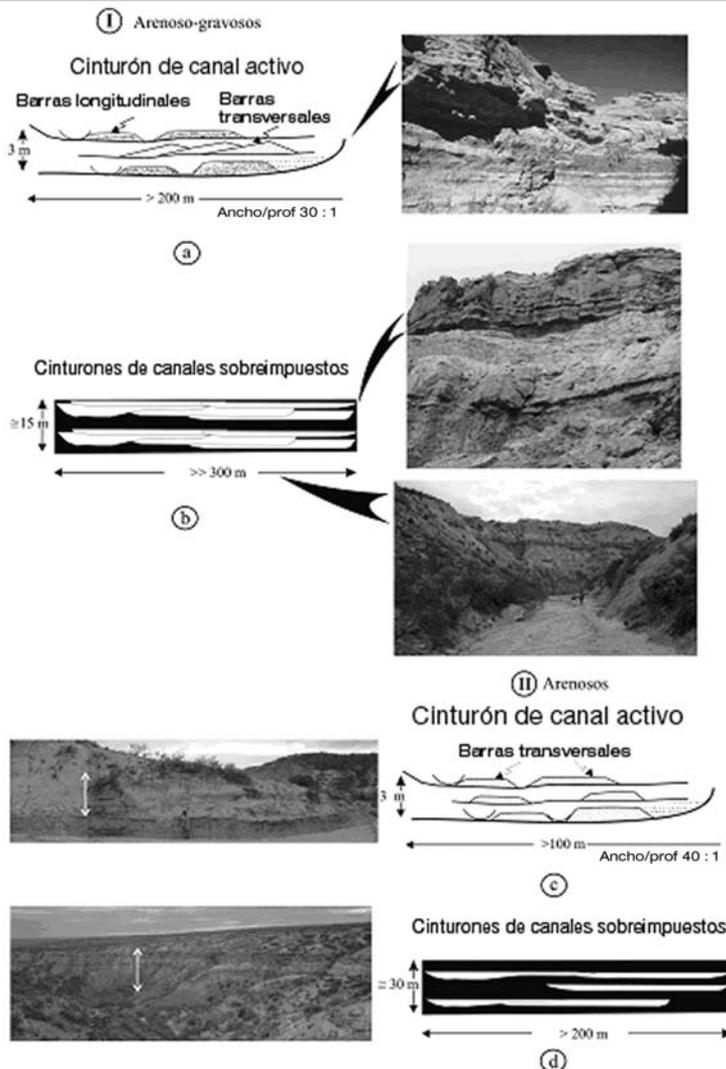
**Modelo Fluvial I (MF-I):** Corresponde a canales de baja sinuosidad con poco desarrollo y preservación de depósitos de lla-



**Figura 9:** a y b) Depósitos eólicos de la asociación de facies VI, se señalan las superficies entre los sets entrecruzados y la línea de traza irregular señala una superficie de migración de una duna sobre otra. c) Detalle de estratos de *sandflow*. c) Alternancia de estratos de *sandflow* y *grainfall*, en e se señala la erosión en la base de un nivel de *sandflow*. f) Deformación en la cara de avalancha de la duna. g) Superficie de *stockes*, señalada por un delgado nivel de calcrete.



**Figura 10:** Diseños de canal de la sucesión estudiada. a) Sistema con carga de lecho dominada por arenas con escaso desarrollo de llanura de inundación y migración de barras en canales amplios. b) Sistema de carga de lecho arenosa con desarrollo de albardones y canales de desbordes durante episodios mayores de descarga. c) Sistema con dominio de carga en suspensión, los canales muestran numerosas barras y la acreción lateral, desarrolla una extensa planicie sujeta a importantes episodios de desborde.



**Figura 11:** Esquemas y fotos ilustrativas de los principales arreglos en canales y geometría mayores de los cinturones de canal.

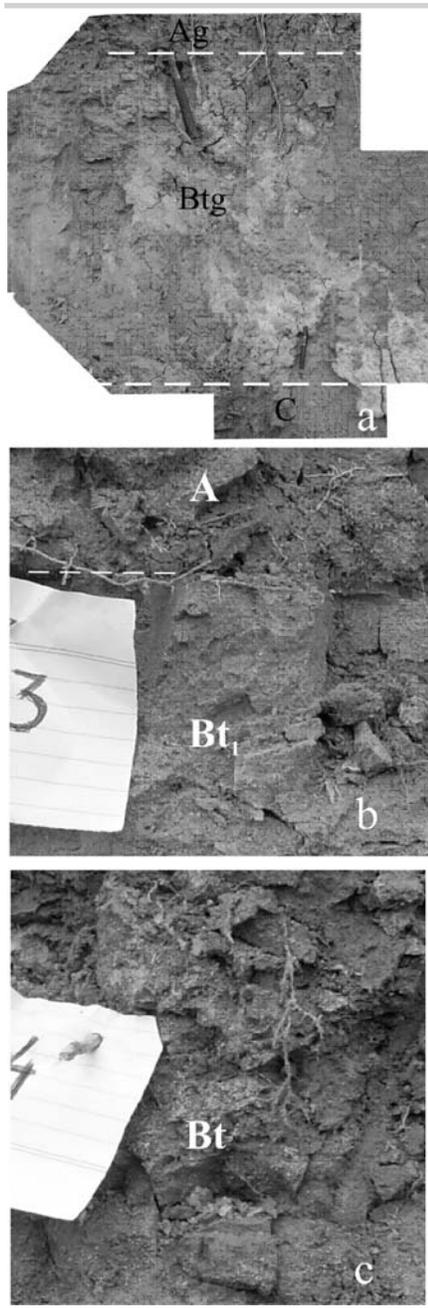
nura de inundación (Asociaciones I y V) y escaso registro de procesos de desborde (Asociación III). Los canales individuales registran la migración de múltiples barras de centro de canal configurando un sistema entrelazado, que ocupa casi la totalidad de la faja aluvial (Fig. 10a).

Las gravas, que incluye en algunos casos dientes de cocodrilos como clastos, en la base de los canales indican que el relleno inicial era bajo condiciones de alta descarga, pero que luego en una etapa de flujo más estable, predominó la carga de lecho arenosa. La depositación tuvo lugar en canales de hasta 2 m de profundidad promedio y con una continuidad lateral del orden de los 500 m, los espesores totales del relleno de canal puede superar los 5 m (Fig. 11-Ia). El relleno final es el resultado de la agradación y acreción corriente abajo de las formas de lecho. La permanencia de un cinturón de canal estable condiciona el desarrollo de la planicie de inundación.

El pasaje lateral de delgados lechos de areniscas a otros potentes de base neta erosiva en algunos tramos de la sucesión muestra que la depositación de arenas en la planicie ocurrió próxima al canal activo como resultado de flujos de inundación (Brakenridge 1988). Sin embargo, la escasez del registro sugiere que la tasa de sedimentación debió ser baja en este subambiente, con ausencia de episodios de inundación de gran magnitud. La concentración estratigráfica de remanentes de grandes vertebrados en estos depósitos indica que eran habitats favorables para la reunión de los especímenes y la predación (Koster 1987, Behrensmeier 1988, Behrensmeier y Quade 1995). Su preservación en depósitos de canal permite inferir una mortalidad no atricial (Brown y Krauss 1981) y vincular los hallazgos con episodios de inundación.

