

EVOLUCIÓN DE LA ARQUITECTURA FLUVIAL EN SUCESIONES DEL PLIOCENO -PLEISTOCENO DEL CENTRO-ESTE DE ARGENTINA (ALOFORMACIÓN PUNTA SAN ANDRÉS)

Elisa BEILINSON

Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET – UNLP) Calle 1 # 644, B1900TAC, La Plata, Argentina
beilinson@cig.museo.unlp.edu.ar

RESUMEN

Los depósitos de la Aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), registran la evolución de diferentes estilos de sistemas fluviales. Durante la primera etapa de la misma evolución, se desarrollaron sistemas de carga mixta, con canales de baja sinuosidad y alta participación de depósitos de planicie de inundación. Durante la segunda etapa, se verificó el cambio hacia un sistema de canales de mayor sinuosidad, entrelazados, donde los depósitos de planicie de inundación no tuvieron tanto protagonismo. Finalmente, la tercera etapa se caracterizó por el desarrollo de un sistema fluvial entrelazado clásico, sin preservación de depósitos de planicie de inundación. Durante la acumulación de la Aloformación Punta San Andrés, la glacioeustacia en asociación con el clima condicionó directamente el balance entre la tasa de generación de acomodación y el aporte sedimentario. Sin embargo, el análisis comparativo de los diversos índices e indicadores (arquitectura fluvial, paleosuelos, etc.) ha mostrado una variabilidad para los sistemas bajo estudio la cual puede asignarse a diferentes jerarquías de procesos. De esta manera, se identificaron ciclos de agradación fluvial representados por una alternancia de alta frecuencia entre paleosuelos vérticos y cálcicos. En este caso las fluctuaciones en el nivel de base fueron las responsables de los cambios cíclicos en la tasa de generación de espacio de acomodación y de aporte sedimentario. La evolución de los sistemas depositacionales identificados puede asignarse a ciclos de mayor jerarquía, los cuales controlaron el diseño del drenaje mediante cambios en el espacio de acomodación y representan cambios en la tasa de generación de espacio de acomodación relacionados a cambios glacieustáticos de escala global.

Palabras clave: *Arquitectura fluvial, controles, Plioceno, Pleistoceno, Argentina.*

ABSTRACT

Evolution of fluvial architecture in a Pliocene-Pleistocene succession of coastal Buenos Aires, (Punta San Andrés alloformation).

The deposits of the Punta San Andrés Alloformation (Plio-Pleistocene) register the evolution of different styles of fluvial systems. During the first stage of this evolution, a mixed-load system was developed which included low-sinuosity channels and a high participation of floodplain deposits. During the second stage the system shifted towards a higher sinuosity, braided fluvial system where the floodplain deposits didn't have so much participation. Finally, the third stage was characterized by the development of a classic braided fluvial system, without any preservation of floodplain deposits. During the Punta San Andrés Alloformation accumulation, glaci-eustatic changes and climate exerted a fundamental control on the balance between generation of accommodation space rate and sedimentary supply. Nevertheless, comparative analysis of the diverse indicators (fluvial architecture, paleosols, etc.) has shown a strong variability for the studied depositional systems that can be assigned to different process hierarchies. In this way, fluvial aggradational cycles are represented by high-frequency alternation between calcic and vertic paleosols. In this case, base level fluctuations were responsible for the cyclic accommodation rate – sediment supply change. The evolution of the identified depositional systems can be assigned to higher-order cycles, which controlled drainage design by changes in accommodation space and represents changes in the rate of generation of accommodation space linked to glaci-eustatic changes at a global scale.

Keywords: *Fluvial architecture, controls, Pliocene, Pleistocene, Argentina.*

INTRODUCCIÓN

Para el estudio de la evolución de los sis-

temas fluviales, es necesario realizar una descripción detallada de la geometría de los cuerpos de roca que los conforman, su

arreglo interno y sus relaciones laterales y verticales, así como también es necesario establecer e identificar las facies sedimen-

tarias que los conforman y los procesos sedimentarios que ellas representan. Toda esta información permite interpretar tasas de acumulación y de subsidencia, así como los controles internos y externos que condicionan el desarrollo de los sistemas y cuencas sedimentarias (Muñoz *et al.* 1992, Reading y Levell 1996, Miall 2006).

El área centro-este de Argentina se encuentra cubierta por grandes extensiones de depósitos eólicos del Cenozoico tardío (Fig. 1a), frecuentemente intercalados con paleosuelos (Iriondo 1999, Zárate *et al.* 2002) y que quedan comprendidas dentro de la provincia geológica de la Llanura Chaco-bonaerense (Fig. 1a). En este contexto, sólo la provincia geológica de Tandilia, conformado por un basamento de edad mesoproterozoica y con una cubierta sedimentaria de edad paleozoica inferior- neoproterozoica (Fig. 1a) y la provincia geológica de Ventania, compuesta por sedimentitas del Ordovícico-Pérmico, sobresalen topográficamente en la región (Fig. 1a). Cada una de estas provincias geológicas posee su propia historia estructural y estratigráfica.

En la actualidad, toda la zona costera de la provincia de Buenos Aires, que constituye el área de estudio del presente trabajo, se encuentra geotectónica y estructuralmente enmarcada en el margen continental argentino, el cual fue definido como un típico margen pasivo de placa inferior con un antiguo basamento y gruesa corteza continental, cuya evolución fue controlada por discontinuidades corticales y sistemas extensionales transversales que originaron cuencas de rift (tipo aulacogénicas) con escaso magmatismo basáltico (Ramos 1996, Parker *et al.* 2008). Además, ese ámbito estuvo sujeto a basculamientos condicionados por equilibrio isostático y sobrecarga sedimentaria, que produjo los depósitos post-miocenos cuya acumulación se vio favorecida por la alta dinámica sedimentaria resultante del ascenso de la cordillera andina (Turic *et al.* 1996, Parker *et al.* 2008).

La cubierta sedimentaria cenozoica argentina, especialmente aquellos depósitos que afloran en la provincia de Buenos Aires (Fig. 1a), ha sido objeto de numerosos

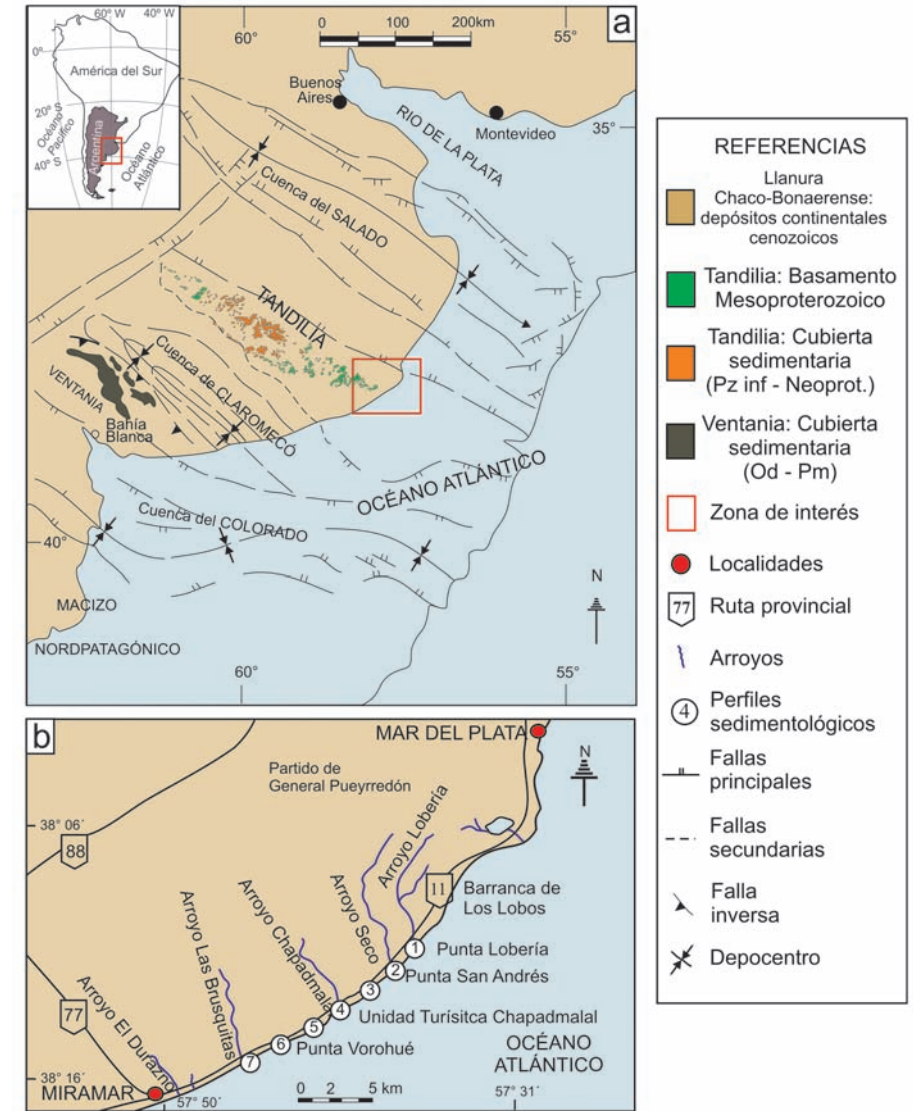


Figura 1: Mapas de ubicación. 1.1) Mapa de la Provincia Geológica de Tandilia. Modificado de Dalla Salda *et al.* (2005); 1.2) Mapa de ubicación del área de estudio y su contexto geográfico. Modificado de Zárate, 1989.

estudios del punto de vista geomorfológico y climático (Frenguelli 1928, 1950, Zárate 1989, 2003, 2005 entre muchos otros). Sin embargo, dada la mala calidad y escasez de sus afloramientos, no son muchas las localidades donde se han podido realizar estudios sedimentológicos detallados de los 80 a 200 metros (Ramos y Kostadinoff 2005, Zárate com. pers.) de depósitos que la conforman y que se acumularon entre el Mioceno tardío (circa 12-11 Ma) y la actualidad (Zárate 2005). En cuanto al esquema estratigráfico de la zona de estudio, si bien son variadas las propuestas litoestratigráficas (Ameghino,

1908 y Kraglievich, 1953, 1953, 1959), Zárate (1989) consideró que nos eran válidas, ya que las unidades definidas se apartaban de las recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica Argentino (1992) en cuanto a que no había una diferenciación litológica clara entre las unidades, las mismas se habían definido parcialmente sobre la base de su contenido faunístico y además no eran mapeables a escala 1:25000. Por otra parte, Zárate (1989) efectúa una propuesta aloestratigráfica, que consiste en la división de la sección en unidades limitadas por discontinuidades. Según este autor, las superfi-

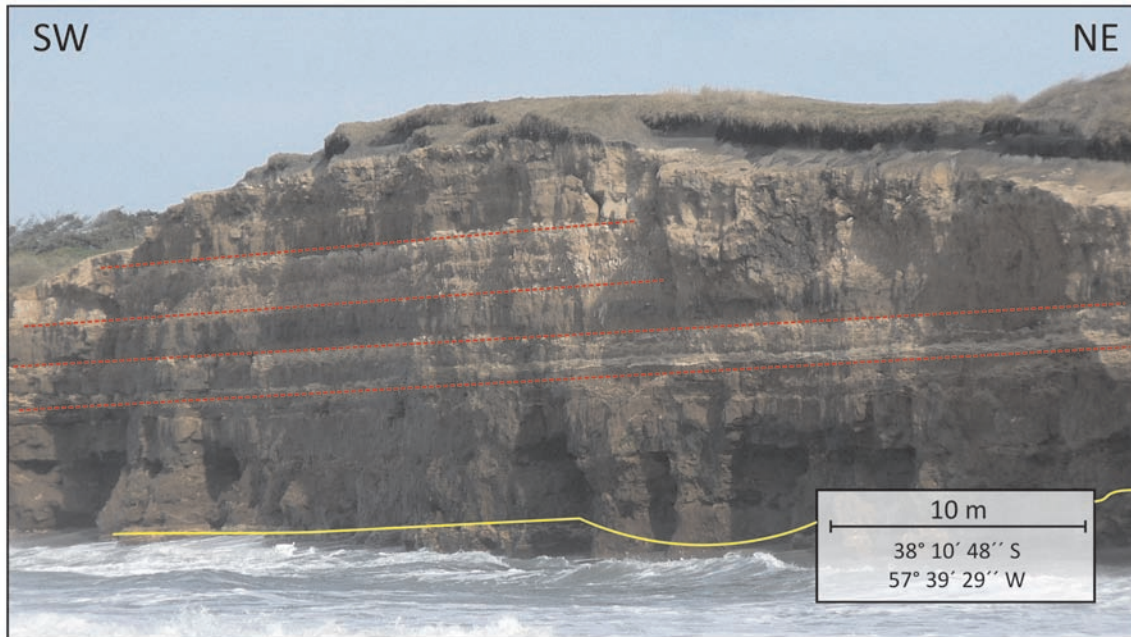


Figura 2: Depósitos de la Aloformación Punta San Andrés. Las líneas punteadas indican el buzamiento (entre 3° y 5° al SW) de los estratos. En su base, la línea plena indica el contacto, de naturaleza erosiva, con la unidad infrayacente, la Aloformación Punta Martínez de Hoz.

cies de erosión (paleocanales) y las de no depositación (paleosuelos y niveles de costras calcáreas) presentan una gran extensión lateral que los hace identificables a lo largo de todo el frente acantilado. Por tal motivo, considera que el uso de discontinuidades como límite de unidades es muy apropiado y es a la vez el que más contribuye a esclarecer el panorama estratigráfico, además de cumplir con el requisito de mapeabilidad a escala 1:25.000.