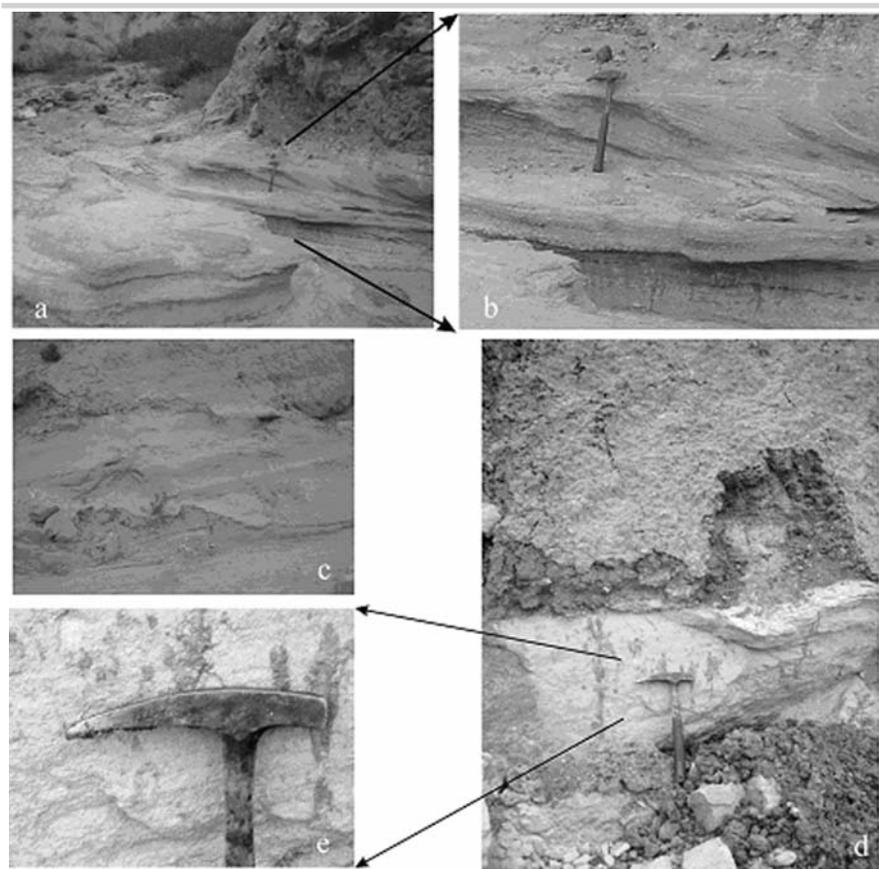
Los cinturones de canal (Fig. 11-Ib) que representan a este estilo fluvial aparecen apilados superando los 2 km de extensión lateral.

**Modelo fluvial II (MF-II):** Este modelo (Fig. 10b) está caracterizado por canales de baja sinuosidad, someros (Asociación II) con desarrollo de albardones (Asociación IV), depositación asociada a fenómenos de desborde (Asociación III), y alta tasa de sedimentación en la llanura de inundación



**Figura 12:** a) Perfil de paleosuelo afectado por procesos gley en la llanura de inundación con la indicación de los horizontes. b) Referencias de horizontes en otro perfil de paleosuelo. c) Estructura en bloques en un horizonte Bt.

(Asociación V). Los canales individuales presentan dominio casi exclusivo de arenas en la carga de lecho, tienen una geometría lenticular marcada y aparecen apilados y se solapan lateralmente (Fig. 11-IIa). Desarrolla discretas unidades de acreción lateral en los bordes de canal y la geometría



**Figura 14:** Depósitos con alto contenidos de volcánoclasticos. a) Cuerpos de canal con predominio de componentes volcánoclasticos en el relleno. b) Detalle de acreción lateral en el borde de canal. c) Pequeñas dunas eólicas d) *Sandsheet* eólico e) Detalle de la laminación *grainfall*

de las barras muestran que ésta y la acreción frontal en barras fueron procesos comunes. El desarrollo de algunas unidades de albardón indica que los canales eran estables durante largos periodos (Brierly *et al.* 1997; Ferguson y Brierly 1999). Sin embargo, las fluctuaciones periódicas de alta descarga no estuvieron ausentes, como lo demuestra la abundancia de canales de desborde y lóbulos de reducida extensión asignados a fenómenos de crevasse splay (McCarthy *et al.* 1997; Ferguson y Brierly 1999, Bristow *et al.* 1999). La densidad de cuerpos de canal en la sucesión es baja y las dimensiones de los mismos son reducidas comparadas con las que se determinan para el modelo anterior (Fig. 11-IIb). Hay un incremento de la carga en suspensión que en parte llega a la planicie durante los eventos de inundación. Los cinturones de canal aparecen aislados en los depósitos de llanura de inundación. Algunos cuerpos muestran moteados rojos, amarillos y verdosos, grietas rellenas con

materias de grano fino, destratificación en estrecha relación con concreciones carbonáticas aisladas, rizoconcreciones y perforaciones, que son indicadores de pedogénesis (Williams *et al.* 1996, Williams y Krause 1998), sugiriendo el abandono temporario del cinturón activo de canal. Los depósitos de la llanura de inundación son potentes. En ellos se han identificado numerosos niveles de paleosuelos, caracterizados por colores verdosos y ocre y intenso moteado (Fig. 12a), lo que señala la alternancia de condiciones reductoras y oxidantes en la zona de fluctuación del nivel freático (Kraus y Aslan 1993). Se interpretan como paleosuelos con horizontes gley-Bg- (Retallack 1990), que acompañan a un horizonte A con algunos niveles ricos en materia orgánica (Williams *et al.* 1996). En otros casos, se identifica un horizonte Bt con desarrollo de pedones y *slinckensides* (Figs. 12b y c). Según los tramos son paleosuelos composite o compound

(Morrison 1978, Bown y Kraus 1981, Marriott y Wright 1993, Kraus 1999).

Los depósitos de planicie de inundación, en tramos de hasta más de 5 m son solo interrumpidos por delgados lechos de areniscas que de manera progresiva muestran un pasaje lateral a otros potentes y de base neta. Esto demuestra que la depositación de arenas en la planicie de inundación ocurrió próxima al canal activo como resultado de flujos de inundación.

**Modelo fluvial III (MF-III):** Es similar anterior, sin embargo, muestra un notable incremento en la proporción depósitos de planicie de inundación (Figs. 10c y 131a).

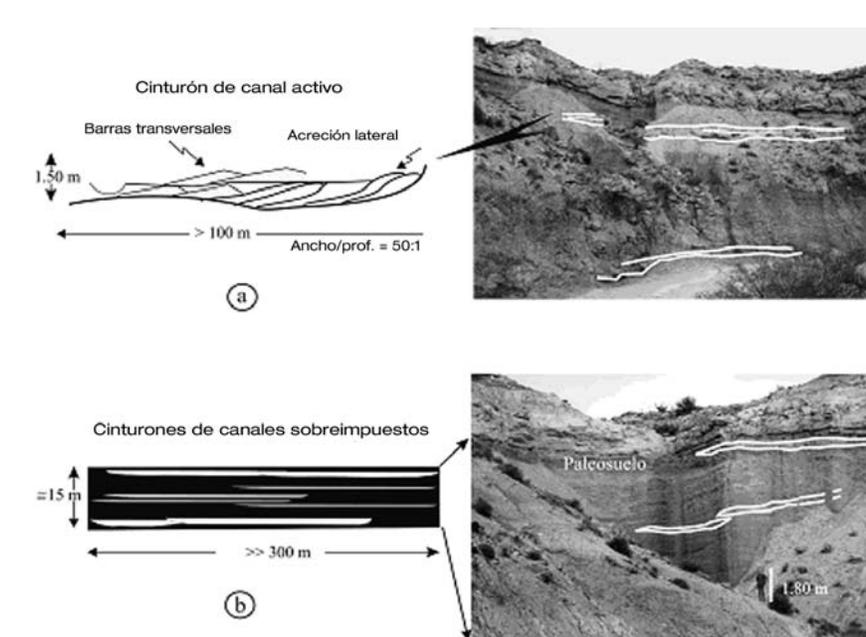
Los canales aparecen con frecuencia pero aislados en potentes depósitos de llanura de inundación. Su geometría es lenticular, sus espesores apenas alcanzan 1 m y no se extienden más allá de los 200 m lateralmente. En ciertos tramos muestran fuerte participación de componentes volcániclasticos (Figs. 16a y b).

En la llanura de inundación se identifican de manera aislada niveles de cenizas y escoria volcánica. La fracción arcilla es el componente esencial de los depósitos y en algunos tramos la ausencia de raíces y la coloración verdosa indica condiciones localmente reductoras, sugiriendo que la sedimentación pudo ocurrir esporádicamente en condiciones subácueas.

El modelo fluvial III puede ser homologable a un sistema anastomosado (Schumm 1968, Smith y Smith 1980, Smith y Putnam 1980, Smith 1983, Makaske 2001).

## MODELOS EÓLICOS

**Depósitos de dunas (DD):** Dentro de los depósitos de planicie inundación se intercalan potentes cuerpos eólicos (Asociación VI). Corresponden a formas transversales a la dirección de los vientos predominantes, de cresta recta. Las superficies de crecimiento o reactivación (Fryberger 1993), resultantes de la actividad de las dunas son paralelas a las superficies de los cosets e irregulares y sugieren ligeras variaciones en la dirección de los paleovientos o suministro (Figs. 9a y b). Otras superficies limitantes mayores son erosivas, registran la migración de una duna sobre otra más antigua (Fig. 9a) y son equivalentes a superficies de



**Figura 13:** Esquemas y fotos ilustrativas de los principales arreglos en canales y geometría mayores de los cinturones de canal.

1er. orden de Brookfield (1977) o depositación de Kocurek (1996).

La interferencia de la fluctuación del nivel freático y su influencia en la arquitectura eólica es puesta en evidencia por numerosas superficies de Stokes y fenómenos de avalancha y pliegues en el frente de las dunas (Figs. 9f y g). Esto implica que la saturación de la arena es la responsable de la pérdida de cohesión y estabilidad y se asocia, por lo tanto, con fluctuaciones del nivel freático (Mc Kee *et al.* 1971).

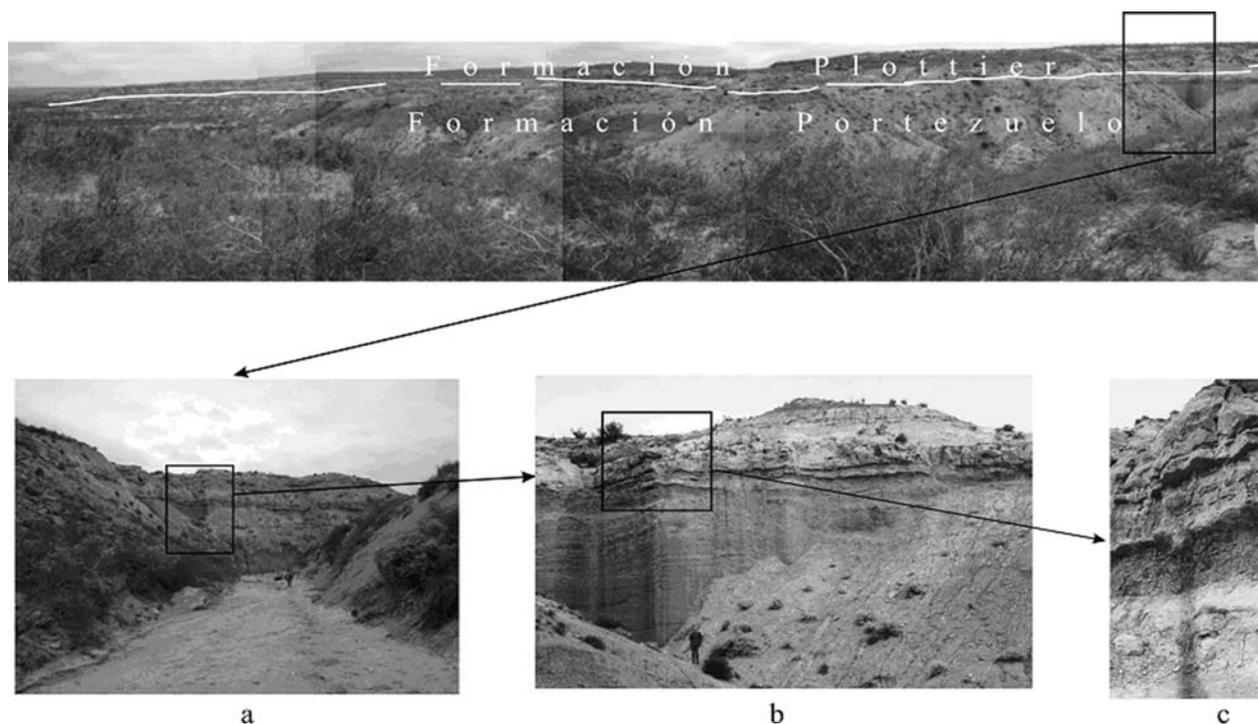
El campo de dunas cubrió un área particularmente extensa y permaneció estacionario, sin embargo, la superposición de depósitos de dunas sucesivos sobre superficies de truncación extensas sugiere que las formas eran de altura reducida y estuvieron sujetas a intensa migración. Los depósitos de interduna muestran contactos netos y planares indicando que han sido formados por deflación de un sustrato seco y sin cohesión (Herries, 1993).