En dicho marco, la Aloformación Punta San Andrés, definida por Zárate (1989), comprende depósitos plio-pleistocenos que afloran a lo largo de las barrancas costeras entre las ciudades de Mar del Plata y Miramar (Fig. 1b). Está compuesta por aproximadamente 18 metros de rocas sedimentarias de origen fluvial, distal y proximal (Zárate 1989, Beilinson, 2011). Las características geográficas de los afloramientos resultan de excepcional utilidad para el reconocimiento de elementos arquitecturales y por lo tanto representan una buena localidad de estudio para responder al objetivo central de este trabajo que trata de establecer cuál fue la evolución de los sistemas fluviales y su arquitectura durante el Cenozoico tardío y cuáles fueron los posibles controles sobre dicha evolución.

UBICACIÓN REGIONAL Y CARACTERES PRINCIPALES DE LA ALOFORMACIÓN PUNTA SAN ANDRÉS

El área de estudio se encuentra entre los 38° 07' - 38° 16' S y los 57° 31' - 57° 50' O (Fig. 1b). La zona analizada se encuentra en el extremo sudeste de la Provincia Geológica de Tandilia (Fig. 1a), que se caracteriza por un conjunto de sierras y cerros alineados en sentido NO-SE, que abarcan aproximadamente 350 km de largo y un ancho de 60 km en su parte central (Cingolani 2005).

La base de la Aloformación Punta San Andrés corresponde a una superficie de discontinuidad erosiva que trunca las pelitas pliocenas de la Aloformación Punta Martínez de Hoz (Figs. 2, 3) mientras que el techo de la unidad bajo estudio está representado por una superficie de discontinuidad erosiva que la pone en contacto con los depósitos psamíticos del Pleistoceno tardío-Holoceno de la Aloformación Arroyo Lobería (Fig. 3).

La Aloformación Punta San Andrés comprende depósitos del Plioceno y Pleistoceno que se caracterizan por su geometría tabular y granulometría fina (limos loesoides y areniscas finas). Se ven interrumpidos

frecuentemente por el desarrollo de cuerpos lenticulares de areniscas finas a conglomeráticas. Es frecuente también el desarrollo de paleosuelos con características cálcicas y vérticas. Las estructuras biogénicas son abundantes en algunos horizontes, y a veces llegan a obliterar las estructuras primarias. La Aloformación Punta San Andrés es muy rica en restos fósiles de mamíferos (Cione y Tonni, 2005), los cuales han sido la base para el esquema bioestratigráfico del Cenozoico tardío para el sur de América del Sur (Marshall, 1985; Cione y Tonni, 1995).

MATERIALES Y MÉTODOS

Los depósitos de la Aloformación Punta San Andrés tienen una actitud sub-horizontal, con una inclinación entre 3°-5° hacia el SO (Fig. 2). Si bien los afloramientos no superan los 10 metros de potencia, su continuidad a lo largo de 37 km de acantilados costeros permite elaborar una correlación directa entre los diferentes perfiles relevados. De esta manera se logró, mediante la integración de dichos perfiles parciales (relevados a escala de detalle 1:50) (Fig. 1b), un perfil compuesto donde se reflejan los 18 metros de espesor total que tiene la unidad bajo estudio (Fig. 4). El trabajo de campo incluyó también

Cronoestratigrafía		Polaridad magnética	Bioestratigrafía		Aloestratigrafía
Ma	Periodo Epoca		Piso/Edad mamífero Marshall (1985)	Biozona Cione y Tonni (2005)	
0	Cuaternario	Holoceno	Platense	Lagostomus m.	Arroyo Lobería
1			Lujanense	Equus A. neogenus	Punta San Andrés
2	Neogeno	Plioceno	Bonaerense	Megatherium a.	
3			Ensenadense	Mesotherium cristatum	Alomb. medio
			Marplatense	Sanandresense	Ctenomys chapadmalensis
		Vorohuense	Akodon (A.) lorenzinii		
		Barrancalobense	Platygonus scagliai	Punta M. de Hoz	

Figura 3: Cuadro estratigráfico del Cenozoico tardío en la región pampeana. Cronoestratigrafía y polaridad magnética según la Comisión Internacional de Estratigrafía (Walker y Geissman, 2009). C1 y C2 indican los cronos. Secciones en negro indican polaridad normal y secciones en blanco indican polaridad reversa.

CUADRO 1: Esquema de facies sedimentarias identificadas en la Aloformación Punta San Andrés. Modificado del esquema original de facies sedimentarias de Miall (2006).

Facies	Características	Interpretación Elemental
Gg	Conglomerado de guijas y gujarros con gradación normal. Matriz de arenisca mediana a fina. Cuerpos lenticulares o tabulares con base erosiva.	Corriente subácuea, unidireccional, pobremente canalizada.
Gt	Conglomerado de guijas y gujarros con estratificación entrecruzada en artesa. Matriz de arenisca gruesa a mediana.	Migración de dunas 3D; lecho de carga mixta.
St	Arenisca mediana a fina conglomerática con estratificación entrecruzada en artesa (sets de 30 a 50 cm).	Migración de dunas con crestas sinuosas o lingüides (3D).
Sl	Arenisca fina limolítica con laminación paralela o entrecruzada de bajo ángulo. Base irregular, techo plano. Cuerpos tabulares y en cuña. 40 – 60 cm de potencia.	Corrientes mantiformes; alto régimen de flujo.
Sp	Arenisca mediana a fina; limolita arenosa con estratificación entrecruzada planar. Base cóncava, techo plano o cuerpos tabulares de 40-60 cm de potencia.	Migración de dunas transversales (2D).
Sm	Arenisca fina limolítica masiva o con laminación paralela relícto. Cuerpos tabulares de 40-60 cm de potencia.	Decantación, capa plana de bajo régimen de flujo.
Hl	Cuerpos lenticulares de 50 cm de potencia con arreglo heterolítico entre conglomerado fino/arenisca mediana a gruesa o entre arenisca fina/limolita arcilítica. Frecuente deformación sinsedimentaria.	Migración de óndulas 2D; variación periódica en la energía del flujo.
Fm	Arcilitas masivas o con laminación paralela relícto. Cuerpos tabulares de 60-80 cm de potencia.	Decantación desde cuerpos de agua someros.

el muestreo paleontológico e icnológico. A partir de los perfiles realizados se definieron las principales facies sedimentarias y asociaciones de facies. Los paleosuelos reconocidos en la unidad bajo estudio se caracterizaron mediante el estudio macroscópico de los cambios en su estructura, presencia de moteado, nódulos y color. También se determinó el espesor de cada perfil de suelo identificado, el tipo de contactos que presentan, su composición mineralógica, granulometría y grado de bio-

turbación. Su clasificación fue hecha en base a la propuesta de Mack *et al.* (1993) para clasificación de paleosuelos. Como complemento de la descripción macroscópica se realizó un estudio micromorfológico de los diferentes paleosuelos. El análisis de los cortes delgados incluyó observaciones sobre porosidad, microestructura, rasgos pedológicos y sobre la distribución del material pélico en la microfábrica del suelo siguiendo las pautas y terminología de Bullock *et al.* (1985).

Con la información recabada se efectuó la descripción y definición de la arquitectura de los litosomas, y se interpretaron y jerarquizaron las diferentes superficies de discontinuidad observadas. También se evaluó la relación entre los caracteres del registro, el aporte sedimentario y el espacio de acomodación. El análisis de la evolución arquitectural de los litosomas de textura gruesa se realizó a partir de la ubicación de los litosomas en el espacio, la definición de su morfología, las relaciones verticales y laterales con otros tipos de sedimentos, sus dimensiones (ancho/espesor), su continuidad lateral, las facies que lo constituyen y la distribución de las paleocorrientes. Por último, se realizó un estudio sobre los diseños de apilamiento y de interconexión entre los litosomas de textura gruesa (depósitos de relleno de canal).

ARQUITECTURA FLUVIAL

Análisis de facies

En la Aloformación Punta San Andrés se han encontrado desde facies conglomeráticas hasta pelíticas. Las características de estas litofacies y la interpretación de los procesos de acumulación se muestran en la Tabla 1. Las facies psamíticas son predominantes, aunque las facies pelíticas también son comunes. En muchas oportunidades estas últimas contienen horizontes cálcicos de origen pedológico, los que resultan muy útiles al momento de realizar correlaciones entre las diferentes secciones estudiadas ya que muestran una extensión lateral de cientos a miles de metros.

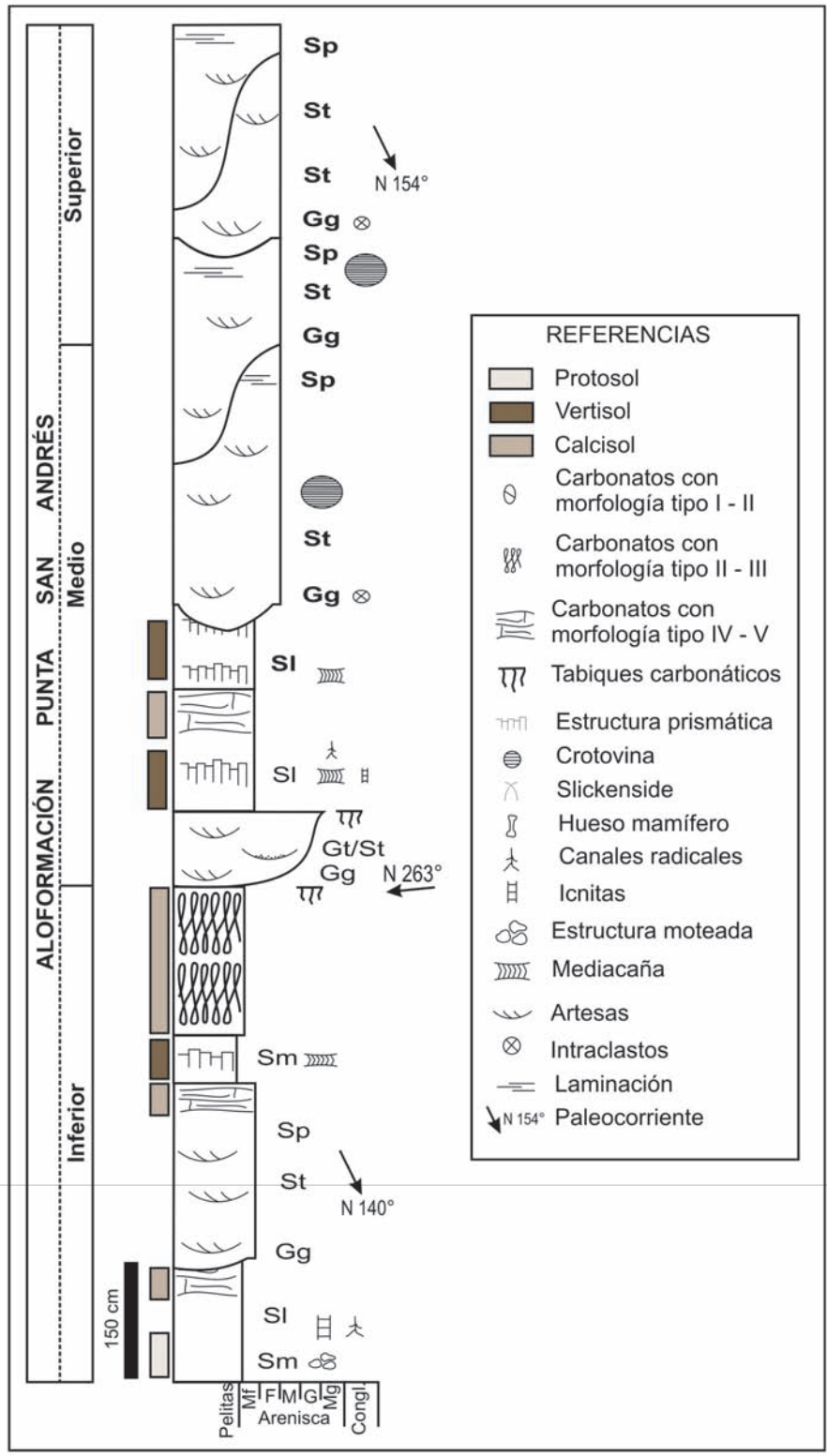


Figura 4: Perfil sedimentológico integrado de detalle de la Aloformación Punta San Andrés. Se señala el emplezamiento de los diferentes tipos de paleosuelos, las facies sedimentarias y la correspondencia con las distintas secciones de la unidad.

Arquitectura fluvial

El análisis de las facies sedimentarias constituyentes de los diferentes litosomas

identificados, así como la relación espacial (tanto lateral como vertical) entre ellas, su geometría interna y externa, la distribu-

ción de paleocorrientes y la naturaleza y jerarquía de las superficies limitantes permiten identificar, para los depósitos bajo estudio, elementos arquitecturales. A su vez, los elementos arquitecturales pueden combinarse para definir los diferentes diseños de sistemas fluviales (Miall 1985, 2006).

En la Aloformación Punta San Andrés se reconocieron dos tipos principales de elementos arquitecturales. El primero corresponde a depósitos de canal, ya sean ellos canales principales o canales secundarios (Fig. 5). El segundo está conformado por los elementos arquitecturales de planicie de inundación, tanto proximal (lóbulos de explayamiento) como distal (cuenca de inundación) (Fig. 5).

Elementos de canal: Si bien este tipo de elemento está presente en todos los afloramientos (Fig. 4), su importancia y desarrollo varía lateral y verticalmente. Para la Aloformación Punta San Andrés se reconocieron diferentes tipos de elementos de canal según su escala y geometría (Fig. 5). *Canales principales:* Se trata de cuerpos tabulares con amalgamación lateral y relleno multiepisdico, de 14 m a más de 90 m de ancho y 1,5 m a 3 m de potencia que están conformados por areniscas conglomeráticas, areniscas medianas a finas, areniscas limolíticas y conjuntos heterolíticos (Cuadro 1). La sucesión comienza con base erosiva (hasta 3 m de erosión), cóncava o irregular a la que se asocian conglomerados de la facies Gg (Fig. 6). Los sets de artesas individuales presentan un espesor variable entre 0,4 y 0,8 m, mientras que el espesor de los *cosets* está entre 1 y 1,5 m. En muchos casos, los límites de cosets están marcados por láminas de conglomerados. Suelen identificarse también superficies de acreción lateral con una estrecha vinculación a depósitos de planicie de inundación. Este tipo de litosoma se desarrolla en las secciones media y superior de la Aloformación Punta San Andrés, principalmente en esta última, donde es casi el único elemento arquitectural presente. Estos cuerpos se interpretan como el relleno de canales complejos (Friend 1983) con relaciones ancho/profundidad entre 15 y 35 que permiten denominarlos co-

Elementos arquitecturales	Geometría/ Constitución interna	Facies/ Tendencias	Ancho/ Profundidad	Observaciones
Canales principales	A 5to orden → ← 6to orden Canales en manto, cosets artesas 1-1,5 m potencia	St Gg	▲ 15-35:1	Canales con amalgamación lateral
	B 5to orden → ← 6to orden	St Gg	▲ 15-35:1	Canales con amalgamación vertical
	C Fajas complejas, entre 1,4 y 2 m de potencia 5to orden → ← 4to orden	Sp St Gg	▲ 7-10:1	Canales sin amalgamación ni superficies de acreción lateral
Canales secundarios	Canales con relleno caótico Fajas simple, relleno caótico 0,88 y 1,5 m de potencia ← 4to orden	St	▭ 1:1	Flujo en masa con alto poder de incisión
	Canales con relleno estratificado en artesa Fajas simple, entre 0,88 y 2 m de potencia ← 4to orden	Sp St	▲ 3-3,5:1	Canales secundarios de drenaje de la planicie de inundación
	Canales con relleno heterolítico Fajas simple, relleno concéntrico entre 0,88 y 1,5 m de potencia ← 4to orden	HI	▲ 2-3:1	Canales de descarga (complejos de avulsión)
Planicie de inundación	Cuenca de inundación 4to orden	SI o Sm	▲ ▲ ▲ ▲	Taenidium isp. Beaconites isp. Castrichnus incolumnis Abundantes raicillas Huesos
	Lóbulo de explayamiento 3er orden → ← 4to orden	SI Gg	▲ ▲ ▲ ▲	Taenidium isp. Beaconites isp. Castrichnus incolumnis Abundantes raicillas y rizoconcreciones Huesos

Figura 5: Esquema de los elementos arquitecturales identificados en la Aloformación Punta San Andrés. La jerarquía de las superficies limitantes se ha efectuado de acuerdo con el criterio establecido por Miall (2006).

mo canales en manto (Friend *et al.* 1979, Friend 1983, Gibling 2006) y que se habrían conformado por amalgamación de cuerpos menores y cuya forma se ha preservado parcialmente. Las paleocorrientes medidas en este elemento arquitectural a partir de los ejes de artesas indican flujos

con una amplia dispersión que varían entre SE y SO, pero con una marcada moda al S-SE (Fig. 6). La superficie basal de este elemento arquitectural fue interpretada como de una jerarquía equivalente al 5º orden de Miall (2006). La interpretación de las facies que confor-

man el elemento arquitectural canal principal indica el predominio de megáondulas tridimensionales generadas por corrientes de agua en canales con carga de fondo arenosa. El espesor de los sets entrecruzados sugiere canales relativamente profundos y fijos (Rust y Gibling 1990). Estos canales

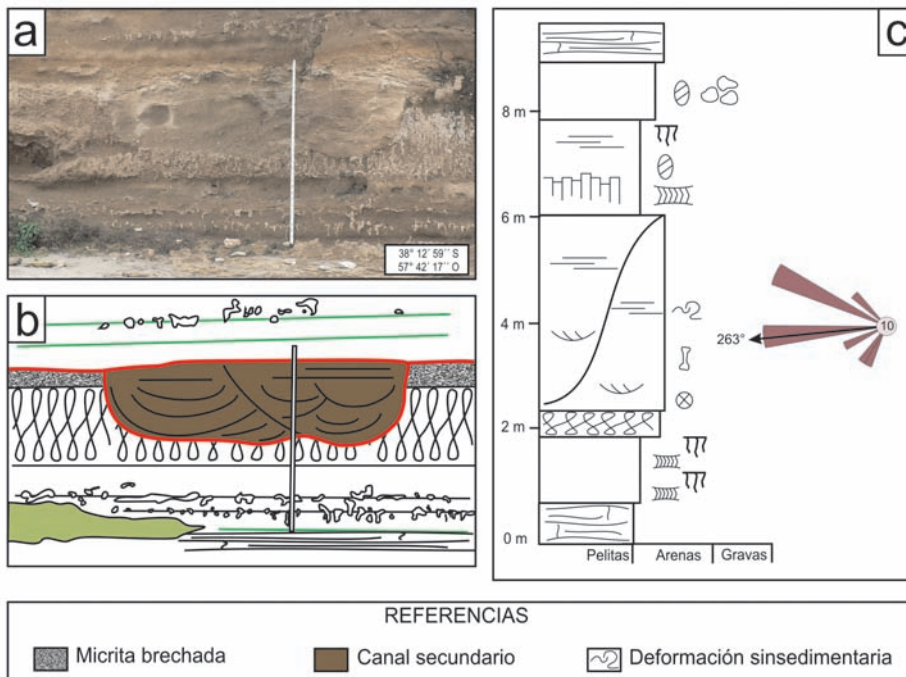


Figura 6: Detalles del elemento arquitectural Canal principal. 1, 2) Fotomosaico e interpretación. 3) Sección medida en el campo correspondiente al perfil 4 en Figura 1.2 y distribución de paleocorrientes. 4, 5 y 6) Fotografías mostrando detalle de las facies que componen el relleno de los canales.

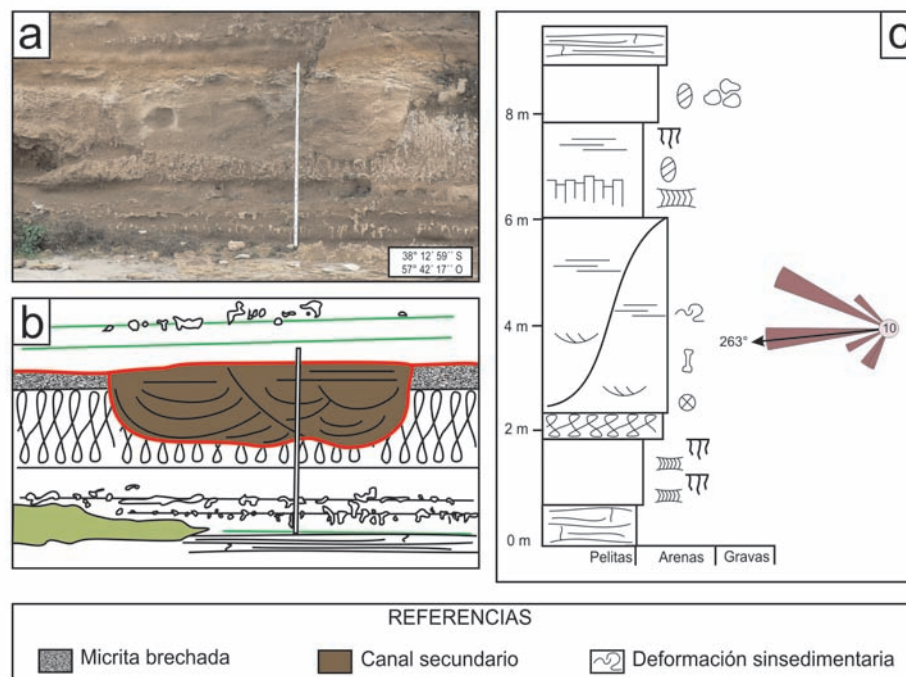


Figura 7: Detalles del elemento arquitectural Canal secundario. 1, 2) Fotomosaico e interpretación. 3) Sección medida en el campo correspondiente al perfil 5 en Figura 1.2 y distribución de paleocorrientes.

en manto se interpretan como el resultado de una sucesión de episodios erosivos alternantes con episodios de transporte y depositación de arena (Muñoz *et al.* 1992) mientras que su geometría indica canales

que variaban su posición y que retrabajaban la planicie de inundación adyacente mediante repetidas avulsiones hacia nuevas posiciones (Nichols y Fisher 2007).

Canales secundarios: Este elemento ar-

quitectural se encuentra representado por cuerpos acanalados simétricos y asimétricos, con base cóncava (superficie de 4^o orden, Miall 2006) y techo plano-convexo (fajas o *ribbons* de Friend *et al.* 1979, Gibling 2006) (Figs. 5 y 7) y presentan una extensión lateral que varía entre 1 y 7 m y 0,88 a 2 m de potencia. Su relación ancho profundidad oscila entre 1 y 3,5. Este tipo de litosoma se encuentra rodeado por depósitos finos de planicie de inundación y se desarrolla mayormente en las secciones inferior y media de la Aloformación Punta San Andrés (Fig. 4). Las paleocorrientes medidas en este elemento arquitectural a partir de los ejes de artesas indican flujos con una dispersión que varía entre O y O-NO (Fig. 7).

El desarrollo de este elemento arquitectural se da dentro de un contexto de depósitos finos, que lo rodean, encerrándolo. Esto permite interpretarlos como el relleno de canales poco móviles con agradación vertical dentro de la planicie de inundación (Ghosh *et al.* 2006, Fisher *et al.* 2007). Se interpreta que la potencia y la geometría de los canales así como su poca posibilidad de migración lateral se vieron fuertemente influidas por el alto grado de cohesividad del material sobre el que se desarrollaron, es decir, por el control litológico sobre los márgenes de los canales (Gibling 2006).

Depósitos de planicie de inundación: Para el caso de los depósitos de la Aloformación Punta San Andrés, se pudieron diferenciar dos tipos principales de elementos arquitecturales de planicie de inundación (Fig. 5). Si bien este sistema de acumulación está presente en todos los afloramientos, su importancia y desarrollo varía verticalmente.