Depósitos de mantos de arena (DMA): éstos también están intercalados entre los depósitos de planicie de inundación. Constituyen cuerpos tabulares de hasta 2 m espesor y geometría tabular (Figs. 14d y e) en los que se intercalan algunos sets de estratificación entrecruzada aislados que se asignan a la migración de pequeñas dunas

(Fig. 14c). Una característica para destacar es el alto contenido de material volcániclastico. La formación de mantos eólicos están controlados por la posición del nivel freático, presencia de cubierta vegetal, un influjo sedimentario reducido o vientos subsaturados e inundaciones periódicas entre otros factores (Lancaster 1993, Kocurek y Lancaster 1999). Probablemente una baja tasa de suministro o disponibilidad de material haya condicionado el desarrollo de verdaderas dunas eólicas.

## EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL

Las variaciones en el estilo y dinámica de depositación en los paleoambientes fluvial y eólico, conjuntamente con la identificación de discontinuidades a nivel regional permiten determinar la tendencia evolutiva del sistema depositacional (Fig. 15). Estos atributos permiten separar a la columna sedimentaria en tres tramos: de 0-42 m y 42-60,32 m, que comprenden el tramo medio y superior de la Formación Portezuelo respectivamente, y entre 60,32 hasta el tope del perfil, incluido en la Formación Plottier. Desde la base de la columna hasta los 32 m aproximadamente (Fig. 2), se caracteriza por el desarrollo de un sistema fluvial con suministro permanente de agua y sedimen-



**Figura 15:** Vista hacia el nordeste del extremo occidental de los afloramientos estudiados. Los recuadros señalan vistas de detalle sucesivamente mayores (a, b y c).

tos, pero con frecuentes episodios de desborde del canal principal (Modelo fluvial II). Los depósitos de albardón presentan una profusa bioturbación y abundantes niveles de yeso. Las unidades inclinan fuertemente a partir de los márgenes del canal y están cortadas por canales de desborde. Estos elementos permiten suponer que la faja aluvial permaneció estable, pero las fluctuaciones en la descarga generaron intensa agradación en el canal y consecuentes modificaciones en su gradiente (Schumm 1993, Kraus y Wells 1999, Davies-Vollum y Kraus 2001).

Estos eventos serían responsables del desarrollo de extendidos depósitos de desborde. Las áreas afectadas por estos procesos de manera recurrente eran luego ocupadas por el sistema principal (Fig. 16). El sector de canales abandonados a menudo sufrió procesos de pedogénesis.

Esta dinámica de cinturón de canales sujetos a abruptas migraciones permitió el desarrollo de extensos sectores bajo la influencia del sistema y la preservación de vastos depósitos de planicie de inundación que durante periodos de baja de sedimentación



**Figura 16:** Lóbulo de desborde afectados por procesos de pedogénesis con desarrollo de horizontes clay truncado por el depósito de canal.

desarrollaron importantes niveles de paleosuelos entre los 10 y 15 m aproximadamente de la columna sedimentaria.

Las direcciones de paleocorrientes muestran en general alto grado de dispersión pero una dirección promedio constante hacia el oeste-noroeste. La baja relación depósitos de canal/llanura de inundación, la abundancia de unidades de desborde, la escasa conexión de los canales mayores y el diseño lenticular, permiten suponer el desarrollo de un sistema de canales entrelazados someros.

A los 32 m se registra el desarrollo de un extenso campo de dunas que permaneció estacionario y con una dirección de migración de las formas hacia el noreste. Puesto que no registra interferencia de episodios de desbordos y está aislado dentro de depósitos de planicie de inundación, se supone que estaba instalado en sectores distales, lejos de la influencia del sistema de canal principal y protegido de las avenidas de inundación.

El base del segundo tramo de la columna está caracterizada por el desarrollo de depó-



**Figura 17:** a) Típica sección de la Formación Plottier, tope de la columna analizada. b) Tramo cuspidal de la Formación Portezuelo.

sitos eólicos que conforman cuerpos de arena en manto. En éstos es abundante la contribución de material volcánico piroclástico y representan el último estadio en la evolución del ambiente eólico bajo condiciones de alta restricción de suministro, controlado por la disponibilidad de material susceptible de transporte eólico. La composición de los sedimentos sugiere la removilización de niveles relacionados con actividad volcánica contemporánea. La misma debió generar depósitos en extensas áreas ya que sus productos están también presentes en el relleno de canales y como niveles de cenizas y escoria en la planicie de inundación dentro del mismo tramo de la columna sedimentaria.

La inclusión de materiales volcánicos en los depósitos, tanto fluviales como eólicos, coincide con un cambio en el estilo fluvial aproximadamente a los 45 m de la base del perfil (Fig. 17b). Se identifica un diseño de canales múltiples (Modelo fluvial III) que encierra amplias áreas que permanecen anegadas por largos periodos, como lo denuncian los niveles bien preservados de materia orgánica en sedimentos con un contenido de hasta un 90% de arcillas, donde el dominio de la decantación pura es a veces interferido por procesos de desbordes.

En el tramo final de la Formación Portezuelo, a los 59 m aproximadamente, se identifica un sistema de canal entrelazado

arenoso (Modelo fluvial II), similar al de la base del perfil. El techo del mismo constituye en ciertos sectores el límite superior de la Formación Portezuelo mientras que en otros se identifica un paleosuelo asociado con los depósitos de planicie de inundación. Una superficie erosiva que puede identificarse por más de 3 km, que trunca el paleosuelo y los depósitos fluviales de la Formación Portezuelo, limita la base de la Formación Plottier (Fig. 17a). El cambio en el estilo fluvial es marcado, el relleno de los canales incluye alta proporción de gravas, las unidades son extensas y representan un estadio de flujo estable en amplios canales que ocuparon la totalidad de la llanura aluvial (Modelo Fluvial I) con dirección de paleocorrientes general hacia el noroeste. Aunque la geometría de mayor escala es tabular, ésta resulta del apilamiento y solapamiento lateral de numerosos rellenos de canal individual.

## DISCUSIÓN

Numerosos autores (Shuster y Steidtmann 1987, Brakenridge 1988, Decelles *et al.* 1991, Schumm 1993, Dreyer 1993, Leckie y Reinson 1993, Legarreta *et al.* 1993b, Sønderholm y Tirsgaard 1998, Martinsen *et al.* 1999, Marshall 2000, Heller *et al.* 2001, Wadsworth *et al.* 2002, Wadsworth *et al.* 2003, Leckie *et al.* 2004), analizaron las

variaciones en el diseño fluvial y establecieron relaciones con factores de control auto y alocíclicos. En los sistemas fluviales distantes del mar o en cuencas cerradas, los mayores controles en el diseño y evolución de los mismos son el clima y la actividad tectónica regional. Las variaciones acomodación/suministro (A/S) controlan la arquitectura a gran escala, Martinsen *et al.* (1999) establece que modificaciones rápidas en el estilo fluvial y superficies estratigráficas significativas sugieren cambios del nivel de base estratigráfico, es decir, cambios en la relación A/S. Por ejemplo, el pasaje de un estilo de canales apilados, que inciden fuertemente en los subyacentes a otros simples con relación multilateral sugiere un abrupto incremento en la acomodación (de 0,5 a 1). Superficies erosivas planas seguidas por cuerpos de areniscas tabulares y espesas pueden indicar aspectos paleogeográficos, señalar en ambientes de bajo gradiente un periodo de caída en el nivel de base y un estadio temprano de ascenso. También los paleosuelos han sido incluidos en estos análisis, teniendo en cuenta su utilidad en la valoración de los factores auto y alogénicos en las secuencias estratigráficas (Summerfield 1991, Marriott y Wright 1993, Kraus y Aslan 1993, Webb 1994, Blum 1994, Blum y Valastro 1994, Driese *et al.* 1994, Kraus 1996, Kraus y Gwinn 1997, McCarthy y Plint 1998, Kraus y Aslan 1999).