Lóbulos de explayamiento: Constituidos por areniscas finas a medianas y areniscas limolíticas (Cuadro 1), estos cuerpos con geometría en cuña, de base plana a irregular y techo plano/convexo y neto, presentan una extensión de más de 1 km y hasta 2 m de potencia. Sus márgenes pasan gradualmente a depósitos de planicie de inundación con desarrollo de paleosuelos, usualmente protosoles y vertisoles (Fig. 8), mientras que pueden aparecer cortados

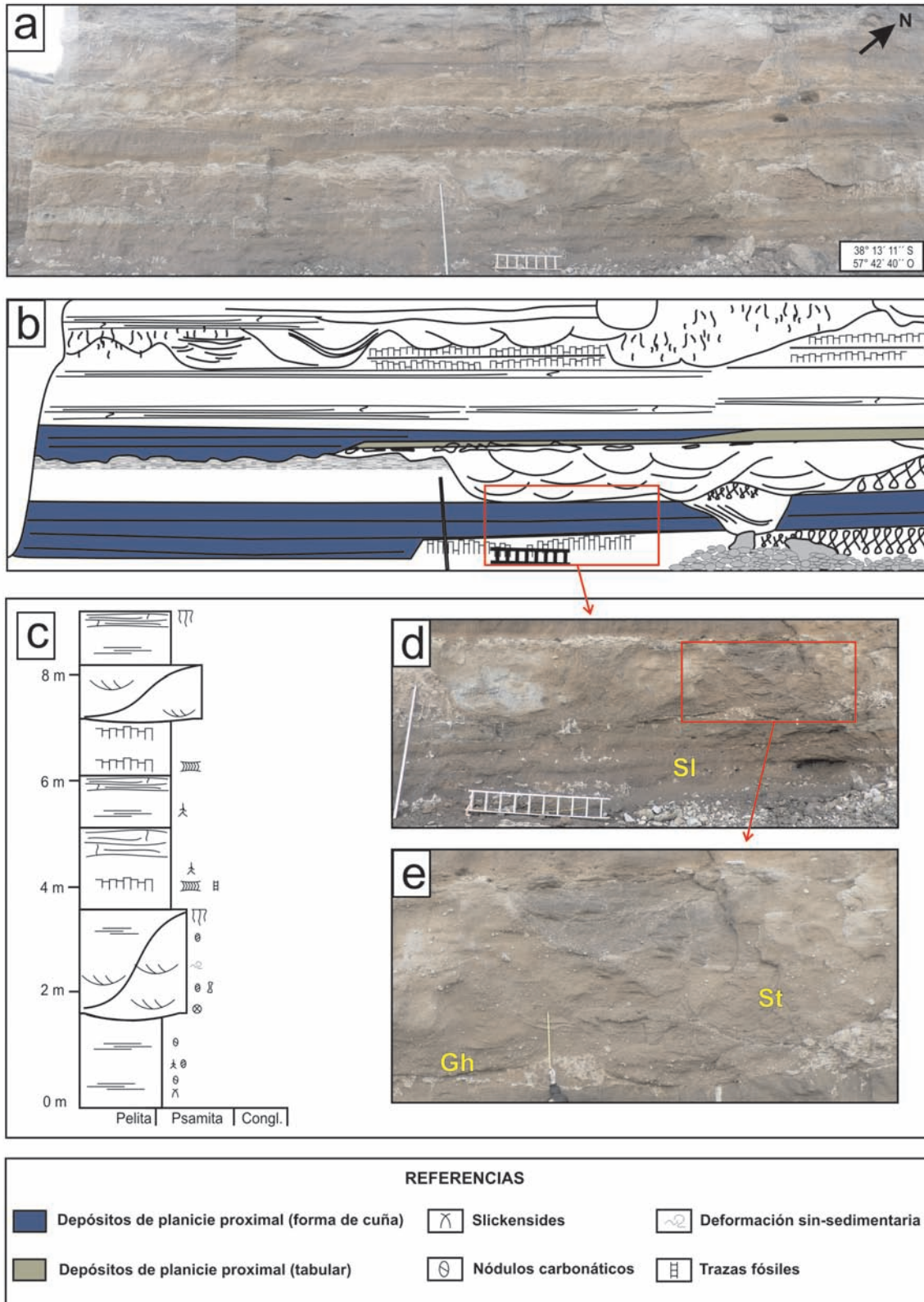


Figura 8: Detalles de los elementos arquitecturales de Planicie de inundación. 1, 2) Fotosaico e interpretación de depósitos proximales con geometría en cuña y su relación con las facies circundantes. 3) Sección medida en el campo correspondiente al perfil 6 en Figura 1.2. 4, 5) Fotografías mostrando detalle de las facies sedimentarias constituyentes.

por cuerpos canaliformes. Se observa una tendencia granocreciente entre los distintos estratos que conforman estos cuerpos, interpretados como pulsos de sedimentación

(Smith y Pérez-Arlucea, 2008). Todas estas características llevan a interpretar a estos depósitos como la progradación de un lóbulo de explayamiento en una planicie

aluvial (Smith *et al.* 1989, Davies-Vollum y Kraus 2001, Miall 2006). La jerarquía de las superficies limitantes del techo se establece como equivalente al 4º orden

de Miall (2006).

Una de las características de estos depósitos de lóbulos de explayamiento es el desarrollo incipiente de paleosuelos vérticos y la aparición de restos vegetales y animales así como de bioturbaciones (*Taenidium serpentinum*, *Beaconites coronus*, *Castrichnus incolumnis*, marcas de raíces y canales radicales, rizoconcreciones). Los rasgos pedogenéticos pobremente desarrollados en estos complejos, así como la presencia de paleosuelos con mayor grado de desarrollo relativo en los depósitos de planicie de inundación que los rodean, representan un contraste significativo entre depósitos relacionados con una alta tasa de acumulación (lóbulo de explayamiento) y depósitos relacionados con una tasa baja de acumulación (cuenca de inundación). Los lóbulos habrían estado activos durante períodos de crecidas y abandonados en períodos de bajante cuando la sedimentación por suspensión dominaba en las zonas más distales de la planicie (Bridge 2003, Ghosh *et al.*, 2006). La repetición de estas crecidas en un mismo lugar habría generado la agradación y progradación de los lóbulos (Ghosh *et al.* 2006).

Los lóbulos de explayamiento, así como los canales de descarga, son importantes elementos dentro del ambiente fluvial, ya que su formación suele conllevar el desplazamiento de los canales principales a nuevos sectores de la planicie de inundación, es decir, a la avulsión de los mismos (Smith *et al.* 1989, Miall 2006).

Cuenca de inundación: Los depósitos de cuenca de inundación están caracterizados por cuerpos tabulares, de gran extensión lateral (cientos a miles de metros) y con una potencia que varía entre 0,8 y 2 m. Suelen encontrarse intensamente pedogenizados, siendo la carbonatación el principal proceso. La naturaleza de sus superficies limitantes permiten asignarles una jerarquía equivalente al 4° orden de Miall (2006) e internamente se distinguen superficies planas, paralelas al techo y a la base, a las que se les asigna una jerarquía equivalente al 3° orden de Miall (2006).

En el contexto de una cuenca de inundación, los sedimentos permanecen expuestos a la intemperie durante los períodos

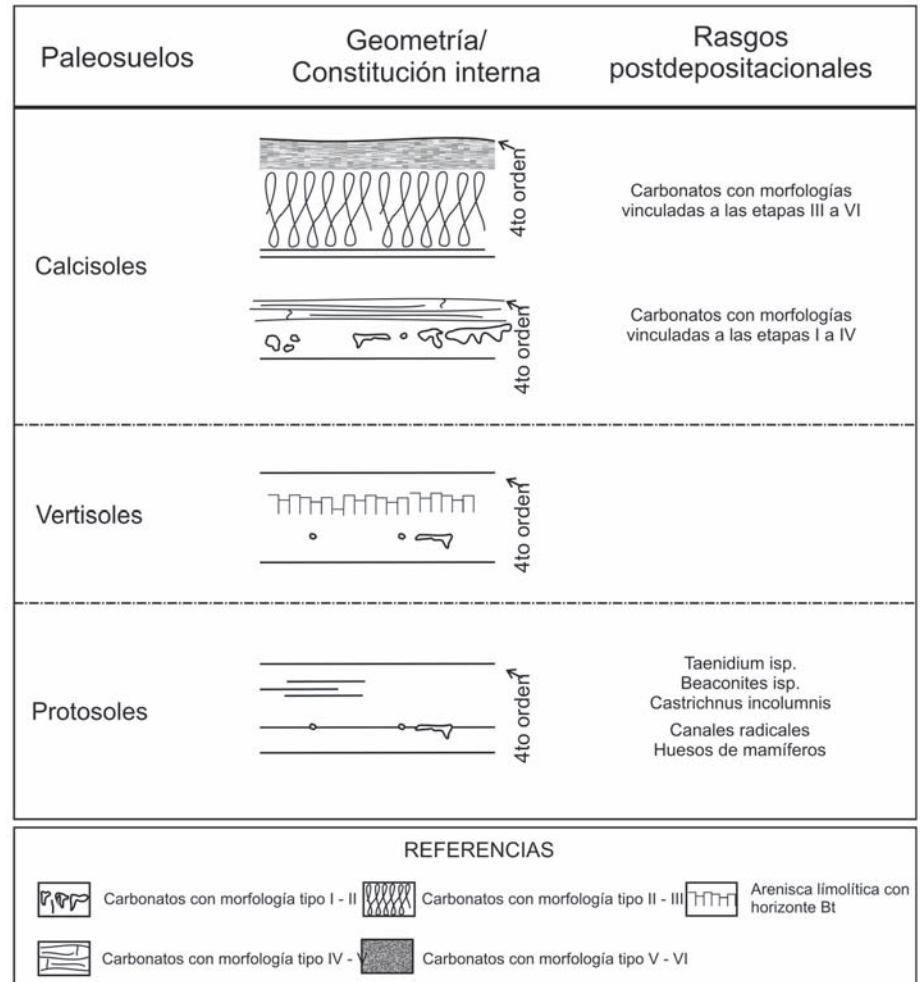


Figura 9: Esquema de los paleosuelos identificados en la Aloformación Punta San Andrés. La jerarquía de las superficies limitantes se ha efectuado de acuerdo con el criterio establecido por Miall (2006).

entre crecidas. Durante estos lapsos, actúan sobre ellos procesos de meteorización y pedogénesis. Para los depósitos de planicie de inundación distal de la Aloformación Punta San Andrés, los paleosuelos identificados son calcisoles y vertisoles. Dentro de este grupo quedan comprendidos todos aquellos depósitos finos que se formaron como consecuencia de decantación desde cuerpos de agua intermitentes y periódicos, producto de eventos de crecidas y desbordes de los canales fluviales.

Paleosuelos

Tal como indicaran Teruggi *et al.* (1974) y Zárate (1989), los paleosuelos representan un rasgo característico de los depósitos cenozoicos que afloran en la zona de estudio y permiten la correlación entre perfiles distanciados varios cientos de metros

y hasta kilómetros. En base a los procesos pedológicos identificados se pudieron reconocer tres tipos básicos de paleosuelos: calcisoles, vertisoles y protosoles (Fig. 9).

Calcisoles: De acuerdo al grado de desarrollo relativo de los horizontes cálcicos, en los depósitos de la Aloformación Punta San Andrés se pueden diferenciar dos grupos de calcisoles. El primero incluye paleosuelos con buen desarrollo del perfil edáfico, pudiéndose encontrar la secuencia completa de estados morfológicos propuestos en 1985 por Machette (II, III, IV, V y VI; Fig. 10) o, en su defecto, sólo las morfologías más desarrolladas (estados IV, V y VI; Fig. 10). Es característico que el techo de estos estratos esté representado por una superficie erosiva y con rasgos de disolución.

El segundo grupo incluye paleosuelos en

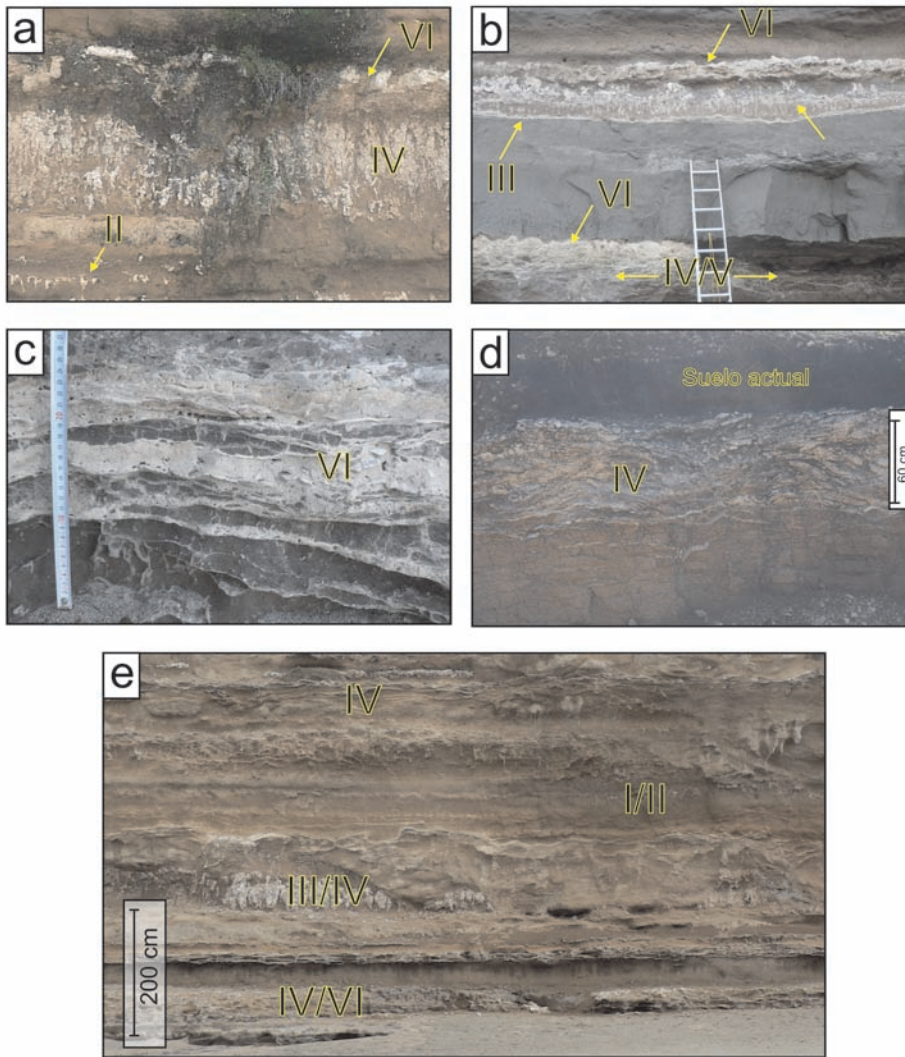


Figura 10: . Perfiles con diferente grado de desarrollo de calcisoles. 1, 2, 3) Perfiles con alto grado de desarrollo evidenciado por la presencia de morfologías IV, V y VI de Machette (1985). 4) Calcisol vértico: la presencia de antifórmas dentro del perfil se interpreta como vinculado a un alto contenido de argilo-minerales pedogenéticos. 5) Calcisoles con perfiles de suelo poco desarrollados: morfologías I a IV de Machette (1985).

los que la participación de los horizontes cálcicos también es importante, pero sólo se encuentran morfologías complejas, resultado de la coalescencia de nódulos (estados II o III de Machette 1985) y eventualmente el desarrollo de nódulos carbonáticos individuales, rodeados de material hospedante (estados I o II de Machette, 1985).

A pesar del gran uso que se hace de los términos “calcreta”, “caliche” y demás sinónimos en la bibliografía especializada, ninguno de ellos cuenta a la hora de definir el orden de un suelo si nos atenemos a la Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff 1990). Para compensar este faltante, en

su clasificación de paleosuelos Mack *et al.* (1993) proponen el Orden Calcisol, el cual queda representado por cualquier paleosuelo en el cual el rasgo pedológico principal es la presencia de un horizonte cálcico. Dicho esto, el presente paleosuelo puede clasificarse entonces como un calcisol.

Vertisoles: Estos paleosuelos se caracterizan por la presencia de rasgos vérticos tales como *slickensides*, grietas de desecación y acumulación de material argílico iluviado (Figs. 10a a 11c) en cuerpos tabulares de arcilitas masivas (facies Fm) y areniscas limolíticas (facies Sl). Es frecuente encontrar también nódulos carbonáticos (Fig. 11d).

Si bien la presencia de carbonato en estos paleosuelos indica condiciones climáticas secas, la abundancia de impregnaciones y nódulos de Fe y Mn (Fig. 11e) es evidencia de que al menos durante algunos lapsos prevalecieron condiciones más húmedas (Demko *et al.* 2004). Cabe señalar, sin embargo, que los nódulos de Fe y Mn pueden haber correspondido a un período de menor temperatura y por lo tanto de menor evaporación y más agua disponible en el perfil, lo que se traduce en una situación compleja que no necesariamente está ligada a aumento de precipitaciones (Zárate, *com. pers.*). Al mismo tiempo, la presencia de rasgos vérticos formados por la contracción y expansión de las arcillas expansivas presentes en el suelo es una buena evidencia de fluctuaciones en las condiciones de humedad del suelo que se pueden interpretar como el resultado de estacionalidad en las precipitaciones (estación seca y estación de lluvias; Retallack 2001, Demko *et al.* 2004).

Aunque el desarrollo de los rasgos pedogenéticos implica una relativa madurez del perfil de suelo, la abundancia de los mismos varía entre escasa y moderada. Debido a esto, la superficie limitante de estos cuerpos se determinaría como de 4to orden, tal como sugiriera Miall (2006) para los paleosuelos inmaduros.

Protosoles: Estos paleosuelos se identificaron en areniscas finas a medianas y areniscas limolíticas pertenecientes a las facies depositacionales Sl y Sm, y se caracterizan por la presencia de icnofósiles (Fig. 11f) tales como *Taenidium serpentinum* (Heer, 1877), *Beaconites coronus* (Frey y Fagerstrom, 1984) y *Castrichnus incolumnis* (Verde *et al.* 2007). Es frecuente encontrar hospedados en estos paleosuelos nódulos carbonáticos.

En los sectores de una planicie de inundación cercanos a los canales fluviales, donde se desarrollan los lóbulos de explayamiento vinculados a crecidas excepcionales, los suelos que se desarrollan suelen ser inmaduros y bien drenados debido a la frecuencia de las inundaciones y a que suelen ser sectores relativamente más elevados que el resto de la planicie de inundación (Kraus 1987, Smith *et al.* 1989,

Davies-Vollum y Kraus 2001). Estas son las condiciones que se infieren para el paleosuelo en análisis, gracias a la presencia de los icnofósiles reconocidos, todos ellos vinculados a la actividad de lombrices (Verde *et al.* 2007, Beilinson, 2011). La vinculación lateral entre estos paleosuelos y los de lóbulo de explayamiento puede verse en los afloramientos de la Aloformación Punta San Andrés con asiduidad.

Dentro de la clasificación de paleosuelos de Mack *et al.* (1993), los paleosuelos descritos podrían considerarse Protosoles y la presencia esporádica de nódulos carbonáticos, de probada génesis pedológica, permitiría adjetivarlo como Protosol cálcico.

EVOLUCIÓN DE LA ARQUITECTURA FLUVIAL Y SISTEMAS DEPOSITACIONALES

Sistema fluvial de baja sinuosidad

Este sistema depositacional está representado en el Alomiembro Inferior de la Aloformación Punta San Andrés (Figs. 2 y 3) y está caracterizado principalmente por los elementos arquitecturales de planicie de inundación, tanto de lóbulo de explayamiento como de cuenca de inundación. La participación de los elementos arquitecturales vinculados a depósitos de canal es muy limitada, habiéndose identificado pocos cuerpos, asignados tanto al elemento Canales principales como al elemento Canales secundarios. La alta proporción de los depósitos finos de planicie de inundación en comparación con los de relleno de canal hace que los mismos se encuentren aislados y rodeados por material pelítico y psamítico muy fino.

Es característico de este sistema un importante desarrollo de perfiles de paleosuelos. Los calcisoles son aquellos mejor representados (más abundantes), y sus perfiles de suelo muestran la secuencia casi completa de estadios morfológicos propuestos por Machette (1985). Se observa también el desarrollo de protosoles sobre depósitos que fueran primariamente acumulados como parte de lóbulos de explayamiento. La participación de vertisoles

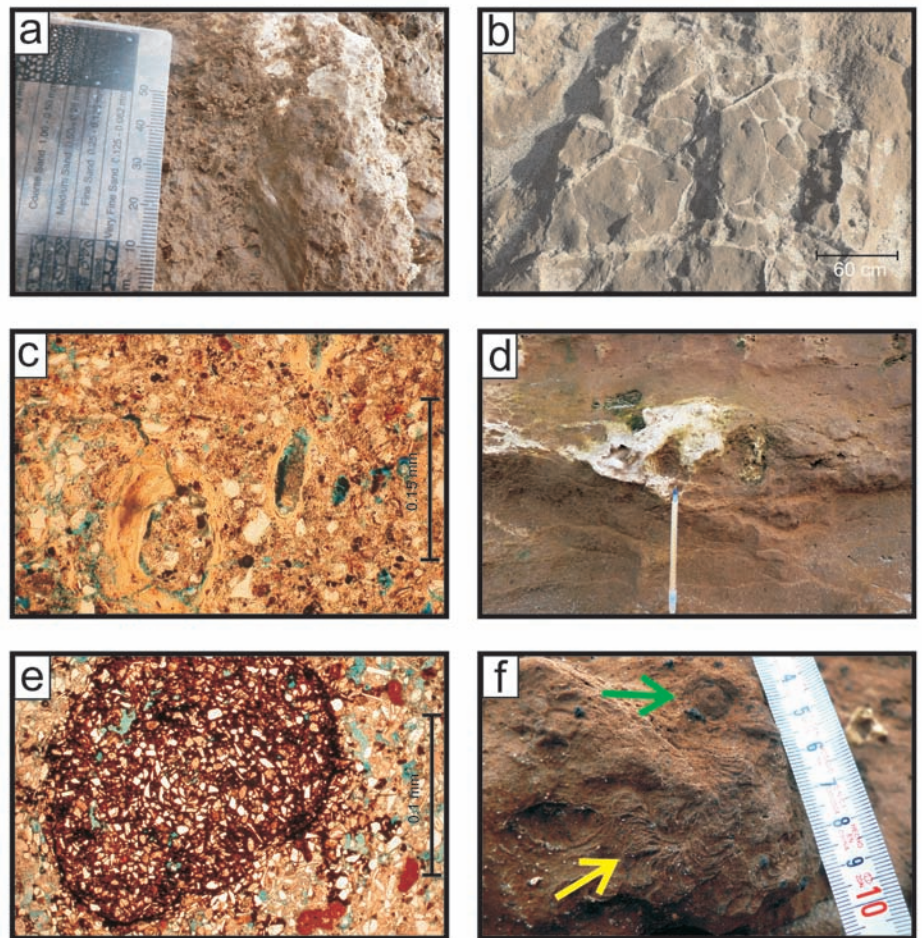


Figura 11: Ejemplos de los principales rasgos pedológicos en los vertisoles. 1) *Slickensides*. 2) Grietas de desecación. 3) Microfotografía: evidencia de actividad de raíces. Canales micro y mesoscópicos con pátinas e hipo-pátinas de arcilla. 4) Nódulo carbonático. 5) Microfotografía: nódulo fuertemente impregnado de Fe (0.2 – 0.5 mm de diámetro). 6) Trazas fósiles identificadas como *Taenidium serpentinum* y *Castrichnus incolumnis*.

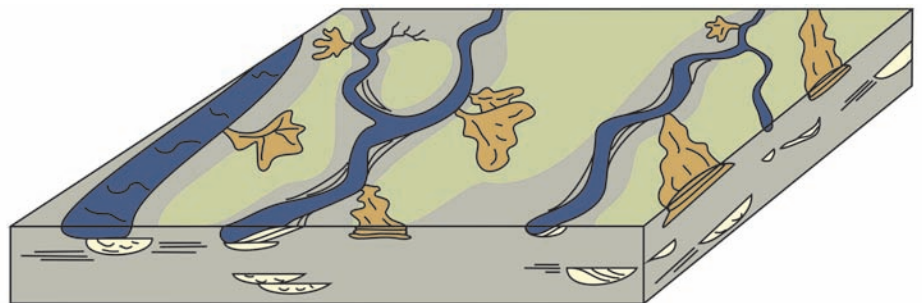


Figura 12: Modelo conceptual propuesto para el sistema fluvial de baja sinuosidad (Tomado de Ghosh *et al.*, 2006).

es realmente baja.

La alta participación de depósitos de planicie de inundación en detrimento de los depósitos de canal caracteriza a los ríos de carga fina, de baja sinuosidad, incluyendo a los anastomosados (Smith y Smith 1980) y a los *anabranching* (Nanson y Knighton,

1996). Muchos ejemplos de este tipo de sistemas fluviales de baja sinuosidad han sido caracterizados con bajos gradientes y por canales con bajo poder erosivo y relaciones ancho/profundidad bajas (Miall 2006). Asimismo, los canales suelen estar aislados y rodeados por depósitos de pla-

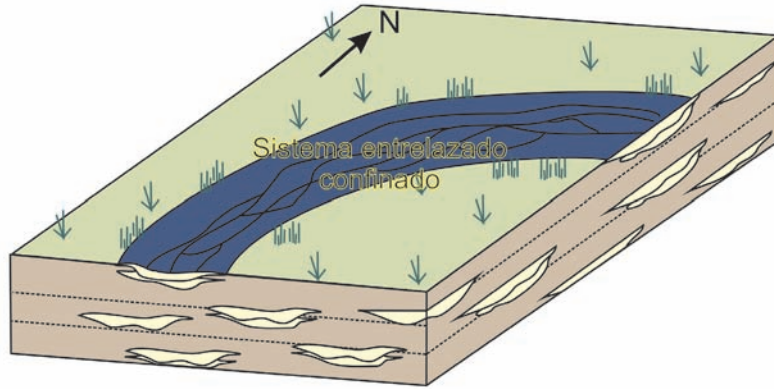


Figura 13: Modelo conceptual propuesto para el sistema fluvial entrelazado confinado (Bentham *et al.*, 1993).