El empleo de estos conceptos en el análisis de la columna estratigráfica en la quebrada de Las Chivas, en el área de Senillosa, permite hacer algunas aproximaciones a los posibles factores que controlaron la deposición y evolución paleoambiental.

El tramo medio de la Formación Portezuelo, que corresponde a los primeros 42 m de la base del perfil, se caracteriza por un sistema fluvial de baja sinuosidad arenoso, con diseño entrelazado. La relación canales/planicie de inundación es baja, los canales a menudo se solapan lateralmente y han sufrido abandono de segmentos activos con frecuencia por lo que muestran en muchos casos incipiente desarrollo pedogénico y procesos gley relacionados con la fluctuación del nivel freático. Los desbordes han producido lóbulos que también han sido afectados por pedogénesis y han sido luego ocupados por el canal principal (Fig. 16).

En general, muestran un perfil de suelo más desarrollado con desarrollo incipiente de un horizonte de B. Los niveles edafizados son recurrentes en los depósitos de planicie de inundación entre los 10 m y los 15 m a partir de la base del perfil. Los paleosuelos desarrollados, composite o compound, reflejan el alto grado de inestabilidad de una planicie que agradaba en forma permanente. La presencia de estos niveles responden a controles autogénicos, las secuencias de paleosuelos composite y compound son comunes en ambientes fluviales agradantes con alta frecuencia de avulsión (Kraus y Aslan 1993, Kraus 1996, Kraus y Gwinn 1997, Kraus 1999).

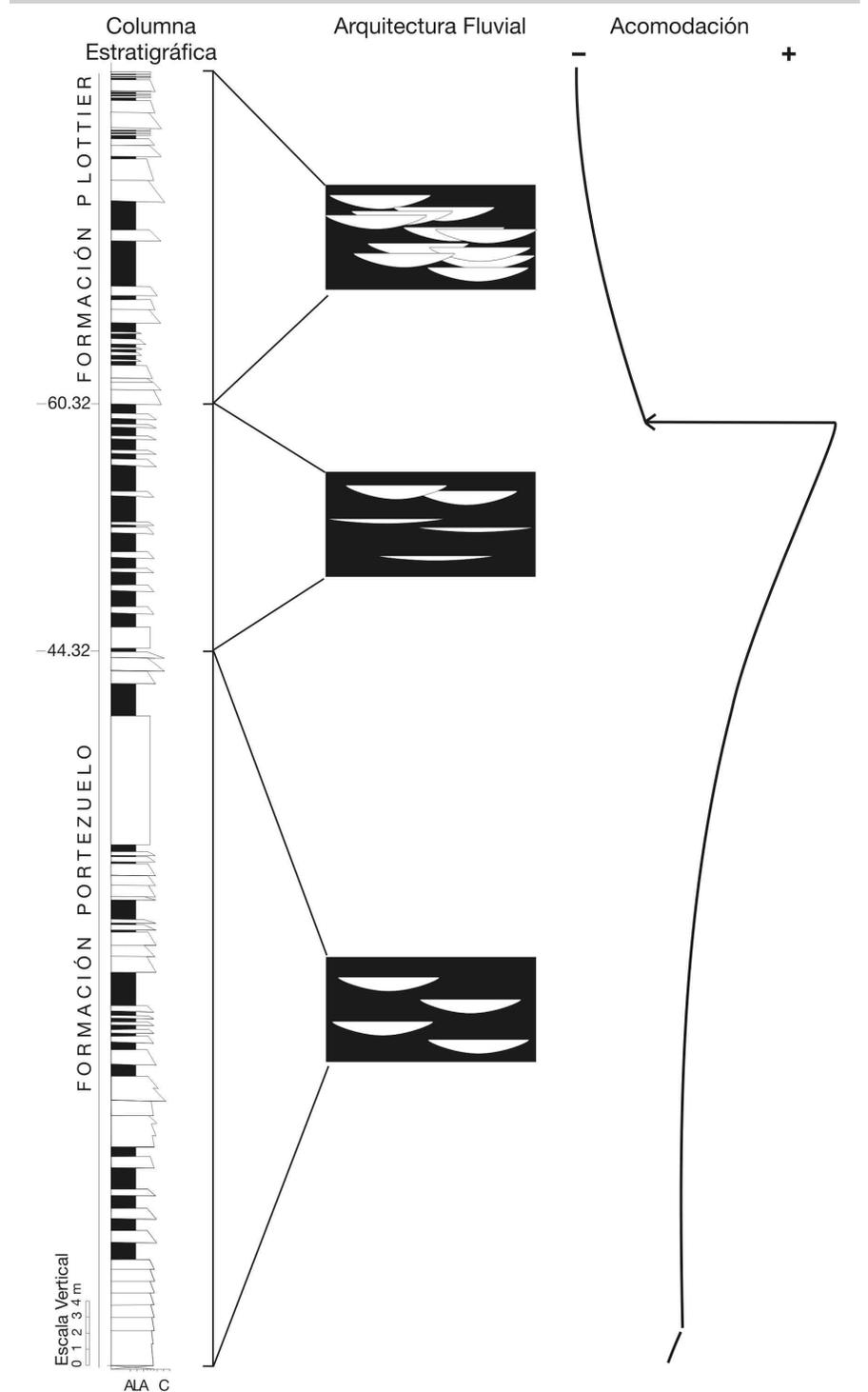
A escala de funcionamiento de la red fluvial, la inestabilidad del sistema estuvo controlada por variaciones periódicas en el suministro que afectaron el umbral de estabilidad geomórfica del canal (Schumm 1993), los que pueden responder a variaciones climáticas de corto término, incluso pudieron influir en el desarrollo del campo de dunas asociado a los tramos distales de la planicie de inundación en el tope del tramo medio de la Formación Portezuelo.

La arquitectura a gran escala, es de canales aislados o con relaciones multilaterales, sin alta incisión de canales ni superficies de discontinuidad mayores. Estos caracteres permiten homologar a este tramo de la secuencia estudiada con un modelo de alta acomodación (AA-Fig. 18), con una relación A/S próxima a 1 (Martinsen *et al.* 1999) asociada con una caída gradual del nivel de base y condiciones de alto suministro (McCarthy *et al.* 1997, Bristow *et al.* 1999).

En el tramo superior de la Formación Portezuelo las dimensiones de los canales (espesor y ancho) y la granulometría de la carga de lecho disminuyen abruptamente. El sistema de baja sinuosidad se corresponde con un diseño de bajo gradiente, anastomosado, con sectores intercanales anegados durante largos periodos (Gibling *et al.* 1998, Makaske 2001). La incorporación de material volcánico tanto a los depósitos fluviales como eólicos denuncian una actividad volcánica próxima en el tiempo. No se advierte desarrollo de paleosuelos en la llanura de inundación dominada por arcillas de color gris, con niveles ricos en materia orgánica. La arquitectura a gran escala

muestra el desarrollo de canales simple storey, aislados en espesos depósitos de planicie de inundación. Las evidencias suponen un incremento continuo en la relación A/S, mayor a 1 (Martinsen *et al.* 1999). El tope de la Formación Portezuelo lo

constituye un sistema de canales similares a los de la base y un nivel de paleosuelo truncado. Una superficie de erosión de extensión regional señala una abrupta modificación en las condiciones de deposición. El diseño de canales apilados, fuertemente



**Figura 18:** Perfil esquemático de la secuencia estudiada. AA: Cortejo de alta acomodación. BA: Cortejo de baja acomodación.

incididos, con escasa preservación de los depósitos de llanura de inundación (Fig. 18) en la Formación Plottier, puede homolozarse a un modelo de baja acomodación (BA- Martinsen *et al.* 1999).

A los 94 Ma la discontinuidad intraceno-mañiana señalaría el final del régimen tectónico de postrift y el comienzo de la cuenca de antepaís. También, durante el Cenomaniano (96 a 92 Ma), por renovada actividad tectónica e inversión, la dorsal de Huinca divide localmente la cuenca (Vergani *et al.* 1995). La sucesión sedimentaria estudiada se encuentra al sudeste de la mencionada dorsal. Hacia fines del Cretácico, en el ámbito de cuenca Neuquina, se produjo una reactivación del movimiento tangencial y, concomitantemente, del levantamiento por transpresión. Este pulso de actividad tectogénica coincide con un período de aceleración del movimiento de placas oceánicas acontecido hace unos 80 Ma (Orchuela *et al.* 1981). Las paleocorrientes medidas en la Formación Portezuelo con una consistente dirección hacia el oeste, cambian a partir del tramo superior hacia el noroeste asociado con una modificación en la arquitectura aluvial y la incorporación de abundante material volcánico en los depósitos sedimentarios. Es posible que la actividad tectónica renovada haya generado subsidencia y haya contribuido a cambios en el nivel de base nivel estratigráfico condicionando también modificaciones en las pendientes regionales.

De esta manera, los cortejos de AA y BA podrían relacionarse con la actividad tectónica en el ámbito de cuenca neuquina durante la depositación de la sección estratigráfica estudiada.

## CONCLUSIONES

Al oeste de la localidad de Senillosa, en la quebrada de Las Chivas, en una sección estratigráfica de más 3 km de extensión y aproximadamente 80 m de potencia, que comprende los tramos medio y superior de la Formación Portezuelo y a la Formación Plottier, se han identificado depósitos correspondientes a sistemas fluviales de baja sinuosidad y acumulaciones eólicas. Un sistema fluvial se caracterizó por un diseño entrelazado, alta frecuencia de avul-

sión y abundantes niveles de paleosuelos con buen desarrollo en la planicie de inundación y perfiles poco evolucionados relacionados con ambientes de albardón, lóbulos de desborde y sectores inactivos de canal. El diseño a gran escala comprende canales de relleno múltiple aislados o con relación multilateral.

Un segundo sistema fluvial tuvo un diseño anastomosado, estuvo sujeto a una dinámica de frecuentes desbordes y desarrolló amplias zonas intercanales anegadas. La arquitectura mayor es de múltiples canales simples aislados en depósitos de planicie de inundación con alta frecuencia de desbordes. Un tercer sistema fluvial tuvo diseño entrelazado con rellenos múltiples que conformaron un complejo de canales fuertemente incididos y apilados.

Los depósitos eólicos comprenden dunas de crestas rectas, transversales a la dirección de los vientos principales, desarrollados en sectores distales de la planicie de inundación fluvial y sin interferencia de la actividad del canal principal; y mantos de arena de escasa potencia y expresión areal que fueron depositados en de la planicie de inundación.

Los diferentes diseños fluviales, la asociación de algunos de éstos con los depósitos eólicos y una discontinuidad mayor de carácter regional, permiten identificar tres etapas evolutivas:

La primera corresponde al tramo medio de la Formación Portezuelo donde un sistema fluvial entrelazado con alta frecuencia de desbordes y baja relación canales/planicie de inundación, se asocia con el desarrollo de un campo de dunas eólicas extenso. Esta etapa se relaciona con una relación A/S aproximadamente de 1, dentro de un cortejo de alta acomodación (AA).

La segunda incluye el tramo superior de la Formación Portezuelo y está representada por el desarrollo de un sistema fluvial anastomosado, con una baja relación canales/planicie de inundación, que en sus primeros estadios se asocia con depósitos de mantos eólicos. Se considera que durante este estadio la relación A/S fue 1 o mayor que 1.

La última, limitada por una discontinuidad planar en la base, que comprende a la Formación Plottier, se corresponde con la

implantación de un sistema fluvial entrelazado con una baja relación canales/planicie de inundación y un diseño de fuerte apilamiento de las unidades de canal. Se relaciona con una disminución abrupta de la relación A/S, lo que permite asignarla a un cortejo de baja acomodación (BA).

Se sugiere que los cambios en el espacio de acomodación se relacionan con la actividad tectónica contemporánea.

## AGRADECIMIENTOS

Se desea agradecer a SeCyT - UNRC por la ayuda económica brindada para el desarrollo de este trabajo. También se desea expresar un reconocimiento especial al Dr. A. Caselli y la Dra. M. Tunik quienes leyeron el manuscrito original y aportaron sugerencias que permitieron mejorar el trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alexander, J., Bridge, J. Cheel R. y Leclair, S. 2001. Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology*, 48 (1): 133-152.
- Allen, J. R. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstones sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33:237-293.
- Arche, A. y López-Gómez, J. 1999. Subsidence rates and fluvial architecture of rift-related Permian and Triassic alluvial sediments of the southeast Iberian Range, eastern Spain. En: Smith, N. y J. Rogers (Eds.): *Fluvial Sedimentology 6º*. International Association of Sedimentologists Special Publication 28: 283-304.
- Aslan, A. y Blum, M. 1999. Contrasting styles of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain. USA. En: Smith, N. y J. Rogers (Eds.): *Fluvial Sedimentology 6º*. International Association of Sedimentologists Special Publication 28:193-210.
- Behrensmeier, A. 1988. Vertebrate preservation in fluvial channels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63: 183-199.
- Behrensmeier, A. y Quade, J. 1995. Floodplains and paleosols of Pakistan Neogene and Wyoming Paleogene deposits: a comparative study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*

- Palaeoecology, 114: 37-60.
- Blair, T. 1987. Sedimentary processes vertical stratification sequences, and geomorphology Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 1-18.
- Blair, T. y McPherson, J. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research A64*: 450-489.
- Blum, M. 1994. Genesis and architecture of incised valley fill sequences: a Late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas. En: Weimer, P. y H. Posamentier (Eds.), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*, American Association Petroleum Geologists, *Memoir 58*: 259-283.
- Blum, M. y Valastro Jr., S. 1994. Late Quaternary sedimentation, lower Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas. *Geological Society of America Bulletin* 106: 1002-1016.
- Brakenridge, G. 1988. River flood regime and flood-plain stratigraphy. En V. Baker, C. Kochel y P. Patton (eds.). *Flood Geomorphology*. Wiley. 139-156.
- Bridge, J. y Best, J. 1997. Preservation of planar laminae due to migration of low-relief bed waves over aggrading upper-stage plane beds: comparison of experimental data with theory. *Sedimentology* 44 (2): 253-262.
- Brierly, G., Ferguson R. y Woolfe, K. 1997. What is a fluvial levee?. *Sedimentary Geology* 114: 1-9.
- Bristow, C., Kelly R. y Ethridge, F. 1999. Crevasse splay from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of level-base rise. *Sedimentology* 46: 1029-1048.
- Brown, T. y Kraus, M. 1981. Lower Eocene alluvial paleosols (Willwood Formation, north-west Wyoming, USA) and their significance for paleoecology paleoclimatology, and basin analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 34: 1-30.
- Brookfield, M. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* 24: 303-332.
- Cavazza, W. 1989. Sedimentation pattern of a rift-filling unit, Tesuque Formation (Miocene), Española Basin, Rio Grande rift, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 59 (2): 287-296.
- Cazau, L. y Uliana, M. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, *Actas 3*: 131-163.
- Clemensen, L. 1985. Desert sand plain and sabka deposits from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) at the northern margin of the Germain Basin. *Sonderdruck aus Geologische Rundschau* 74: 519-536
- Davies-Vollum, K. y 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 (3-4): 235-249.
- Decelles, P., Gray, B. Ridgway, K., Cole, R., Pivnic, D., Pequera N. y Srivastava, P. 1991. Control on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38: 567-590.
- Digregorio, J. 1972. Neuquén. En: Leanza, A. F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 439-505 Córdoba.
- Dreyer, T. 1993. Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Paleocene), Tremp-Graus Basin, northern Spain. En: M. Marzo y C. Puigdefábregas (Eds.), *Alluvial Sedimentation*, Special Publication International Association of Sedimentologists 17: 337-362.
- Driese, S., Srinivasan, K., Mora C. y Stapor, F. 1994. Paleoweathering of Mississippian Monteagle Limestone preceding development of a lower Chesterian transgressive systems tract and sequence boundary, middle Tennessee and northern Alabama. *Geological Society of America Bulletin* 106: 866-878.
- Ferguson, R. y Brierly, G. 1999. Levee morphology and sedimentology along the lower Turros River, south-eastern Australia. *Sedimentology* 46 (4): 627-648.
- Flores, R. 1981. Coal deposition in fluvial paleoenvironments of the Paleocene Tongue River Member of the Fort Union Formation, Powder River Area, Powder River Basin, Wyoming and Montana. En: Ethridge, F. y Flores, R. (eds.): *Recent and Ancient Nonmarine depositional environments: Models for exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, *Special Publication 31*: 169-190.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 15: 1-67.
- Fryberger, S., Schenk C. y Krystinik, L. 1988. Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on aeolian deposition. *Sedimentology* 35: 21-41.
- Fryberger, S. 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. From North, C y D. Prosser (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society Special Publication 73: 167-197.
- Gersib, G. y McCabe, B. 1981. Continental coal-bearing sediments of the Port Hood Formation (Carboniferous), Cape Lizee, Nova Scotia, Canada. En: Ethridge, F. y Flores, R. (eds.): *Recent and Ancient Nonmarine depositional environments: Models for exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, *Special Publication 31*: 95-108.
- Gibling, M., Nanson G. y Maroulis, J. 1998. Anastomosing river sedimentation in the Channel Country of Central Australia. *Sedimentology* 45: 595-619.
- Glennie K. 1987. Desert sedimentary environments, present and past-a summary. *Sedimentary Geology* 50: 135-165.
- Hein, F. y Walker, R. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal Earth Sciences*, 14: 562-570.
- Heller P., Paola C., Hwang, I., John B. y Steel R. 2001. Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental subsiding basin (XES 96-1). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85(5): 817-838.
- Herries, R. 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. From North, C y D. Prosser (Eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society Special Publication 73: 199-218.
- Hunter, R. 1977. Basic types of stratification in small aeolian dunes. *Sedimentology*. 24: 361-387.
- Kocurek, G. 1996. Desert aeolian systems. En: Reading, H. G. (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and*

- Stratigraphy. Blackwell Scientific Publications, 125-153.
- Kocurek, G. y Nielson, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate eolian sand sheets. *Sedimentology* 33: 795-816.
- Kocurek, G. y Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46: 505-515.
- Koster, E. 1987. Vertebrate taphonomy applied to the analysis of ancient fluvial systems. En: F. Ethridge, R. Flores y M. Harvey, Recent development in fluvial sedimentology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 39: 159-168.
- Kraus, M., 1984. Sedimentology and tectonic setting of Early Tertiary quartzite conglomerates, Northwest Wyoming. En: E. H. Koster and R. J. Steel (ed.), *Sedimentology of gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 203-216.
- Kraus, M., 1996. Avulsion deposits in lower Eocene alluvial rocks, Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Research* 66B, 354-363.
- Kraus, M. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews* 47: 41-70
- Kraus, M. y Aslan, A. 1993. Eocene hydromorphic paleosols: significance for interpreting ancient floodplain processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 63: 453-463.
- Kraus, M. y Aslan, A. 1999. Paleosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. En: Thiry, M. (Ed.), *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. Special Publication International Association of Sedimentologists 27, 303-321.
- Kraus, M. y Gwinn, B. 1997. Facies and facies architecture of Paleogene floodplain deposits, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Sedimentary Geology* 114: 33-54.
- Kraus, M. y Wells, T. 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. En: N. Smith y J. Rogers (Eds.), *Fluvial Sedimentology* 6, Special Publication Number 28, International Association of Sedimentologists 251-268.
- Lancaster, N. 1993. Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto Sand Sea. Aeolian En: K. Pye y N. Lancaster (eds.). *Sediments Ancient and Modern*, Special Publication International Association of Sedimentologists 16: 71-86.
- Langford, P. 1989. Fluvial-Aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology* 36: 1023-1035.
- Langford, P. y Chang, M. 1989. Fluvial-Aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology* 36: 1037-1051.
- Leanza H. y Hugo, C. 2001. Cretaceous beds from southern Neuquen Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. *Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 7. 7º International Simposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems*; 117-122, Buenos Aires.
- Leckie, D. y Reinson, G. 1993. Effects of middle to late Albian sea level fluctuations in the Cretaceous interior seaway, Western Canada. En: Caldwell, W. y F. Kauffman (eds.), *Evolution of the Western Interior Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 39: 151-176.
- Leckie, D., Wallace-Dudley K., Vanbeselaere N. y James, D. 2004. Sedimentation in a low-accommodation setting: Nonmarine (Cretaceous) Mannville and marine (Jurassic) Ellis groups, Manyberries field, southeastern Alberta. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 88(10): 1391-1418.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina En G. A. Chebli y L. A. Spalletti (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas: Serie Correlación Geológica* 6: 221-243.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En R. Caminos (ed.), *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación-Servicio Geológico Minero Argentino-Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29: 399-432.
- Legarreta, L., Gulisano, C. y Uliana, M. 1993a. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993). En V.A. Ramos (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio* 1(9): 87-114.
- Legarreta, L., Uliana, M., Larotonda C. y Meconi, G. 1993b. Approaches to non-marine sequence stratigraphy-theoretical models and examples from Argentine basins. *Proceedings of 7th. Institut Francais du Petrole, Conference on Exploration and Production: Subsurface Reservoirs Characterisation for Surface Observations*, 1-19.
- Lindquist, S. 1988. Practical characterization of eolian reservoirs for development: Nugget Sandstone, Utah-Wyoming thrust belt. *Sedimentary Geology* 56: 315-339.
- Loope, D. 1981. Deposition, deflation and diagenesis of upper Paleozoic eolian sediments, Canyonlands National Park, Utah. Ph D dissertation, University of Wyoming, Laramie, 170 pp.
- Loope, D. 1984. Eolian origin of upper Paleozoic sandstones, southeastern Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 563-580.
- Makaske, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* 53: 149-196
- Marriott, S. y Wright, V. 1993. Paleosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. *Journal of the Geological Society* 15: 1109-1120.
- Marshall, J. 2000. Sedimentology of a Devonian faults-bounded braidplain and lacustrine fill in the lower part of the Skrinkle Sandstone, Dyfed, Wales. *Sedimentology*, 47(2): 325-342.
- Martinsen, O., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H., Torkindsen, G. y Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46 (2): 235-259.
- Masari, F. 1983. Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, South Alps, Italy. En: Collison, J. y J. Lewin (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial System*, Special Publication International Association of Sedimentologists 6: 287-300.
- McCarthy, P. y Plint, A. 1998. Recognition of interfluvial sequence boundaries: integrating paleopedology and sequence stratigraphy. *Geology* 26: 387-390.
- McCarthy, P., Martini I. y Lekie, D. 1997. Anatomy and evolution of a Lower Cretaceous alluvial plain: sedimentology and paleosols in the Upper Blairmore Group, south-western Alberta, Canada. *Sedimentology* 44: 197-220.
- Mc Kee, E., Douglass, J. y Rittenhouse, S. 1971.

- Deformation of lee side laminae in eolian dunes. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 359-378.
- Miall, A. 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag. Italia. 482 p.
- Middleton, L. y Trujillo, A. 1984. Sedimentology and depositational setting of the Upper Proterozoic Scalán Conglomerate, Central Arizona. En: Koster, E. y R. Steel (eds.) *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 189-202.
- Morrison, R. 1978. Quaternary soil stratigraphy-concepts, methods, and problems. En: Mahaney, W. (ed.) *Quaternary Soils*, Geo Abstracts, Norwich, 77-108.
- Nickling, W. 1994. Aeolian sediment transport. En: K. Pye (ed.) *Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell Scientific Publications 293-345.
- Orchuela, I., Ploszkiewicz, V. y Viñes, R. 1981. Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina". 7 Congreso Geológico Argentino, San Luis (20- 26 Setiembre, 1981). Actas 3: 281-293.
- Paola, C., Wiele S. y Reinhart, M. 1989. Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology* 36: 47-59.
- Ramos, A., y Sopena, A. 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En: Collison, J. y J. Lewin (Eds.). *Modern and Ancient Fluvial System*, Special Publication International Association of Sedimentologists 6: 301-312.
- Retallak, G. 1990. Soils of the past: an introduction to paleopedology. Unwin Hyman, Inc., 507 p.
- Rhee, C. y Chough, S. 1993. The Cretaceous Pyonghae sequence, southeast Korea: Terminal fan facies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 105: 139-156.
- Rust, B. 1978. Depositional Models for Braided Alluvium. En: A. Miall (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 605-625.
- Schumm, S. 1968. Speculations concerning paleohydraulic controls on terrestrial sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* 79: 1573-1588.
- Schumm, S. 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 101: 279-294.
- Shuster, M. y Steidtmann, J. 1987. Fluvial sandstone architecture and thrust-induced subsidence, Northern Green River Basin, Wyoming. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 39: 279-285
- Smith, D. 1983. Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. In: Collinson, J. and Lewin, J. (eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 6: 155-168.
- Smith, G. 1986. Coarsed-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and deposition process. *Geological Society of America Bulletin* 97: 1-10.
- Smith, S. y 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.
- Smith, D. y Putnam, P. 1980. Anastomosed river deposits: modern and ancient examples in Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17: 1396-1406.
- Smith, D. y Smith, N. 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* 50: 157-164.
- Sønderholm, M. y Tirsgaard, H. 1998. Proterozoic fluvial styles: response to changes in accommodation space (Rivieradal sandstones, eastern North Greenland). *Sedimentary Geology* 120: 257-274
- Stokes, W. 1968. Multiple parallel truncation be planes- feature of wind-deposited sandstone formation. *Journal of Sedimentary Petrology* 38: 510-515.
- Summerfield, M. 1991. *Global Geomorphology: an Introduction to the Study of Landforms*. Wiley, 537 p., New York.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti H. y Welsink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En A. J. Tankard, R. Suarez S. y H. J. Welsink (eds.) *Petroleum basins of South America*. American Association Petroleum Geology, Memoir 62: 383-402.
- Wadsworth, J., Boyd, R., Diessel C. y Leckie, D. 2003. Stratigraphic style of coal and non-marine strata in a high accommodation setting: Falher Member and Gates Formation (Lower Cretaceous), western Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 51(3): 275-303.
- Wadsworth, J., Boyd R., Diessel, C., Leckie, D. y Zaitlin B. 2002. Stratigraphic style of coal and non-marine strata in a tectonically influenced intermediate accommodation setting: the Mannville Group of the Western Canadian Sedimentary Basin, south-central Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 50 (4): 507-541.
- Webb, G. 1994. Paleokarst, paleosol, and rocky-shore deposits at the Mississippian-Pennsylvanian unconformity, northwestern Arkansas. *Geological Society of America Bulletin* 106: 634-648.
- Williams, C. y 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. y Krause, F. 1996. Preserved organic matter and miospores in buried Middle Devonian (Givetian) paleosols: indicators of weathering, oxidation and maturity. *Catena* 28: 1-19.

Recibido: 15 de noviembre, 2004

Aceptado: 1 de octubre, 2005