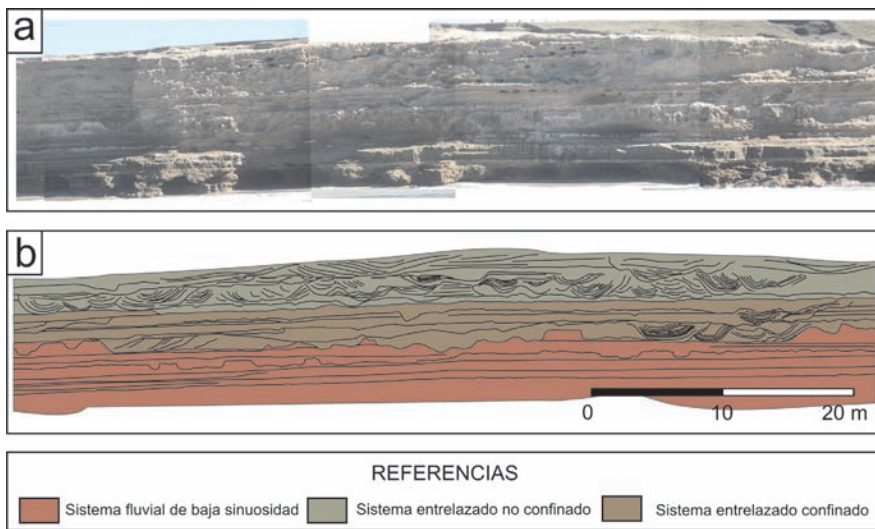


Figura 14: Fotomosaico e interpretación de los depósitos correspondientes al sistema deposicional entrelazado no confinado. Se destaca el desarrollo extensivo de canales principales cuya amalgamación lateral y vertical le brinda al conjunto una geometría tabular.

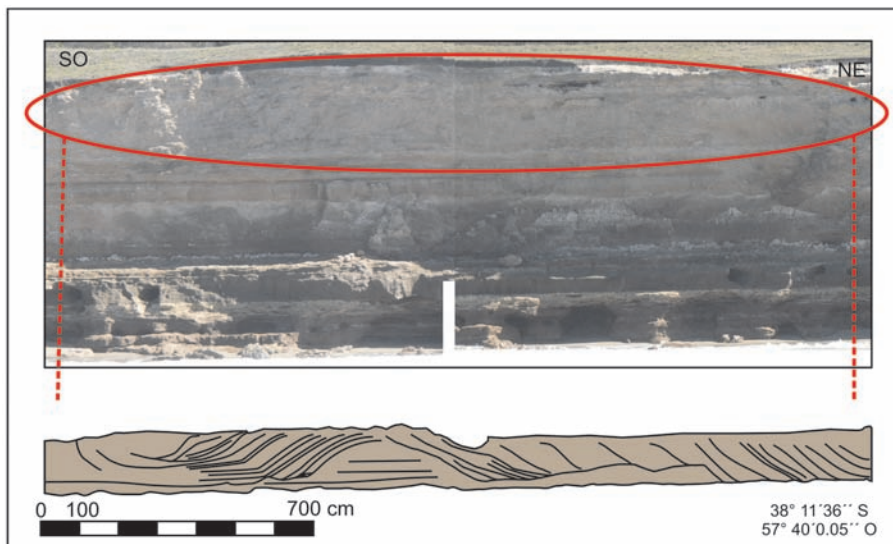


Figura 15: Fotomosaico e interpretación de una sección del sistema entrelazado no confinado donde se aprecia el desarrollo de barras centrales y laterales con sets de estratos inclinados de gran escala.

nicie de inundación.

Para el caso de los depósitos del Alo-
miembro Inferior de la Aloformación
Punta San Andrés (Fig. 3), la geometría
de numerosos cuerpos canaliformes con
una baja relación ancho/profundidad ro-
deados por depósitos finos de planicie de
inundación concuerda con el modelo de
canales fijos que caracteriza a los siste-
mas de baja sinuosidad (Fig. 12; Nanson
y Knighton 1996, Sinha *et al.* 2005, Miall
2006) así como también la presencia de
lóbulos de explayamiento y de canales de
descarga conformando extensos mantos
de arenisca con superficies internas de
erosión (Miall 2006).

La depositación desde los cursos perma-
nentes del sistema de acumulación aquí
descrito se habría dado en circunstancias
donde, debido a la paleopendiente (entre
3° y 5°), el clima fluctuante y el diseño de
la red de drenaje (cursos de bajo orden), el
~~sedimento conformó~~ grandes planicies de
inundación surcadas por eventuales cana-
les, de baja sinuosidad y de corta vida, aso-
ciados a eventos de crecidas o tormentas
puntuales.

Sistema fluvial entrelazado confinado

Este sistema deposicional está repre-
sentado por el Alo miembro Medio de la
Aloformación Punta San Andrés (Fig. 3)
y está caracterizado por los elementos
arquitecturales de planicie de inundación
~~(mayormente lóbulos de explayamiento)~~
y de relleno de canal. La participación de
estos últimos adquiere mayor relevancia
que en el sistema deposicional de baja
sinuosidad, habiéndose identificado ma-
yormente cuerpos asignados al elemento
Canales principales y en menor medida a
los Canales secundarios. Debido a esto,
hay sectores donde predominan las geo-
metrías tabulares de planicie de inunda-
ción y otros donde lo hacen las geometrías
canaliformes, reflejando la permanencia
en el tiempo de sectores preferencialmen-
te incididos.

Con respecto a los paleosuelos desarrolla-
dos en los depósitos de cuenca de inunda-
ción, cuando se comparan con aquellos
del sistema fluvial que lo subyace, se ad-
vierte una tendencia hacia paleosuelos con

menor presencia de carbonatos pedogénicos y mayor desarrollo de rasgos vérticos, de hecho, los paleosuelos identificados se clasificaron como vertisoles y calcisoles vérticos con perfiles poco desarrollados. Otra observación interesante es que las planicies de inundación del sistema entrelazado confinado son de granulometría más gruesa (arenisca mediana) y están mucho más disectadas por canales que las del sistema de baja sinuosidad. Por su parte, los canales son más complejos (en cuanto a su geometría y relleno) que aquellos desarrollados en las planicies de inundación del sistema de baja sinuosidad.

La concepción generalizada de los sistemas fluviales entrelazados como sistemas donde predominan los depósitos de relleno de canal en detrimento de los de planicie de inundación, comenzó a cambiar a partir de los trabajos de Reynolds (1980), Mack y Seager (1990), Mack y James (1993) y Bentham *et al.* (1993) entre otros, quienes propusieron la existencia de sistemas entrelazados dominados por la preservación de los depósitos finos, a los cuales denominaron “confinados”.

El estudio de la sección completa, incluyendo los depósitos finos de planicie de inundación, de los sistemas fluviales que se identifican en el Alomiembro Medio de la Aloformación Punta San Andrés se ajustan al modelo propuesto por Bentham *et al.* (1993) para sistemas entrelazados confinados (Fig. 13), donde los canales individuales de diseño entrelazado quedan completamente rodeados por sedimentos finos de planicie de inundación (Fig. 13). Vale decir, que en este tipo de sistema los límites de los canales no son las paredes de los valles —que en el caso que nos ocupa no se desarrollan— sino los depósitos de las planicies de inundación que a su vez son ocupadas por los canales.

Sistema fluvial entrelazado no confinado

Los depósitos que conforman el sistema depositacional entrelazado no confinado caracterizan al Alomiembro Superior de la Aloformación Punta San Andrés (Fig. 3) y se destacan por el desarrollo extensivo de canales principales (Fig. 14). La exten-

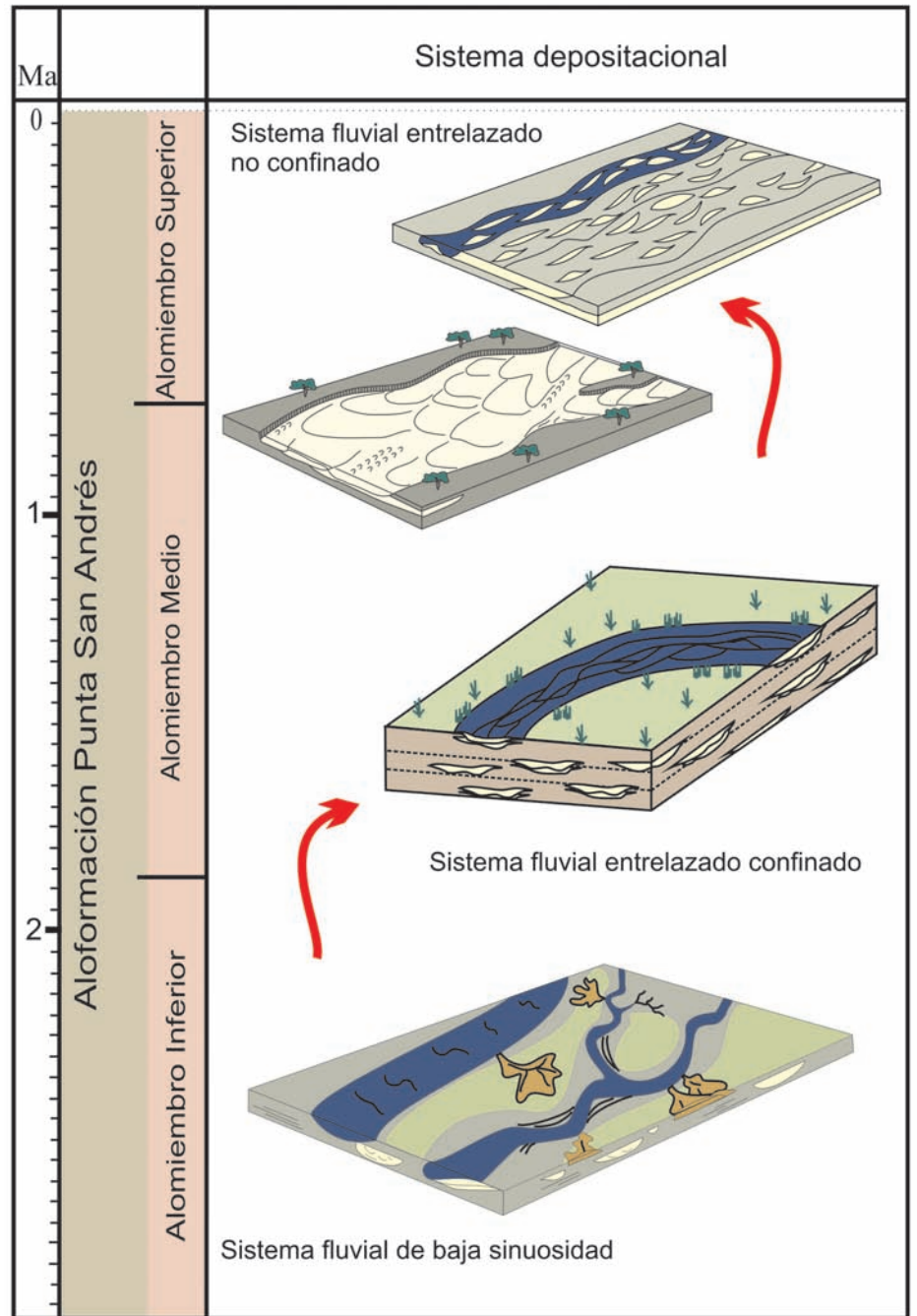


Figura 16: Esquema donde se muestra la evolución de los sistemas depositacionales de la Aloformación Punta San Andrés, desde el fluvial de baja sinuosidad hasta el entrelazado no confinado.

sión lateral de dichos litosomas supera en ciertos casos la centena de metros, mientras que su espesor nunca es mayor a los 8 metros, lo cual le brinda una geometría tabular.

Los litosomas bajo estudio se generaron en cursos de agua de relativa alta descarga y disponibilidad de sedimentos. Entre los procesos que acumularon dichos depósitos, predominaron los flujos diluidos,

cuyas barras (Fig. 15) reflejan las fluctuaciones cíclicas en la descarga.

La sección inferior del sistema entrelazado no confinado aquí propuesto presenta características de canales poco profundos (Miall 2006), los cuales se caracterizan por la presencia de extensos campos de dunas tridimensionales que se desarrollan dentro de canales amplios y que ocupan gran parte de la planicie de inundación

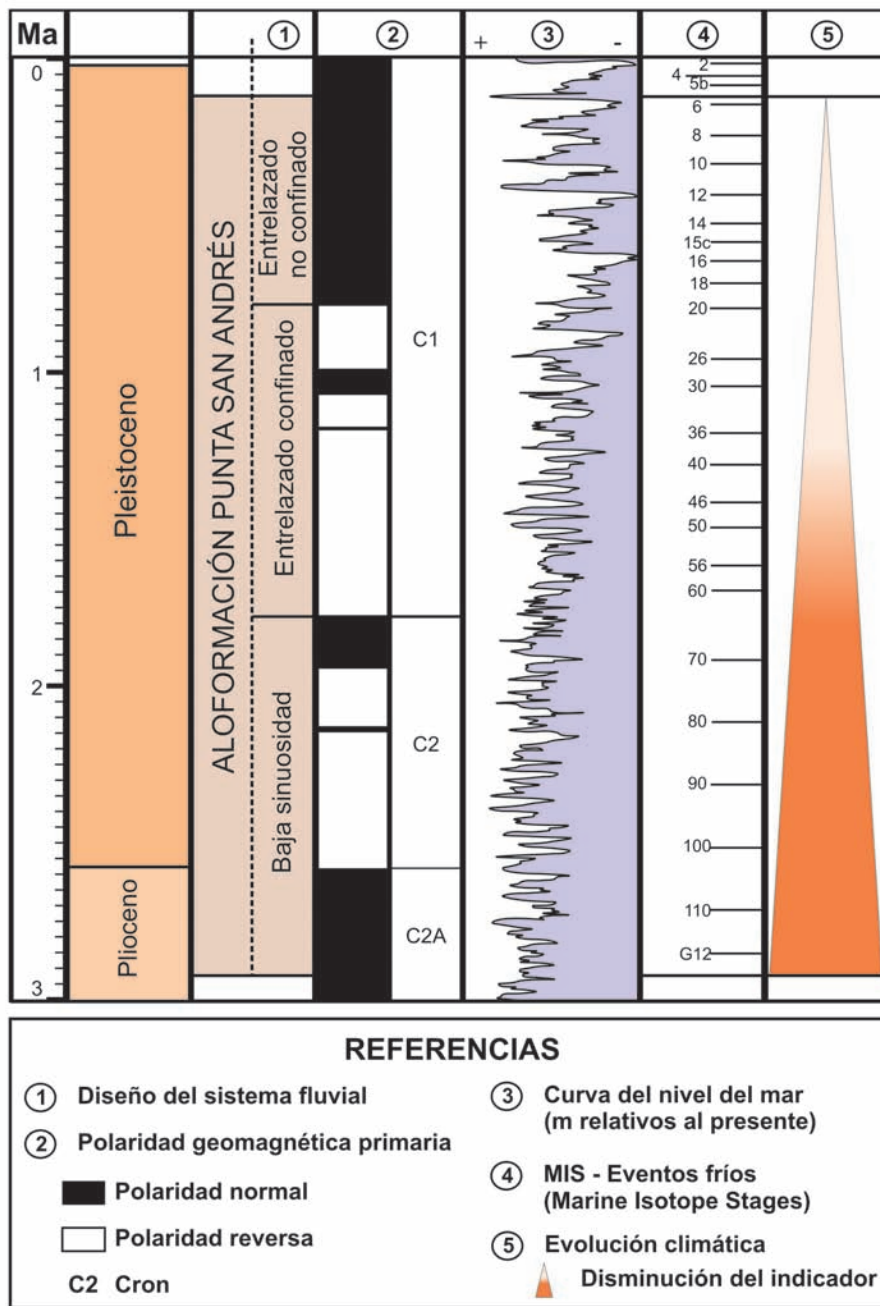


Figura 17: Esquema conceptual sobre la evolución de la Aloformación Punta San Andrés. 1) Sistemas depositacionales identificados. 2) Polaridad geomagnética primaria según la Comisión Internacional de Estratigrafía (Walker y Geissman, 2009). 3) Curva de alta resolución de variaciones en el nivel del mar (relativo al presente) de Miller *et al.* 2005. 4) Pisos Isotópicos Marinos (MIS: Marine Isotope Stages) relacionados a eventos fríos para el Océano Atlántico (Crowhurst, 2002). 5) Ciclo de desmejoramiento climático hacia condiciones más áridas y frías y una disminución en la tasa de acomodación (Nabel *et al.*, 2002; Zárate, 2007).

(Fig. 16). Como resultado, los depósitos finos de planicie no suelen estar muy representados en las facies que se preservan. Internamente, los campos de dunas están conformados por grandes sets de artesas. En la sección superior, los depósitos vin-

culados a los canales principales del sistema entrelazado no confinado se amalgaman verticalmente, generando fajas de canales con una potencia aproximada de 6 a 8 metros. En este sistema la proporción de depósitos de canales con respecto a los

de planicie de inundación es tan elevada, que ciertos tramos del afloramiento se encuentran representados únicamente por facies canaliformes. Este pase a canales entrelazados de mayor potencia hace pensar en un tipo de río más profundo que aquel que conforma los campos de dunas tridimensionales subcúeas descritas para la sección inferior de este sistema.

Todas estas consideraciones llevan a pensar que, si bien el Alomiembro Superior de la Aloformación Punta San Andrés se interpreta en su totalidad como un sistema depositacional entrelazado no confinado, las condiciones de acumulación y relativo confinamiento dentro de depósitos de planicie de inundación –no dentro de valles como son las descripciones clásicas- variaron a lo largo de su evolución. En una etapa temprana, representada por las areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesas, el proceso principal fue la avulsión (Rust y Gibling 1990) y por lo tanto se desarrollaron co-sets de artesas amalgamadas conformando lo que Bentham *et al.* (1993) denominan campo de dunas o planicie entrelazada. Este hecho refleja condiciones relativas de menor acomodación y mayor confinamiento (Rust y Gibling 1990). La avulsión no permite el desarrollo de una secuencia típica de abandono de canal.

Por otra parte, el relleno de los canales principales de la etapa final representarían canales entrelazados de mayor profundidad, caracterizados por el desarrollo de relleno que muestra sucesivas etapas de abandono, con desarrollo de areniscas con estratificación entrecruzada en artesas (St), planar (Sp) y en algunos casos areniscas masivas (Sm). Esto reflejaría condiciones relativas de mayor acomodación, amalgamación vertical de los rellenos de canales y menor grado de confinamiento.

CONSIDERACIONES FINALES

Cuando se analiza en conjunto la Aloformación Punta San Andrés se puede observar una tendencia generalizada hacia un aumento en el tamaño de grano de los depósitos, así como un cambio de esca-

la en los canales y las fajas de canales que se desarrollan (Fig. 16). Desde este punto de vista, el sistema depositacional de baja sinuosidad se caracteriza por la gran preservación de depósitos limosos de planicie de inundación en comparación con aquellos elementos de relleno de canales, los cuales tienen una geometría en cinta, son simétricos y poseen un bajo grado de interconexión. El sistema entrelazado confinado representa el paso a un sistema de canales más vinculados entre sí, con un grado de interconexión mayor, donde los elementos arquitecturales de relleno de canales principales comienzan a jugar un rol más importante en el registro sedimentario en detrimento de los elementos arquitecturales de planicie de inundación. Por último, la instalación del sistema entrelazado no confinado marca el dominio de depósitos de relleno de canal, los cuales muestran inicialmente un arreglo con predominancia de acreción lateral para luego desarrollar una fuerte componente de agradación vertical.

Modelo de evolución paleoclimática y paleoambiental propuesto para la Aloformación Punta San Andrés

Durante la acumulación de la Aloformación Punta San Andrés, la glacioeustacia en asociación con el clima condicionaron directamente el balance entre la tasa de generación de espacio de acomodación y el aporte sedimentario (Beilinson 2011). Sin embargo, el análisis comparativo de los diversos índices e indicadores (arquitectura fluvial, paleosuelos, etc.) ha mostrado una variabilidad manifiesta para los sistemas bajo estudio la cual puede asignarse a diferentes jerarquías de procesos.

Las áreas de aporte proveyeron abundante material a la cuenca en forma continua. El clima, si bien estacional, con su cambio gradual hacia condiciones frías y secas en el Pleistoceno superior (Nabel *et al.* 2000, Kemp *et al.* 2006, Zárate 2007, Rabassa y Coronato 2009) condicionó sobremanera el desarrollo de paleosuelos en las planicies de inundación y el establecimiento de sistemas fluviales con diversos diseños de drenaje.

Durante la depositación del sistema flu-

vial de baja sinuosidad, el clima mostró variaciones cíclicas de alta frecuencia que llevaron al desarrollo de vertisoles y calcsuelos en los depósitos de planicie de inundación. El desarrollo de calcsuelos está vinculado con períodos de precipitaciones anuales bajas, cuando la evaporación dominaba el medio. Este tipo de paleosuelo presentaría buenas condiciones de drenaje, en el sentido que no hubo lugar para encharcamientos o saturación del suelo. Por otro lado, los vertisoles, presentan rasgos asignables a considerable humedad en el suelo, como el desarrollo de condiciones de bajo drenaje puestas en evidencia por los moteados de Fe/Mn y la presencia de los tubos de lombrices (*Taenidium serpentinum* y *Beaconites coronus*), las cuales necesitan de condiciones de humedad relativamente elevadas en el suelo para poder vivir. Estos ciclos de alta frecuencia pueden considerarse como ciclos de agradación fluvial (Atchley *et al.* 2004), donde las fluctuaciones en el nivel de base (provocadas por las variaciones climáticas) generaron ciclos de variación en el balance acomodación – aporte de sedimentos. Cuando se analiza la totalidad del sistema fluvial de baja sinuosidad desde el punto de vista de los paleosuelos presentes, se interpreta una tendencia general hacia condiciones de mayor aridez. La depositación de este sistema se dio en un contexto general de mar alto (Fig. 17), conducente a condiciones de alta acomodación.

Posteriormente, durante el desarrollo del sistema entrelazado confinado, el clima también actuó como control fundamental en la generación de espacio de acomodación mediante su influencia en la glacioeustacia, favoreciendo su aumento progresivo de la misma durante su evolución y su posterior disminución hacia el techo (Fig. 17). Un control importante a destacar es el descenso del nivel del mar que se registró a fines del Pleistoceno (Fig. 17). Dicho descenso, de mayor jerarquía que las fluctuaciones glacioeustáticas, generaron que los sistemas depositacionales costeros, y hasta 200 km aproximadamente desde la línea de costa, progradaran cuenca adentro. Esta progradación de los sistemas de-

positacionales se hace notoria cuando se comparan los depósitos de los sistemas de baja sinuosidad y entrelazados, siendo los de este último más gruesos y presentando una mayor proporción de depósitos de relleno de canal.

Para finalizar con la evolución de la Aloformación Punta San Andrés, luego del descenso del nivel de base relativo evidenciado en el techo del sistema entrelazado confinado, el restablecimiento de la depositación estuvo vinculado al desarrollo de grandes canales entrelazados que se amalgamaron lateral y verticalmente, reflejando las condiciones de poca acomodación. El desarrollo de la Aloformación Punta San Andrés puede interpretarse entonces como la progradación de los sistemas depositacionales continentales caracterizados por: un sistema entrelazado en las zonas proximales y un sistema mono-canal de baja sinuosidad en las zonas distales caracterizado por una alta tasa de aporte sedimentario y picos de descarga que inundaban las planicies periódicamente y que generaron altas tasas de agradación durante el Plioceno tardío y el Pleistoceno inferior. Este sector del sistema experimentó avulsiones frecuentes, mediante el desarrollo de canales de descarga y lóbulos de explayamiento (*crevasing*).

CONCLUSIONES

Los depósitos de la Aloformación Punta San Andrés muestran una singular evolución en el diseño de sistema fluvial donde se acumularon, lo cual queda reflejado, tanto en el tipo de elemento arquitectural que se desarrolló así como en la proporción en la cual cada uno de ellos participa. Luego de que el análisis de facies indicara los principales procesos que actuaron durante la depositación de la unidad bajo estudio, el estudio de las superficies limitantes de los litosomas, su geometría externa e interna y demás parámetros petrofísicos permitieron identificar dos tipos de elementos arquitecturales: los de relleno de canal y los de planicie de inundación.

En la sección inferior de la Aloformación Punta San Andrés, el predominio de material fino de planicie de inundación y el

desarrollo de pequeños canales fijos llevó a proponer la existencia de un sistema fluvial de baja sinuosidad. En el caso de la sección media, la mayor participación de los canales, así como su mayor complejidad permitieron definir un sistema fluvial entrelazado, aunque en este caso, al encontrarse los canales confinados a sus planicies de inundación contemporáneas, se calificó como "confinado". Por último, la sección superior de la unidad muestra el desarrollo de un extenso sistema fluvial entrelazado clásico, sin confinamiento por parte de los depósitos de planicie de inundación ni por paredes de valles.

Durante la acumulación de la Aloformación Punta San Andrés, la glacioeustacia en asociación con el clima condicionaron directamente el balance entre la tasa de generación de espacio de acomodación y el aporte sedimentario. Para la sección inferior se propone que las condiciones generalizadas de mar alto favorecieron el desarrollo de sistemas de alta acomodación, donde la preservación de material fino se vio favorecida. Durante la depositación de la sección media, el descenso paulatino del nivel relativo del mar llevaron a la evolución del sistema hacia diseños entrelazados, aunque cabe destacar que el espacio de acomodación permaneció relativamente algo, permitiendo el desarrollo de las planicies de inundación que confinaron al sistema.

Finalmente, durante el período correspondiente a la sección superior de la Aloformación Punta San Andrés, luego de una incisión generalizada del sistema vinculada a un descenso en el nivel relativo del mar, el espacio de acomodación volvió a generarse, de la mano del ascenso paulatino del nivel relativo del mar durante el Pleistoceno superior.

AGRADECIMIENTOS

La autora desea agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de Argentina (CONICET), que mediante sus Becas internas de Tipo I y II financiaron sus estudios de tesis doctoral y algunos de cuyos resultados son los que se presentan en el presente trabajo.

También quiero agradecer al Dr. Spalletti por la lectura, comentarios y sugerencias sobre el manuscrito, los cuales contribuyeron en una notable mejora; al Dr. Veiga quien fuera mi co-director de tesis doctoral y a la Dra. Raigemborn por la discusión sobre las probables implicancias paleoclimáticas de los paleosuelos y la ayuda en la confección de algunas de las figuras.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. *Anales Museo Nacional de Buenos Aires* 3: 343 - 428.
- Atchley, S.C., Nordt, L.C. y Dworkin, S.I. 2004. Eustatic control on alluvial sequences stratigraphy: a possible example from the Cretaceous-Tertiary transition of the Tornillo Basin, Big Bend National Park, west Texas, U.S.A. *Journal of sedimentary research* 74: 391 -404.
- Beilinson, E. 2009. Análisis de facies y paleoambiental de alta resolución de la Aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 16 : 57 - 74.
- Beilinson, E. 2011. Estratigrafía secuencial de alta resolución y análisis arquitectural de cuerpos en sistemas fluviales de la Aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), Barrancas de Miramar a Mar del Plata. Tesis doctoral 1142, Universidad de La Plata (inédita), 320 p., La Plata.
- Bentham, P.A., Talling, P. J. y Burkank, D. W. 1993. Braided stream and floodplain deposition in a rapidly aggrading basin: the Escanilla formation, Spanish Pyrenees. En Best, J.L. y Bristow, C.S. (eds.) *Braided Rivers*. Geological Society Special Publication 75: 177-194, Londres.
- Bridge, J. S. 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. 491 p., Blackwell Publishing, Oxford.
- Bridge, J.S. y Demicco, R. 2008. *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. 835 p., Cambridge University Press, Cambridge.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G. and Tursina, T. 1985. *Handbook for Soil*

Thin-Section Description. 152 pp. Waine Res. Publ., Albrighton, Wolverhampton.

- Cingolani, C.A. 2005. Unidades morfoestructurales (y estructuras menores) de la Provincia de Buenos Aires. En de Barrio, R.E., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.) *Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*, 21-30, La Plata.
- Cione, A.L. y Tonni, E.P. 1995. Chronostratigraphy and land mammal ages in the Cenozoic of southern South America: principles, practices and the Uquian problem. *Journal of Paleontology*: 69, 135 - 159.
- Cione, A.L. y Tonni, E.P. 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. En de Barrio, R.E., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.) *Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*, 183-200, La Plata.
- Código Argentino de Estratigrafía. 1992. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y complementaria) 20, 64 p., Buenos Aires.
- Crowhurst, S. J. 2002. Composite isotope sequence. The Delphi Project. <http://www.esc.cam.ac.uk/new/v10/research/institutes/godwin/body.html>
- Dalla Salda, L., de Barrio, R.E., Echeveste, H.J. y Fernández, R.R. 2005. El basamento de las sierras de Tandilia. En de Barrio, R.E., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.) *Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino*, 31-50, La Plata.
- Davies-Vollum, K.S. y M.J. Kraus. 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.
- Demko, T.M., Currie, B.S. y Nicoll, K.A. 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.
- Fisher, J.A., Nichols, G.J. y Waltham, D.A. 2007. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology* 195: 55-73.

- Frenguelli, J. 1928. Observaciones geológicas de la región costanera sur de la Provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Litoral, Facultad de Ciencias de la Educación, Anales 2: 145 p., Santa Fé.
- Frenguelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires. LEMIT, serie 2: 33, CIUDAD?
- Frey, R.N. y Fagerstrom, J.A. 1984. Morphological, ethological and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Anco-richnus*. *Journal of Paleontology* 58: 511 - 518.
- Friend, P.F. 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. En Collinson, J. D. y Lewin, J. (eds.) *Modern and ancient fluvial systems*. IAS Sp. Pub. 6: 345 - 354, Blackwell Publishing, Oxford.
- Friend, P.F., Slater, M.J. y Williams, R.C. 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society of London* 136: 39-46.
- Ghosh, P., Sarkar, S. y 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: 731- 770.
- Heer, O. 1877. *Flora fossilis Helvetiae. Die vorweltliche Flora der Schweiz*. J. Wüster and Co. 182 p., CIUDAD??
- Iriondo, M. 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International* 57/58: 93-112
- Kemp, R.A., Zárate, M., Toms, P., King, M., Sanabria y Argüello, G. 2006. Late Quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampa. Argentina. *Quaternary Research* 66. 119-132
- Kraglievich, J.L. 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de Mar del Plata* 1: 8 - 37.
- Kraglievich, J. L. 1953. La llanura bonaerense a través de un perfil geológico. *Revista Mundo Atómico* 14: 88 - 99.
- Kraglievich, J. L. 1959. Contribuciones al conocimiento de la geología cuaternaria en la Argentina. Nota acerca de la geología costera en la desembocadura del Arroyo Malacara (Provincia de Buenos Aires). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*. *Ciencias geológicas* 1: 3-9.
- Kraus, M.J. 1987. Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 602 - 612.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., Larotonda, C.A. y Meconi, G.R. 1993. Approaches to non-marine sequence stratigraphy – Theoretical models and examples from Argentine basins. En Eschard, R y Doliez, B. (eds.) *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*, 125–145. Paris.
- Machette, M.N. 1985. Calcic soils of south-western United States. En Weide, D. J. (ed.) *Soil and Quaternary geology of the south-western United States*. Special Paper, Geological Society of America 203: 1- 21, CIUDAD?
- Mack, G.H. y James, W.C. 1993. Control of basin symmetry on fluvial lithofacies, Camp Rice and Palomas formations (Plio-Pleistocene) southern Rio Grande Rift, U.S.A. En Marzo, M. y Puigdefabergras, C. (eds.) *Alluvial Sedimentation*. IASSpecialPublication 17:439-449
- Mack, G.H. y Seager, W.R. 1990. Tectonic control on facies distribution of the Camp Rice and Palomas formations (Plio-Pleistocene) in the southern Rio Grande Rift. *Geological Society of America Bulletin* 102: 45-53
- Mack, G.H., James, W.C. y Monger, H.C. 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of American Bulletin* 105: 129-136.
- Marshall, L.G. 1985. Geochronology and land-mammal biochronology of the Transamerican Faunal Interchange. En Stehil, F.G. y Webb, S.D. (eds.) *The great American biotic interchange*. Plenum Press, PAGINAS, New York.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Reviews* 22: 261-308.
- Miall, A.D. 2006. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, 4ª edición, 582 p., Berlin.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. y Pekar, S.F. 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science* 310: 1293-1298.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. 1992. Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsandstein, Triassic, central Spain. *Sedimentary Geology* 75: 257-281.
- Nabel, P.E., Cione, A. y Tonni, E. 2000. Environmental changes in the Pampean area of Argentina at the Matuyama-Brunhes boundary (C1r-C1n). *Chrons boundary. Paleogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 162: 403 - 412.
- Nágera, J. 1939. Geografía física de la República Argentina. En Manito, O. y Nágera, J. (eds.) *Geografía física de las Américas y de la República Argentina*. Editorial Kapeluz, 232 p., Buenos Aires.
- Nanson, G.C y Knighton, A.D. 1996. Anabranching rivers: their cause. Character and classification. *Earth surface processes and landforms* 21: 217-239.
- Nichols, G.J. y Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195: 75-90.
- Parker, G., Violante, R., Paterlini, M., Costa, I., Marcolini, S. y Cavallotto, J. 2008. Las secuencias depositacionales del Plioceno-Cuaternario de la plataforma submarina adyacente al litoral del este bonaerense. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15: 105-124.
- Rabassa, J. y Coronato, A. 2009. Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego during the Ensenadan Stage/Age (Early Pleistocene–earliest Middle Pleistocene). *Quaternary International* 210: 18-36
- Ramos, V.A. 1996. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, Relatorio 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 385-404, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Kostadinoff, J. 2005. La cuenca de Claromecó. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.) *Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires*. Relatorio del 16º Congreso Geológico Argentino, capítulo 32: 473-480, La Plata.
- Raynolds, R.G.H. 1980. The plio-Pleistocene structural and stratigraphic evolution of the eastern Potwar plateau, Pakistan. Tesis doc-

- toral, Darmouth Collage, (inérita), PAGINAS, CIUDAD.
- Reading, H.G. y Levell, B.K. 1996. Controls on the sedimentary rock record. En
- Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, 688 p., Oxford.
- Retallack, G.J. 2001. *Soils of the past. An introduction to Paleopedology*. Blackwell Science Ltd. 404 p., Oxford.
- Rust, B.R y Gibling, M. 1990. Braidplain evolution in the Pennsylvanian South Bar formation, Sydney Basin, Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 59-72.
- Sinha, R., Gibling, M.R., Jain, V. y Tandon, S.K. 2005. Sedimentology and avulsion patterns of the anabranching Bagmati River in the Himalayan foreland basin, India. En Blum, M.D., Marriott, S. y Leclair, S.F. (eds.) *Fluvial sedimentology VII*. IAS Special Publication 35: 181-198, Blackwell Publishing, Oxford.
- Smith, D.G. y Smith, N.D. 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* 50: 157-164.
- Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P. y Clough, S.R. 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology* 36: 1-23.
- Smith, N.D. y Pérez-Arlucea, M. 2008. Natural levee deposition during the 2005 flood of the Saskatchewan River. *Geomorphology* 101: 583 - 594
- Soil Survey Staff. 1990. *Keys to soil taxonomy. Soil management support services technical monograph 19*, Blacksburg, Virginia Polytechnical Institute and State University, Cuarta edición, PAGINAS, Virginia.
- Teruggi, M.E., Andreis, R.H., Mazzoni, M.M., Dalla Salda, L.H. y Spalletti, L.A. 1974. Nuevos criterios para la estratigrafía del Cuaternario de las barrancas de Mar del Plata – Miramar. *LEMITT, Serie II, N° 268*.
- Teruggi, M.E. y Kilmurray, J. 1975. Tandilia. 6° Congreso Argentino de Geología, Relatorio 55-77, CIUDAD.
- Turic, M.A., Nevistic, A.V. y Rebay, G. 1996. Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental. En V.A. Ramos y M.A. Turic (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, Relatorio 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 405-423, Buenos Aires.
- Verde, M., Ubilla, M., Jiménez, J.J. y Genise, J.F. 2007. A new earthworm trace fossil from paleosols: Aestivation chambers from the Late Pleistocene Sopas Formation of Uruguay. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243: 339-347.
- Walker, J.D. y Geissman, J.W. 2009. Geologic Time Scale. The Geological Society of America, Texas.
- Wright, V. P. 1999. Assessing flood duration gradients and fine-scale environmental change on ancient floodplains. En Marriott, S.B. y Alexander, J. (eds.) *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society, London, Special Publications 163: 279-287, Londres.
- Zárate, M.A. 1989. *Estratigrafía y geología de los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Arroyo Chapadmalal*. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, (inérita), 220 p., La Plata.
- Zárate, M.A. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22 1987-2006.
- Zárate, M.A. 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.) *Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires*. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino, capítulo 9: 139-158, La Plata.
- Zárate, M.A. 2007. South American Loess record. En *Encyclopedia of Quaternary Science*, 1466-1479, Elsevier, Berlin.
- Zárate, M.A., Kemp, R. y Blasi, A. 2002. Identification and differentiation of Pleistocene paleosols in the northern Pampas of Buenos Aires, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 303-313.

Recibido:
Aceptado: