

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE CORDONES LITORALES HOLOCENOS DURANTE UNA CAÍDA DEL NIVEL DEL MAR EN LA BAHÍA SAMBOROMBÓN, BUENOS AIRES, ARGENTINA

Sebastián RICHIANO^{1,2}, Augusto N. VARELA^{1,2}, Leandro D'ELIA^{1,2},
Andrés BILMES^{1,2} y Marina AGUIRRE^{1,3}

¹ Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Calle 60 y 122 s/n, La Plata, Argentina. richiano@cig.museo.unlp.edu.ar

² Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata-CONICET. Calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina.

³ Edificio Institutos, Cátedras y Laboratorios, Laboratorio 6, calle 64 N° 3, 1900 La Plata, Argentina. CONICET.

Resumen: Las grandes fluctuaciones climáticas cíclicas ocurridas durante el Cuaternario tuvieron un efecto muy marcado en las regiones costeras, afectando principalmente el ambiente geomorfológico y la sedimentación de los depósitos allí acumulados. El mejor entendimiento de los sistemas depositacionales litorales generados en el pasado más reciente representa una herramienta fundamental para reconstruir y comprender otros depósitos similares del registro geológico, así como para desarrollar predicciones sobre posibles escenarios de cambios climáticos futuros. En el área costera de la Bahía Samborombón, noreste de la provincia de Buenos Aires, se encuentran preservados excelentes depósitos litorales acumulados con posterioridad al Último Máximo Glacial, durante la transgresión holocena. Sobre la base del análisis de facies se reconocieron cinco unidades de acumulación: cordón arenoso, cordón bioclástico, depósitos de sobrelavado, planicie de mareas y albufera. El análisis arquitectural y la jerarquización de superficies de discontinuidad permitieron elaborar un modelo de acumulación dinámico de los cordones de playa y ambientes asociados en diferentes etapas durante el Holoceno (ca. 8000 a A.P.-presente). El análisis estratigráfico secuencial permitió establecer la interacción de dos controles alocíclicos predominantes: eustático (regresión forzada) y climático (Óptimo Climático del Holoceno medio). La interacción de ambos factores extrínsecos no sólo condicionó la acumulación y amalgamación de geoformas cordoniformes, sino también, la relación entre aporte terrígeno y productividad carbonática de los depósitos.

Palabras clave: cordones de conchilla, estratigrafía secuencial, óptimo climático, Cuaternario, aporte terrígeno/productividad carbonática.

EXTENDED ABSTRACT

Palaeoenvironmental evolution of Holocene littoral ridges during a sea level fall at Bahía Samborombón, Buenos Aires, Argentina

In the Argentinean littoral zone several transgressive - regressive events took place during the Quaternary. Excellent examples of these events are

recorded in the Bahía Samborombón coastal area in northeastern Buenos Aires province (Fig. 1). Following the stratigraphic scheme of Fidalgo *et al.* (1973) modified by Fucks *et al.* (2010), deposits of the Canal de las Escobas Formation (Holocene) were analyzed (Figs. 2, 3). The Canal de las Escobas Formation was discriminated into 4 members (Fucks *et al.*, 2010), the Destacamento Río Salado Member (tidal flat, 5.8-7 ka B.P.), the Cerro de la Gloria

Member (beach ridge, ca. 3-8 ka B.P.), the Canal 18 Member (coastal plain, 6-7 ka B.P.) and the Canal 15 Member (coastal plain, 3 ka B.P. to present).

Fourteen detailed sedimentary sections were logged in the study area (Fig. 4), taking into account lithology, primary sedimentary structures, geometries of the sedimentary bodies with their orientation and the hierarchy of the bounding surfaces, as well as the palaeontological (predominantly molluscan) content. Thirteen sedimentary facies were defined (Figs. 5, 6) which were grouped into three major divisions: siliciclastic sandstones, fine-grained siliciclastic and carbonatic bioclastic rocks.

The excellent preservation of the Canal de las Escobas Formation in the study area allowed the recognition of five sedimentary units based on the spatial facies arrangement and the hierarchy of internal surfaces. These units are: sand and bioclastic ridge, washover, lagoon and coastal plain units (Figs. 7, 8, 9, 10, 11).

In order to determine the palaeoenvironmental evolution, based on the stacking patterns of the sedimentary units together with the hierarchy of the sedimentary discontinuity surfaces, six stages were devised after the maximum Holocene transgression (Fig. 12). Stages 1 and 2 correspond to the development of a sand ridge as a response to the erosion and reworking of a previous spit system (Fig. 3; Facies Pinamar). Subsequently, during stages 3 to 5, a bioclastic ridge was amalgamated with the sand ridge (Fig. 12). Simultaneously to these five stages, in a landward position, lagoon and washover deposits were developed (Fig. 12). Finally, during stage 6 the continuous sea level fall generated the actual coastal plain deposits (Fig. 12).

The sudden change in the ridge deposits composition, from sandy sediments to almost exclusively bioclastic (carbonate) between stages 2 and 3 can be interpreted as the combined result of an increase in carbonate productivity along with a decrease of siliciclastic supply together the coast. This stage would have been developed approximately 5-6 ka B.P. (Marine Isotope Stage, MIS, 1), in coincidence with the Holocene Climatic Optimum or Mid-Holocene Thermal Maximum (*sensu* Briner *et al.*, 2006) during which the very special climatic conditions may have led to the proliferation of large communities of benthic organisms, particularly bivalve mollusks, which are not so abundant today. The high occurrence of *Maetra isabelleana* in the

beach ridges of Bahía Samborombón, including all dimensions and ontogenetic stages and excellent preservation of the shells, indicates that this bivalve represents an autochthonous element of the coastal native communities, suggesting high adaptive radiation of this species in the area and time span considered, when atmospheric-oceanic circulation patterns / changes in the prevalent shallow oceanic currents are documented by different sources of evidence (palaeobiodiversity, palaeobiogeography, stable isotopes) and the warm Brazilian current (moving southwards) prevailed over the cold Malvinas current (flowing northwards) (Fig. 3). This change in the intensities of the ocean currents would have originated a dual effect: firstly, a greater contribution of warm-temperature waters to the bay and secondly, the change in the terrigenous input. The contribution of sand, due to erosion and reworking of the previous spit facies, would have drastically decreased, whereas the contribution of terrigenous may have been restricted from the north coming from the Río de la Plata (Fig. 3). Nevertheless, no changes in composition and/or texture were observed in siliciclastic material between the sand and bioclastic ridges units. This would be related to the sort of material transported by the Río de la Plata, which is mostly pelitic and potentially washed by tidal activity as it is well documented for similar Quaternary deposits from other areas (Meldahl, 1995).

Considering the whole dataset gathered, we propose an alternative sequence stratigraphic scheme for the Holocene ridge development from Bahía Samborombón (Fig. 13). This ridge is now considered originated as a consequence of a forced regression (*ie.* part of a falling stage system tract) instead of the previously interpretation during the late stage of sea level rise (*ie.* part of a highstand system tract).

Both eustatic and climatic controls can be recognized, although with different orders of magnitude, which controlled the genesis of the studied deposits. In turn, this study provides an example of the strong changes occurred in coastal environments as a result of climate change, particularly in the context of global warming episodes which characterized interglacial periods of the Quaternary in South America (e.g. MIS 1, 5, 11).

Keywords: shell ridges, sequence stratigraphy, climatic optimum, Quaternary, terrigenous supply/carbonate productivity.

INTRODUCCIÓN

El estudio de geoformas cordoniformes costeras ha cobrado un especial interés en los últimos años (Davidson-Arnott y Greenwood, 1976; Lindhorst *et al.*, 2008; Zecchin *et al.*, 2010; Weill *et al.*, 2012), en especial en lo concerniente a las generadas durante el Cuaternario, momento en el cual el nivel relativo del mar se vio profundamente afectado por sucesivos períodos glaciales e interglaciales, asignados a diferentes estadios isotópicos marinos (MIS) (Haq *et al.*, 1987; Zachos *et al.*, 2001). Un aspecto importante para el análisis de estas geoformas del Cuaternario radica en su posible utilización como análogos de otros depósitos del registro geológico.

La zona costera de Bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires, Argentina (Fig. 1), presenta excelentes ejemplos de los depósitos originados por las transgresiones del Pleistoceno Tardío y del Holoceno. El rasgo geomorfológico más característico de la transgresión holocena son los cordones de playa que se disponen paralelamente a línea de costa actual (Fig. 1). Se trata de una serie de cordones aislados o amalgamados que describen un rasgo continuo que alcanza los 100 km de longitud. La conspicua extensión y las excelentes condiciones de preservación hacen de estos depósitos un análogo y/o homólogo de interés mundial. Aunque en los últimos años se ha avanzado en el conocimiento de los depósitos cuaternarios de esta región desde diferentes puntos de vista, entre ellos estratigráfico (Fucks *et al.*, 2010), tafonómico (Aguirre *et al.*, 2011) e icnológico (Richiano *et al.*, 2012), hasta el momento no se han realizado estudios sedimentológicos de detalle que permitan entender la dinámica de estas geoformas. En este sentido, sólo se registran trabajos de carácter regional que esbozan características paleoambientales generales (Fidalgo, *et al.*, 1973; Violante *et al.*, 2001; Fucks *et al.*, 2010), y en menor medida otros más puntuales (Spalletti *et al.*, 1987).

La finalidad del presente trabajo es avanzar en un modelo de facies que permita caracterizar los paleoambientes que constituyen las formas cordoniformes con un análisis sedimentológico de detalle en un marco estratigráfico secuencial.

MARCO GEOLÓGICO

La región conocida como Pampa Deprimida (Frenguelli, 1950) de la provincia de Buenos Aires,

Argentina, está marcada por sucesivos ciclos transgresivos - regresivos desde al menos el Pleistoceno Tardío (Tricart, 1973). Sin embargo, en la plataforma submarina argentina hay registros de estos eventos desde al menos el Plioceno (Parker *et al.*, 2008), evidenciando la continuidad del registro de cambios de alta frecuencia no sólo para el Cuaternario, sino también para el Neógeno superior.

Estos ciclos transgresivo-regresivos fueron el producto de fluctuaciones marcadas del nivel del mar en respuesta a eventos climáticos al menos desde el Pleistoceno (Tricart, 1973; Fidalgo *et al.*, 1973; Fucks *et al.*, 2010). En el área de estudio las variaciones del nivel del mar originaron depósitos litorales que constituyen rasgos geomorfológicos característicos de la Bahía Samborombón (Fig. 1), entre ellos se destacan las formas cordoniformes y diferentes subambientes asociados, reconocidos principalmente a partir de sus características sedimentológicas/geomorfológicas: llanura costera y marismas.

Los depósitos que constituyen el registro Holoceno presente en el área de estudio fueron agrupados en diferentes unidades formales incluidas dentro de la Formación Canal de las Escobas (Figs. 2, 3), la cual está compuesta por cuatro miembros: Destacamento Río Salado, Cerro de la Gloria, Canal 18 y Canal 15 (Fucks *et al.*, 2010).

El Miembro Destacamento Río Salado se compone de sedimentos principalmente arcillosos de colores oscuros (negro a gris), con estratificación heterolítica lenticular a ondulosa. Aflora en las márgenes del canal 15 (Fig. 1) con espesores cercanos a los 0,70 m en períodos con nivel bajo del agua (Fidalgo *et al.*, 1973; Fucks *et al.*, 2010). Este miembro fue interpretado como planicie de marea con canales activos y planicie de inundación con canales de marea (Fidalgo *et al.*, 1973). Posteriormente, estos depósitos fueron interpretados como una llanura costera de ambiente intermareal de baja energía con subambientes de barras, estuario y de lagunas costeras restringidas (Fucks *et al.*, 2010).

El Miembro Canal 18 se caracteriza por sedimentos areno-limosos con intercalaciones arcillosas en forma de lentes, de colores castaño amarillento a castaño verdoso y espesores entre 2 y 3 m. En general es masivo, pero en ocasiones presenta una fina estratificación plana. Como rasgo característico posee bivalvos en posición de vida de la especie *Tagelus plebeius* (Lightfoot). Aflora sobre la traza del canal 15 por arriba del Miembro Destacamento

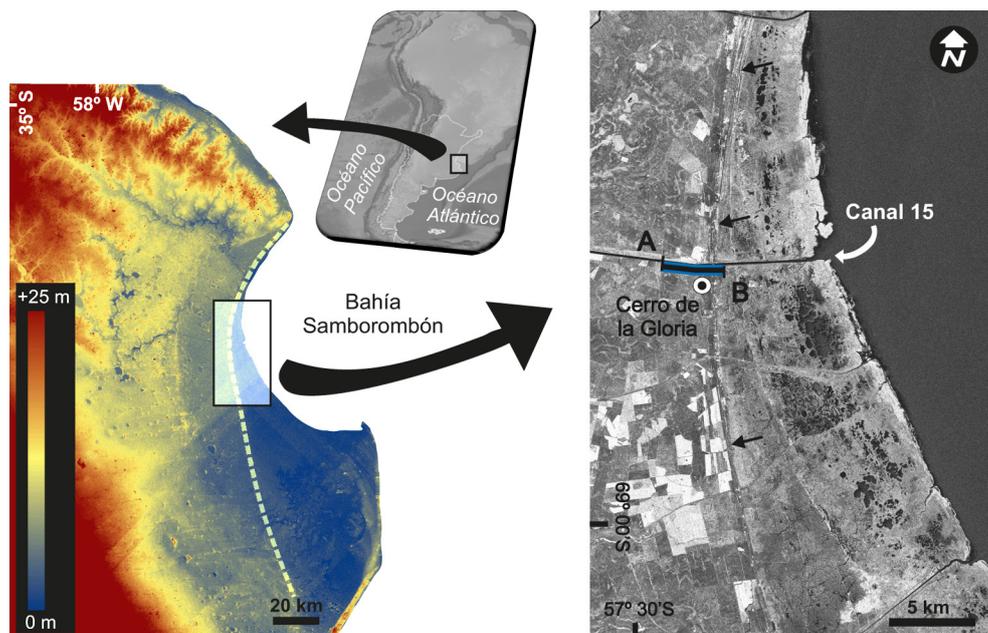


Figura 1. Ubicación geográfica de los depósitos holocenos de la Bahía Samborombón y área de estudio. A-B afloramientos holocenos sobre la margen del canal 15. La línea entrecortada (izquierda) y las flechas negras (derecha) marcan la posición de los cordones holocenos. La imagen de la izquierda es un modelo digital de elevación construido a partir de datos de elevación SRTM de 3 arco segundos de resolución. La figura de la derecha corresponde a una imagen ALOS PRISM de 2.5 m de resolución espacial.

Figure 1. Geographic position of the Holocene Bahía Samborombón deposits and study area. A-B Holocene outcrops in the canal 15. The dashed line (left) and black arrows (right) show the position of the Holocene ridges. The left image is a digital elevation model constructed from elevation data SRTM 3 arc-second resolution. The figure on the right is an image ALOS PRISM 2.5 m spatial resolution.

Río Salado y hacia el oeste de la localidad de Cerro de la Gloria (Fidalgo *et al.*, 1973; Fucks *et al.*, 2010). Fucks *et al.* (2010) interpretaron esta unidad como depósitos de llanura de marea abierta posteriormente restringido por la formación de cordones de tormenta correspondientes al Miembro Cerro de la Gloria.

El Miembro Cerro de La Gloria representa el rasgo geomorfológico más característico de la Bahía Samborombón, conformado por una serie de cordones individuales alineados de manera paralela a la costa actual que se agrupan en un cuerpo único en el centro de la bahía, donde alcanza un espesor 5 m y alrededor de 500 m de extensión lateral y hasta ~100 km de longitud (Fig. 1). Se compone casi exclusivamente de concentraciones esqueletales de moluscos en las que predominan conchillas de *Macra isabelleana* d'Orb., tanto fragmentadas como enteras, rodados de tosca y en forma subordinada arenas en estratos decimétricos (Fidalgo *et al.*, 1973; Fucks *et al.*, 2010). Se reconocen estructuras de estratificación subhorizontal, cruzada tabular y planar, en montículo, cruzadas lenticulares y en artesa (Spalletti *et al.*, 1987). Fidalgo *et al.* (1973),

mencionan que hacia el oeste desde la cresta del cordón el porcentaje de valvas disminuye sensiblemente con el consiguiente aumento de la fracción arenosa, acuñándose a unos 2 km de la ruta 11. Este miembro fue interpretado por Spalletti *et al.* (1987) como un ambiente de playa y marino somero hasta la zona de rompiente, tanto de tormenta como de buen tiempo. Posteriormente, Fucks *et al.* (2010) lo interpretan como ambientes de playa de alta energía afectada por eventos de tormenta (sudestadas).

Los sedimentos arcillosos de colores grises, verdes y castaños con gran cantidad de materia orgánica descompuesta y óxidos de hierro que afloran sobre el canal 15, hacia el este del Miembro Cerro de la Gloria, fueron denominados como Miembro Canal 15 por Fucks *et al.* (2010). Estos autores los interpretan como depósitos de llanuras de mareas que han gradado a marismas en una costa en retroceso. A su vez incorporan a esta unidad los sedimentos actuales fangosos bioturbados por crustáceos.

La unidades formales que componen el registro holoceno fueron enmarcadas recientemente (Violante *et al.*, 2001) dentro de un esquema de evolución

geomorfológico desarrollado para las costas bonaerenses. Estos autores consideran que el inicio de la etapa transgresiva (Formación Canal de las Escobas) se habría concentrado entre los 18.000 y los 20.000 a A.P. Posteriormente, a los 8000 a A.P. se encuentra casi totalmente desarrollada una gran barrera arenosa (Formación Banco Punta Médanos Exterior; Facies Pinamar) con una dirección noreste desde la paleopunta Villa Gesell, dejando hacia el continente ambientes parcialmente restringidos representados por el Miembro Destacamento Río Salado y la facies La Victoria (Fig. 3a). A los 7000 a A.P. (Fig. 3a), se comenzó a generar a partir de la paleopunta Villa Gesell una espiga con dirección sudoeste (Facies Pinamar, Fig. 3a); mientras que ocurrieron divergencias en las corrientes costeras en la región de Punta Piedras (Violante *et al.*, 2001). Aproximadamente a los 6000 a A.P. (Fig. 3b) se alcanzó el máximo de la transgresión y durante este momento prevaleció la progradación de barreras por deriva litoral (Violante *et al.*, 2001). El último tramo de la barrera arenosa que se extendió desde la paleopunta Villa Gesell y hacia el noreste se curvó hacia el Río de la Plata al mismo tiempo que, producto de la erosión a la que se vio expuesta, parte del material arenoso que la conformaba se transportó y distribuyó hacia la protobahía Samborombón (Fig. 3b). Hacia el final de esta etapa se comenzaron a generar desde Punta Piedras cordones litorales que progradaron hacia el sur-suroeste (Violante *et al.*, 2001; Fucks *et al.*, 2010). Este proceso se mantuvo constante también a los 5000 a A.P. (Fig. 3c), momento en el cual los miembros Cerro de la Gloria y Canal 18 habrían estado bien constituidos (Violante *et al.*, 2001; Fucks *et al.*, 2010). La principal etapa regresiva se registra desde los 3000 a A.P. (Fig. 3d) hasta que la costa alcanza la configuración que hoy en día posee. Entre los cordones litorales (Miembro Cerro de la Gloria) y la costa actual se desarrollaron sedimentos típicos de llanura de mareas y marismas (Violante *et al.*, 2001; Fucks *et al.*, 2010), que se agrupan en el Miembro Canal 15 (Fucks *et al.*, 2010).

METODOLOGÍA

Sobre la base del esquema estratigráfico de Fidalgo *et al.* (1973), modificado por Fucks *et al.* (2010), se analizaron aspectos sedimentológicos de las unidades marinas holocenas aflorantes en la Bahía de Samborombón (Fig. 2). Se realizaron observaciones

MIS	Edad	Unidades Litoestratigráficas marinas	
1	Holoceno	Formación Canal de las Escobas	Miembro Canal 15 Miembro Cerro de la Gloria Miembro Canal 18 Miembro Destacamento Río Salado
5e?	Pleistoceno tardío	Formación Puente de Pascua	

Figura 2. Esquema estratigráfico de los depósitos holocenos de la Bahía Samborombón. Modificado de Fucks *et al.* (2010). MIS: Estadios isotópicos marinos.

Figure 2. Stratigraphic scheme of the Holocene Bahía Samborombón deposits. Modified from Fucks *et al.* (2010). MIS: Marine Isotope Stages.

de campo sobre los afloramientos ubicados en la intersección de la ruta provincial 11 y el canal 15 (Fig. 1). Desde el punto de vista sedimentológico se estudiaron cada uno de los depósitos de manera convencional, realizando perfiles de detalle a escala 1:20 (Fig. 4), con énfasis en el análisis de las estructuras sedimentarias mecánicas y la geometría de los cuerpos de depositación. A partir de las características observadas en afloramiento (principalmente litología y estructura primaria) se definieron 13 facies sedimentarias, las cuales fueron descriptas e interpretadas. Siguiendo los modelos clásicos de facies sedimentarias (*cf.* Miall, 1996; Embry y Klovan, 1972), se procedió a la confección de un código de facies para los sedimentos holocenos de la Bahía Samborombón. Dicho código se compone de una letra mayúscula correspondiente a la litología y letras minúsculas que indica la característica saliente de la roca (en general estructura sedimentaria primaria). Posteriormente se agruparon las facies en asociaciones de facies (unidades de acumulación). Para el análisis arquitectural se discriminaron superficies de discontinuidad clave y se las categorizó según su orden de importancia dentro de los depósitos. Es importante destacar que esta jerarquización no guarda una relación con los órdenes utilizados en estratigrafía secuencial (Coe, 2003). El análisis de la disposición de todas las superficies y su geometría, en conjunto con la variación interna en los cuerpos definidos, fue realizado mediante la confección de fotopaneles 2D.

ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS

Se analizaron los depósitos de la Formación Canal de las Escobas y se reconocieron un total de 13 facies sedimentarias, las cuales se dividen en tres grandes grupos de acuerdo a la litología dominante (textura y composición): facies de areniscas silicoclásticas, facies silicoclásticas finas y facies carbonáticas bioclásticas.

Facies de Areniscas Silicoclásticas

Facies de areniscas bioclásticas con estratificación entrecruzada sigmoidal (Sbs). En esta facies predominan materiales silicoclásticos con bioclastos dispersos en proporciones variables. El esqueleto de esta facies se compone de psamitas de color amarillo a castaño, de tamaño arena fina a muy fina con estratificación entrecruzada sigmoidal a tangencial a la base (Fig. 5a). Los bioclastos se encuentran concentrados en estratos de hasta 5 cm o dispersos paralelos al plano de entrecruzamiento; las valvas se disponen mayormente con las concavidades hacia abajo, y en menor proporción hacia arriba, evidenciando procesos dominados por tracción. Los *sets* entrecruzados, de entre 0,2 y 1 m de espesor, indican direcciones de transporte de sedimentos tanto hacia el continente (oeste) como hacia el mar (este), e internamente poseen gradación normal. En la parte superior de algunos *sets* entrecruzados la estructura interna se compone de laminación ondulítica de oleaje, que en algunos casos conforman ondulas escalantes (Fig. 5a), las cuales pueden estar en fase o no.

Interpretación. Se forman por la migración de megaóndulas 3D con combinación de flujos unidireccionales como oscilatorios que no poseían una velocidad uniforme. Sobre estas megaóndulas se habrían formado ondulas simétricas producidas por flujos oscilatorios. (Collinson *et al.*, 2006).

Facies de areniscas con laminación ondulítica escalante (Src). Areniscas finas a muy finas con laminación ondulítica escalante o *climbing ripples* (Fig. 5b). En ocasiones esta facies posee escasos bioclastos dispersos de tamaño variable. Se disponen en *sets* de entre 20 a 60 cm de espesor (Fig. 5b). Esta facies se encuentra íntimamente relacionada con la facies de areniscas bioclásticas entrecruzadas (Sbs).
Interpretación. Migración de ondulas de corriente

con gran disponibilidad de sedimento. Se la vincula a altas tasas de sedimentación, posiblemente durante eventos de tormenta (Clifton, 2006; Collinson *et al.*, 2006).

Facies de areniscas con laminación ondulítica de oleaje (Srw). Areniscas finas a muy finas con ondulas simétricas, generalmente preservan la forma de lecho, dejando una capa de material más fino (pausa de decantación pelítica), de entre 1 y 2 cm de espesor (Fig. 5c).

Interpretación. Formación de ondulas simétricas producto de movimiento oscilatorio del agua. La presencia de fangos indica momentos de calma con dominio de procesos de decantación. La alternancia de eventos tractivos y suspensivos evidencia la acción de mareas (Allen, 1982; Dalrymple *et al.*, 1992).

Facies de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St). Areniscas finas a muy finas de color amarillento, con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala (5 a 10 cm de espesor y 15 a 20 cm de longitud), poseen bioclastos muy dispersos, fragmentados y de tamaños variables (1 mm a 1,5 cm), los cuales se concentran hacia la base de las mismas (Fig. 5d).

Interpretación. Migración de megaóndulas 3D en ambientes subácueos. Debido a las dimensiones pueden ser interpretadas como megaóndulas de pequeña escala asociadas tanto a topes como pie de barra (Davidson-Arnott y Greenwood, 1976; Dalrymple, 1984). Ejemplos similares fueron interpretados como producto de megaóndulas lunadas (Clifton, 2006).

Facies de areniscas con estratificación entrecruzada en montículo (Shcs). Areniscas finas a muy finas, bien seleccionadas, con estratificación de tipo monticular o *hummocky* (Fig. 5e). Los montículos son del orden de los 10 cm de espesor y hasta 20 cm de longitud. Se presentan con bases planas y techos convexos hacia arriba. Generalmente cuando se desarrolla este tipo de estructura no hay presencia de bioclastos.

Interpretación. Depósitos de flujos de sedimentos de baja densidad combinados (oscilatorios y unidireccionales) con una componente débil de flujo unidireccional y alta tasa de agradación (Dumas y Arnott, 2006).

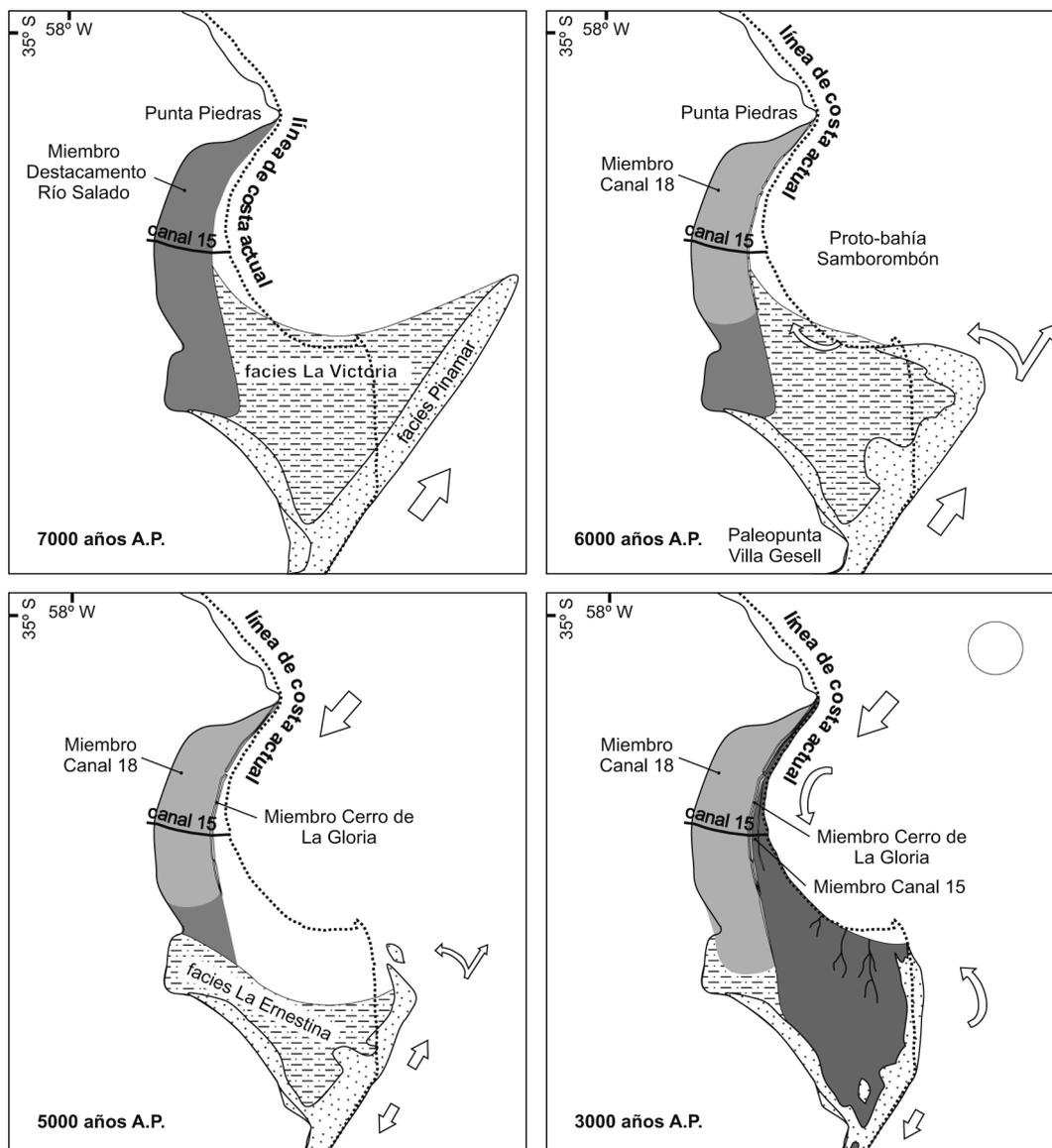


Figura 3. Reconstrucción paleogeográfica del área de estudio durante los últimos 7000 años. Modificado de Violante *et al.* (2001) y Fucks *et al.* (2010). Las flechas blancas indican la dirección e intensidad de las corrientes litorales. A.P.: antes del presente.

Facies La Ernestina: sedimentos finos de ambientes restringidos (*sensu* Violante *et al.*, 2001).

Figure 3. Palaeogeographic reconstruction of the study area during the last 7000 years. Modified from Violante *et al.* (2001) and Fucks *et al.* (2010). White arrows show the direction and intensity of the littoral currents. A.P.: before present. Facies La Ernestina: fine-grained sediments of restricted environments (*sensu* Violante *et al.*, 2001).

Facies de areniscas con capa plana (Sh). Areniscas de granulometría mediana bioclástica de color amarillo a castaña con estructura de capa plana, los bioclastos se encuentran dispersos en cada capa y se concentran en la base de las mismas, siempre con la concavidad hacia abajo (Fig. 5f). Las láminas son de escala milimétrica con gradación normal, los estratos son del orden de entre 5 a 15 cm de espesor.

Interpretación. Esta facies se forma por un proceso de alto régimen de flujo. Este proceso de capa plana de alto régimen es frecuente en la zona de playa

(Davidson-Arnott y Greenwood, 1976; Allen, 1984; Clifton, 2006).

Facies de areniscas bioclásticas masivas (Sbm). Areniscas finas a muy finas masivas que poseen bioclastos enteros y articulados (Fig. 5g), en general dispuestos de manera aleatoria a excepción de conchillas de *Tagelus plebeius* (Lightfoot) que se encuentran articuladas y en posición de vida (Fig. 5h). Se disponen en estratos de entre 20 a 40 cm de espesor. En ocasiones esta facies presenta

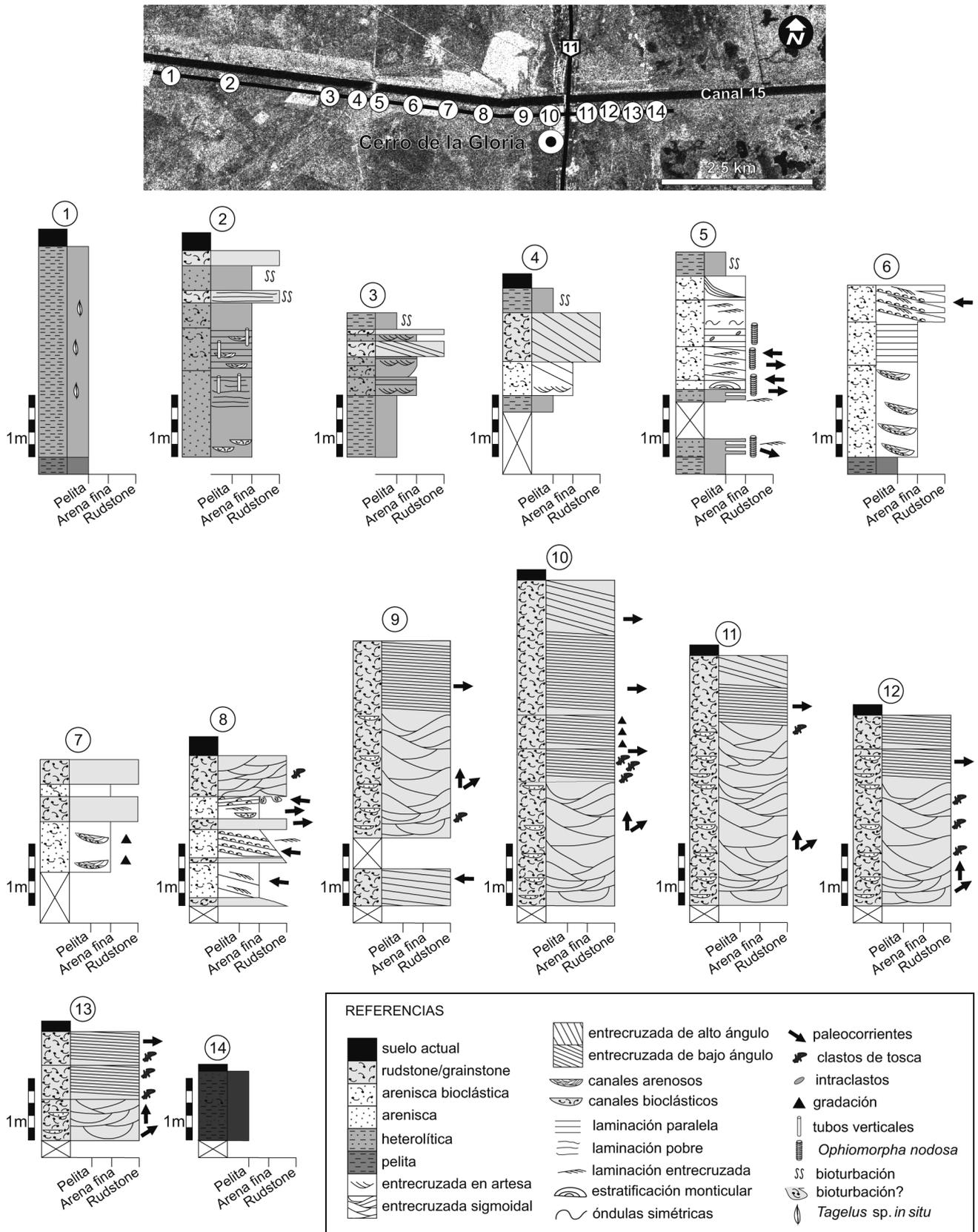


Figura 4. Perfiles sedimentológicos de detalle de los depósitos holocenos de la Formación Canal de las Escobas sobre la traza del canal 15. La figura superior representa una imagen ALOS PRISM de 2.5 m de resolución espacial.

Figure 4. Detailed sedimentological logs from the Holocene deposits of the Canal de las Escobas Formation in the canal 15. The upper figure represents an image ALOS PRISM 2.5 m spatial resolution.

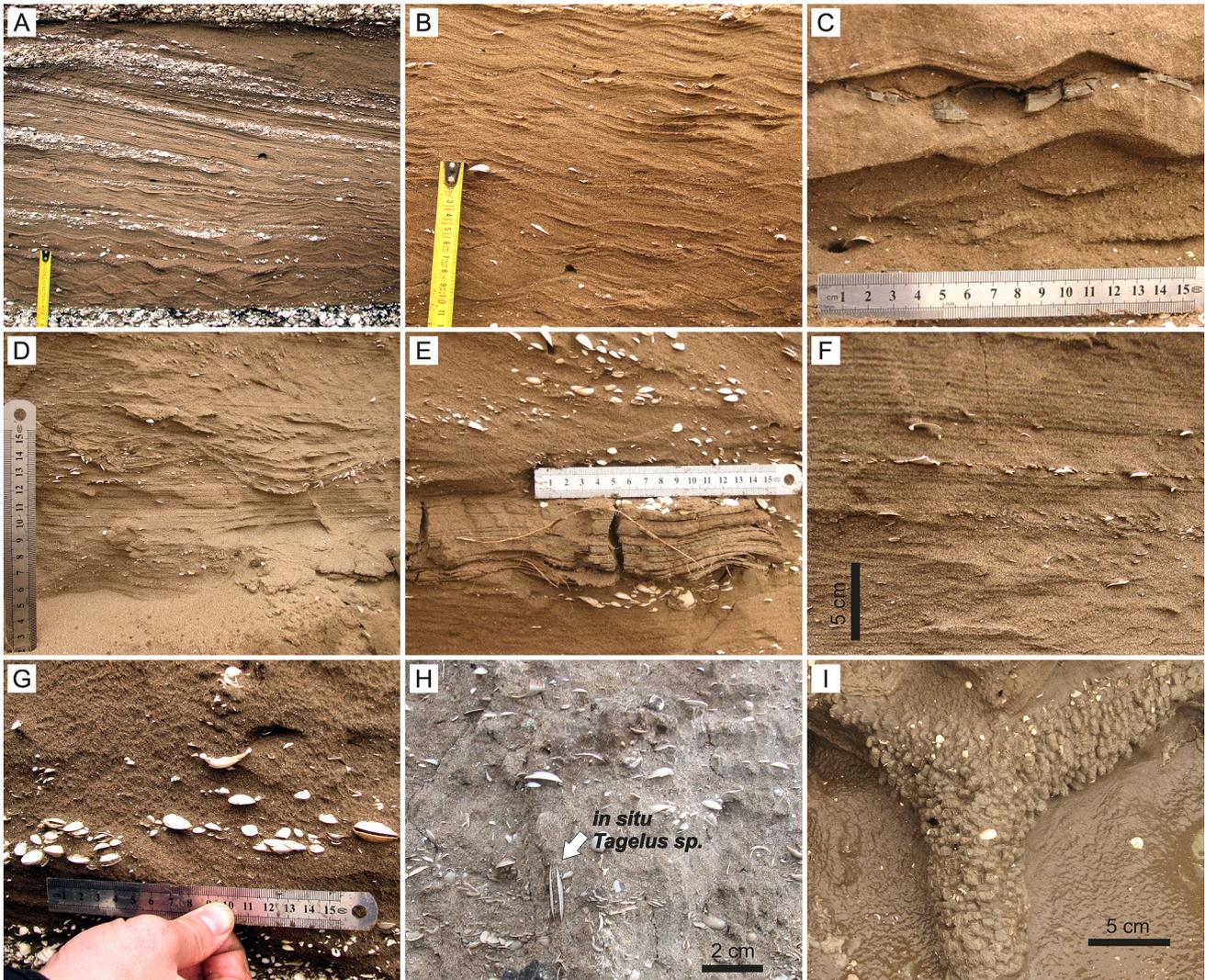


Figura 5. Facies sedimentarias de los depósitos marinos holocenos de la Bahía Samborombón. a) Areniscas bioclástica con estratificación entrecruzada (Sbs); b) Areniscas con laminación ondulítica escalantes (Src); c) Areniscas con laminación ondulítica (Srw); d) Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St); e) Areniscas con estratificación entrecruzada en montículo (Shcs); f) Areniscas con capa plana (Sh); g) Areniscas masivas bioclásticas (Sbm); h) *Tagelus plebeius* en posición de vida; i) *Ophiomorpha nodosa*.

Figure 5. Sedimentary facies of the Holocene marine deposits from Bahía Samborombón. a) Cross-bedded bioclastic sandstone (Sbs); b) Sandstone with climbing ripple (Src); c) Sandstone with ripples (Srw); d) Trough cross-bedded sandstone (St); e) Sandstone with hummocky cross-stratification (Shcs); f) Planar-bedded sandstone (Sh); g) Massive bioclastic sandstone (Sbm); h) *Tagelus plebeius* in life position; i) *Ophiomorpha nodosa*.

bioturbaciones originadas por crustáceos atribuidas a la icnoespecie *Ophiomorpha nodosa* (Fig. 5i).

Interpretación. Areniscas masivas producto de la rápida depositación o que han perdido la estructura primaria por bioturbación y/o *sinmixis* por saturación con agua (Collinson *et al.*, 2006).

Facies Silicoclásticas Finas

Facies de fangolitas masivas (Fm). Son en general limolitas masivas de coloración castaña (Fig. 6a),

donde es frecuente la presencia de bivalvos en posición de vida (*T. plebeius*; Fig. 6b).

Interpretación. Se interpretan como depósitos de decantación pelítica en ambiente subácueo de moderado a bien oxigenado. La presencia de *T. plebeius* indica aguas estuariales de gradiente polihalino (18-30%; Aguirre, 1993; Aguirre y Whatley, 1995).

Facies heterolíticas (Ht). Esta facies presenta laminaciones heterolítica desde lenticular a flaser, de color verde oliva a verde grisáceo. Presenta

laminación ondulítica en las capas de areniscas (Fig. 6c), en ocasiones se preservan las óndulas de tipo simétricas con $I_0 < 4$.

Interpretación. Se interpreta como depósitos de tracción-decantación en ambientes marino restringidos influenciados por la acción de mareas (Dalrymple *et al.*, 1992; Boyd *et al.*, 2006).

Facies Carbonáticas Bioclásticas

Facies de *rudstone* masivos (Rm). *Rudstone* masivo, con escasos a abundantes clastos psefíticos redondeados a subredondeados de formas oblatas y proladas de composición carbonática (tosca) (Fig. 6d). Los bioclastos se encuentran mayormente enteros en forma oblicua y paralela al plano de estratificación. En ocasiones desarrollan capas granodecipientes, generados por la transición desde bioclastos enteros de 1 a 3 cm en la base a bioclastos muy fragmentados menores al centímetro de diámetro en el techo. Poseen un empaquetamiento de tipo denso, generalmente sin matriz silicoclástica. Se dan como lentes continuos o como pequeños lentes en forma de depósitos residuales o *lags* basales.

Interpretación. Facies generada por la acumulación desordenada de bioclastos bajo condiciones de alta productividad carbonática. La masividad puede ser producto de la rápida depositación (depósitos eventuales *sensu* Kidwell, 1991), generalmente asociados a tormentas. La ausencia de material silicoclástico puede relacionarse con la falta de disponibilidad del mismo o con su lavado por parte de las mareas (Meldahl, 1995).

Facies de *rudstone* con estratificación entrecruzada en artesa (Rt). *Rudstone* con estratificación entrecruzada en artesa, dada por *sets* (15 a 30 cm) marcados por la gradación normal de los bioclastos (Fig. 6e). Las valvas se encuentran enteras y poseen mayor tamaño en la base y pasan en forma progresiva a clastos rotos y de menor tamaño hacia el tope de los *sets*. En ocasiones alternan con niveles arenosos masivos de escasos centímetros de espesor (Fig. 6f). En la base de las artesas, se observan en baja proporción surcos desarrollados en las areniscas masivas que están rellenos por material bioclástico (Fig. 6g).

Interpretación. Esta facies posee una génesis similar a la St, es decir, responde a la migración de megaóndulas 3D en ambientes subácueos, pero con

una mayor disponibilidad de material bioclástico. En los casos en que las artesas poseen surcos en la base se relacionan con eventos de alta energía.

Facies de *rudstone*/*grainstone* con capa plana (Rh). *Rudstone*/*grainstone* con capa plana (Fig. 6h) a entrecruzada de muy bajo ángulo (Fig. 6i). Se agrupan en estratos de capa planas de 2 a 10 cm de espesor delimitados por la gradación normal de conchillas enteras hacia la base y de conchillas rotas de menor tamaño hacia los topes. Las conchillas se disponen preferencialmente con la concavidad hacia abajo. Se disponen en estratos inclinados que llegan al metro de espesor, el tamaño de los *sets* es mayor hacia el techo de los estratos.

Interpretación. La formación de esta facies se relaciona a procesos de alto régimen de flujo que genera niveles bioclásticos con capa plana y una orientación preferencial de las conchillas con la concavidad hacia abajo (Allen, 1984; Clifton, 2006).

Facies de *floatstone* estratificado (Fp). Se caracteriza por la presencia de abundante material bioclástico de tamaño mayor a 2 mm que se encuentra disperso en una matriz psamítica que puede ser tanto bioclástica como silicoclástica (Fig. 6j). Presenta estratificación planar a entrecruzada de bajo ángulo dada por la presencia de bioclastos orientados con la concavidad hacia abajo. La orientación de las capas entrecruzadas es hacia el continente (oeste). Es común en esta facies que hacia el tope de los cuerpos entrecruzados se genere una masividad dada por la presencia de bioturbación entre la que se destaca el icnogénero *Rosselia* (Fig. 6k).

Interpretación. Esta facies representa el depósito originado por flujos unidireccionales traccionales de alta energía. El techo del depósito se encuentra bioturbado, lo que genera una pérdida de la estructura sedimentaria primaria.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS FACIES Y ANÁLISIS ARQUITECTURAL

La excelente preservación de los afloramientos sobre la traza del canal 15 permitió analizar detalladamente el arreglo espacial de las facies, efectuar un análisis arquitectural y reconocer las principales superficies de discontinuidad internas. Todo esto, sumado a la expresión geomorfológica de los diferentes cuerpos sedimentarios condujo a la definición de

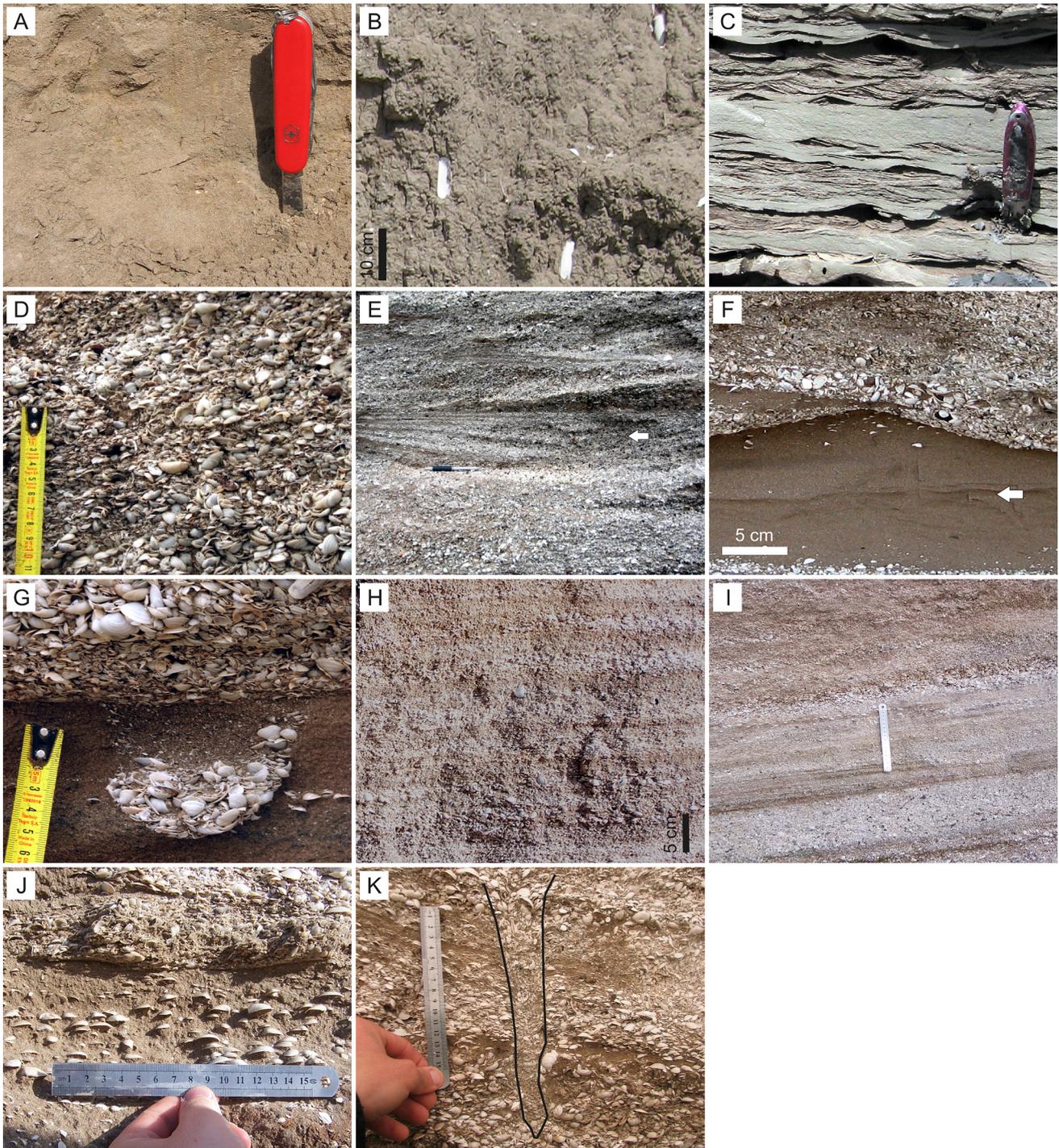


Figura 6. Facies sedimentarias de los depósitos marinos holocenos de la Bahía Samborombón. a) Fangolitas masivas (Fm); b) *Tagelus plebeius* en posición de vida; c) Facies heterolíticas (Ht); d) *Rudstone* masivo (Rm); e) *Rudstone* con estratificación entrecruzada en artesa (Rt); f) Areniscas masivas intercaladas con las diferentes facies de *rudstones*; g) Surcos de flujo rellenos por material bioclástico; h) *Rudstone/Grainstone* con capa plana (Rh); i) *Rudstone/Grainstone* con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Rh); j) Floatstone estratificado (Fp); k) *Rosselia* isp.

Figure 6. Sedimentary facies of the Holocene marine deposits from Bahía Samborombón. a) Massive mudstone (Fm); b) *Tagelus plebeius* in life position; c) Heterolithic deposits (Ht); d) Massive rudstone (Rm); e) Trough cross-bedded rudstone (Rt); f) Massive sandstone interbedded with rudstones; g) Scours marks filled by bioclastic sandstone; h) Planar-bedded rudstone/grainstone (Rh); i) Low-angle cross-bedded rudstone/grainstone (Rh); j) Stratified floatstone (Fp); k) *Rosselia* isp.

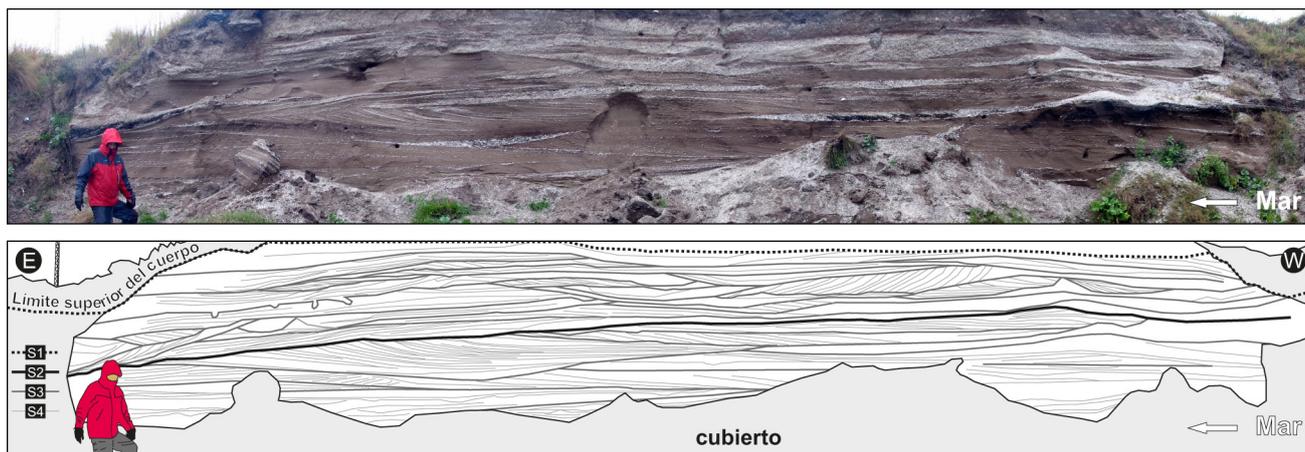


Figura 7. Panel de análisis arquitectural del cordón arenoso. Persona de escala (aprox. 1,75 m). S1-S4: superficies de primer a cuarta jerarquía.

Figure 7. Architectural analysis panel of the sand ridge. Person for scale is 1.75 m high. S1-S4: First to fourth hierarchy surfaces.

cinco asociaciones de facies que definen las siguientes unidades de acumulación: cordón arenoso, cordón bioclástico, depósitos de sobrelavado (*washover*), de albufera y de planicie de marea.

Se reconocieron cuatro tipos de superficies limitantes, las de primer orden limitan grandes cuerpos sedimentarios y generan una clara distinción entre los depósitos que conforman la paleobarrera costera (cordón arenoso, bioclástico y depósitos de *washover*) del resto de las unidades (albufera y planicies de mareas). Las superficies de segundo orden limitan internamente cuerpos mayores dentro de las unidades que conforman el cordón. Además se definieron superficies de tercer orden que limitan los *cosets* de capas entrecruzadas y de cuarto orden que representan los límites de *sets* de capas entrecruzadas.

Cordón Arenoso

El cordón arenoso se encuentra bien expuesto en un corte de unos 15 m de largo por 3,5 m de alto aproximadamente (Fig. 7). Internamente, se reconocen superficies de diferente jerarquía, las de segundo orden se disponen en forma subparalela e inclinadas hacia el este, es decir hacia el mar. Las superficies de menor jerarquía definen *cosets* de capas entrecruzadas. Este cordón está conformado principalmente por las facies Sbs, St, Sh, Shcs, Sbm las cuales se disponen en *cosets* de 0,18 a 0,5 m de espesor y longitud variable. Algunos *cosets* hacia el tope desarrollan facies con laminación ondulítica (Scr y Sr), y otros en la base presentan facies

bioclásticas (Rm) conformando depósitos residuales (Fig. 5a). El diseño complejo de superposición de *cosets* inclinados, tanto al este como al oeste, indica la migración, superposición y agradación de barras submareales. Los *sets* con estratificación horizontal a entrecruzada de muy bajo ángulo que inclinan hacia el este, conformados por la facies Sh, que se observan hacia el tope de los cuerpos, son interpretados como ambientes de playa o *foreshore* (Clifton, 2006). Por otra parte, las geometrías canalizadas dispuestas en forma transversal con direcciones de flujo paralelas al eje del cordón (notorias en la región izquierda de la figura 7), representan el retrabajo por parte de las corrientes litorales paralelas a la costa (*longshore currents*; Davidson-Arnott y Greenwood, 1976). Las capas con laminación ondulítica corresponden a la migración de microformas sobre las caras de rampa de las megaóndulas. Cuando la velocidad del flujo es baja se generan trenes de óndulas que en ocasiones se preservan, en cambio al aumentar la velocidad éstas formas de lecho son lavadas y se genera una estratificación entrecruzada planar o tangencial (Davidson-Arnott y Greenwood, 1976; Allen y Homewood, 1984; Duke *et al.*, 1991). La pendiente hacia el continente de la geoforma cordoniforme suele ser retrabajada por corrientes de litorales (*longshore*), mientras que en la pendiente hacia el mar la presencia de estratificación entrecruzada con óndulas sobreimpuestas es atribuida a tormentas (Davidson-Arnott y Greenwood, 1976). El arreglo interno de este cuerpo sedimentario con las respectivas direcciones de transporte sugiere la migración, superposición y agradación de barras submareales,



Figura 8. Panel de análisis arquitectural del cordón bioclástico. Barra de escala (1 m). S1-S4: superficies de primera a cuarta jerarquía.

Figure 8. Architectural analysis panel of the bioclastic ridge. Bar scale is 1 meter long. S1-S4: First to fourth hierarchy surfaces.

las cuales originaron el sistema de barrera o cordón arenoso (Davidson-Arnott y Greenwood, 1976; Allen y Homewood, 1984; Dalrymple, 1984; Lindhorst *et al.*, 2008). Las facies de *foreshore* indican conspicuos procesos de acción de olas que retrabajan las facies acrecionales formadoras del cordón.

Cordón Bioclástico

Este cordón es el principal rasgo geomorfológico de la región, y en el área estudiada posee unos 200 m de largo por un alto máximo cercano a los 5 m. La disposición interna de este elemento es esencialmente la misma que el cordón arenoso, se compone de superficies principales de segundo orden que inclinan hacia el este, las cuales se amalgaman tanto en la base como en el techo con los límites físicos de esta unidad cordoniforme (superficie de primer orden). Asimismo, internamente se distinguen superficies de menor jerarquía (tercer y cuarto orden), que limitan *cosets* de entre 0,2 y 1 m de espesor, los cuales inclinan tanto al este como al oeste (Fig. 8). Los *cosets* se superponen de manera compleja y están formados por facies bioclásticas, principalmente Rm, Rt y Rh. En ocasiones alterna la

facies Sm que se dispone como lentes sigmoidales de poco espesor. Los *sets* con estratificación horizontal a entrecruzada de muy bajo ángulo que inclinan hacia el este conformados por la facies Rh y en menor medida Sh, que se observan hacia el tope de los cuerpos, son interpretados al igual que en el cordón arenoso como ambientes de playa o *foreshore* (Clifton, 2006). En ocasiones se observan geometrías canalizadas transversales al cordón, que representan el retrabajo por corrientes litorales longitudinales (Davidson-Arnott y Greenwood, 1976). En esta unidad, a diferencia de la del cordón arenoso, no se presentan forma de lecho de óndulas preservadas en el tope de los *sets*, esto sería consecuencia de la granulometría del depósito y no a la ausencia de inestabilidades en el flujo. Del mismo modo que el cordón arenoso esta asociación representa un sistema de barrera bioclástica generado por la migración, superposición y agradación de barras, en este caso bioclásticas (Davidson-Arnott y Greenwood, 1976; Meldahl, 1995; Weill *et al.*, 2012). Es importante destacar que la fuerte disminución de depósitos con evidencias de retrabajo por corrientes litorales, respecto al cordón arenoso, sugiere fluctuaciones en la tasa de aporte sedimentario.

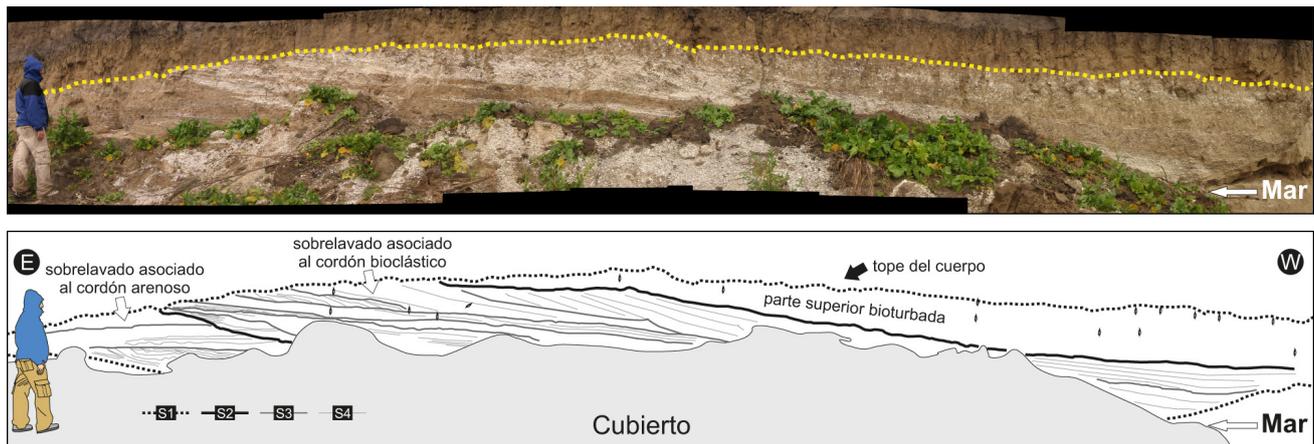


Figura 9. Panel de análisis arquitectural de los depósitos de sobrelavado (*washover*). Persona de escala (aprox. 1,75 m). S1-S4: superficies de primer a cuarta jerarquía.

Figure 9. Architectural analysis panel of the washover deposits. Person for scale is 1.75 m high. S1-S4: First to fourth hierarchy surfaces.

Depósitos de Sobrelavado (*washover*)

Este cuerpo posee una extensión lateral de 17 m de largo por 2,5 m de espesor (Fig. 9). Se apoya en contacto neto sobre sedimentos finos (Miembro Destacamento Río Salado), mayormente cubiertos. El depósito tiene geometría lenticular con un techo convexo hacia arriba (Fig. 9). Internamente se compone de *sets* de hasta 50 cm de espesor con estratificación entrecruzada de bajo ángulo que inclinan hacia el continente. Los *sets* están formados por estratos de entre 5 y 20 cm de las facies Rm, Sm y Fp. Se encuentran dispersos dentro del cuerpo ejemplares de *Tagelus plebeius* en posición de vida que son abundantes hacia el tope (Fig. 9). La parte superior del cuerpo se encuentra fuertemente bioturbada y sólo se reconoce el icnogénero *Rosselia* (Fig. 6k). Esta unidad sedimentaria se interdigita hacia el oeste con los depósitos finos de albufera (Miembro Canal 18; véase párrafos subsiguientes). Se interpreta como depósitos de sobrelavado originados por sucesivos eventos de tormenta que sobrepasaron los cordones litorales tanto arenoso como bioclástico, generando una migración hacia el centro de la albufera (Schwartz, 1982; Varela *et al.*, 2011).

Depósitos de Albufera

Estos depósitos se desarrollan por una extensión de varios kilómetros, con un espesor de hasta 2,5 m y una geometría tabular sin superficies internas reconocibles. Se apoya sobre sedimentos finos asignados al Miembro Destacamento Río Salado

(Fig. 10a-b, d). Se compone de la facies Fm en las cuales es frecuente la presencia de *Tagelus plebeius* en posición de vida (Fig. 10a-c). *T. plebeius* es un bivalvo infaunal, enterrante rápido y profundo, característico de fondos fangosos del intermareal y de gradiente polihalino, típico de ambientes de albufera como actualmente la Laguna de Mar Chiquita en la Provincia de Buenos Aires (Aguirre y Whatley, 1995). Estos depósitos constituyen el Miembro Canal 18 (Fidalgo *et al.*, 1973; Fucks *et al.*, 2010). Se interpretan como depósitos marinos restringidos o albuféricos generados por la sedimentación en cuerpos lagunares por detrás de barreras litorales.

Depósitos de Planicie de Mareas

Se conforman por depósitos principalmente heterolíticos en los que predomina la fracción pelítica (facies Ht). Se encuentran en dos posiciones estratigráficas diferentes, la primera forma la base de todos los depósitos estudiados, posee una extensión de decenas de kilómetros, espesores visibles mínimos de 1 m (Fig. 10d) y se denomina Miembro Destacamento Río Salado (Fidalgo *et al.*, 1973; Fucks *et al.*, 2010). Asimismo, depósitos asignables a esta unidad sedimentaria también conforman el Miembro Canal 15 (Fucks *et al.*, 2010), los que se encuentran aflorando hacia el este de los cordones de conchillas con una distribución más acotada que los anteriores y espesores visibles de hasta 1 m (Fucks *et al.*, 2010). Dada la presencia de abundantes niveles que evidencian alternancia de eventos de tracción y decantación éstos depósitos se interpretan como

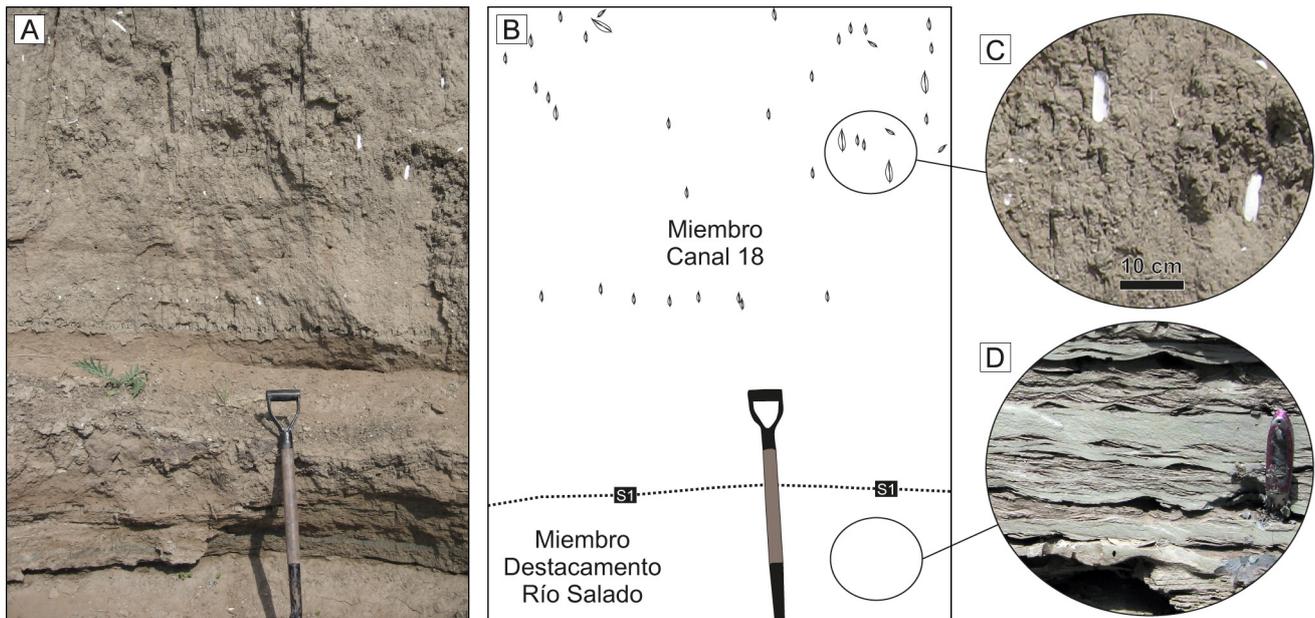


Figura 10. a-b) Foto de campo de los depósitos de albufera y planicie de mareas. Pala de escala (aprox. 1 m). S1: superficie de primer jerarquía. c) Detalle de *Tagelus plebeius* en posición de vida dentro de los depósitos de albufera del Miembro Canal 18. d) Detalle de facies Ht en los depósitos de planicie de marea del Miembro Destacamento Río Salado (navaja de escala, 10 cm).
Figure 10. a-b) Outcrop picture of the lagoon and coastal plain deposits. Shovel for scale is 1 meter long. S1: Major hierarchy surface. c) Detail of *Tagelus plebeius* in life position in the lagoon deposits from the Canal 18 Member. d) Detail of the Ht facies in the coastal plain deposits from the Destacamento Río Salado Member (penknife for scale is 10 cm).

originados en ambientes intermareales de llanuras costeras. La mención de capas entrecruzadas de bajo ángulo en el miembro Destacamento Río Salado (Fucks *et al.*, 2010) indicaría el desarrollo de barras submareales (Dalrymple, 1984).

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL

La distribución y arreglo espacial de las cinco unidades sedimentarias (Fig. 11) condujo a la interpretación de la evolución paleoambiental de los depósitos sedimentarios holocenos marinos del área de estudio. El entendimiento en la dirección vertical y lateral de la acreción de las formas marinas holocenas permitió generar un modelo dinámico para la evolución de la Formación Canal de las Escobas en el área de estudio. En este sentido, sobre la base de los resultados obtenidos, en conjunto con observaciones realizadas en estudios recientes (Aguirre *et al.*, 2011; Richiano *et al.*, 2012), se abordará un esquema evolutivo paleoambiental para la Bahía Samborombón durante este lapso. La depositación de la Formación Canal de las Escobas tuvo lugar durante un momento de alto nivel relativo del mar asignado principalmente al óptimo del MIS 1, abarcando el lapso temporal

desde aproximadamente los 8000 a A.P. hasta los 3000 a A.P. (Violante *et al.*, 2001; Violante y Parker, 2004; Fig. 3). Con posterioridad a la depositación del miembro Destacamento Río Salado (6000 a A.P.) comienzan a formarse cordones litorales y se delinea la proto-Bahía Samborombón (Fig. 3). La evolución de estos depósitos holocenos en la zona de estudio (centro de la bahía) se dividió en 6 etapas (Fig. 12).

Durante la Etapa 1 comienza a desarrollarse una primera geoforma cordoniforme de composición arenosa, con el material erosionado de la espiga constituida por la Facies Pinamar transportado hacia el interior de la proto-Bahía por corrientes litorales provenientes del sur (Figs. 3; 12). La importancia de estas corrientes en la formación de estas barreras quedó registrada por la abundancia de rasgos sedimentológicos paralelos al eje del cordón, tal como fuera mencionado en el apartado anterior (cordón arenoso). Simultáneamente a la construcción de las barreras se podrían haber generado cuerpos albuféricos que corresponderían al Miembro Canal 18, como así también depósitos de sobre lavado o *washover* (Fig. 11) originados por roturas parciales de las barreras durante las tormentas (Etapa 2, Fig. 12).

A partir de la Etapa 3 se produce un cambio radical en la composición de los depósitos cordo-

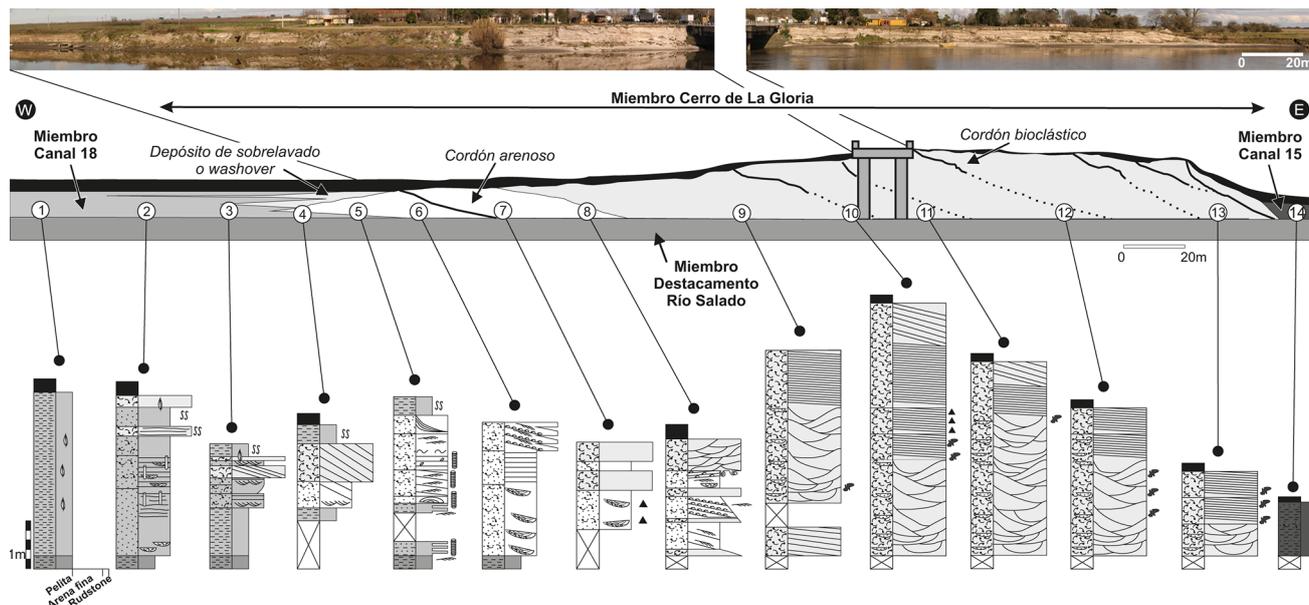


Figura 11. Fotomosaico y esquema arquitectural de los depósitos de la Formación Canal de las Escobas con la ubicación de los perfiles sedimentológicos de detalle. Referencias en figura 4.

Figure 11. Photomosaic and architectural scheme of the deposits from Canal de las Escobas Formation and the location of the detailed sedimentological sections. For references see figure 4.

niformes, pasando de sedimentos arenosos a casi exclusivamente bioclásticos (carbonáticos). El llamativo incremento en el contenido de bioclastos puede ser resultado tanto de un aumento en la productividad carbonática y/o de una disminución en la dilución por parte del material silicoclástico (Kendall y Schlager, 1981; Schlager, 1989; Meldahl, 1995; Spalletti *et al.*, 2001a,b). Esta etapa se desarrollaría aproximadamente entre los 5-6 ka A.P., lo cual coincide con un momento muy especial en el pasado reciente, el Óptimo Climático del Holoceno medio ("Mid-Holocene Thermal Maximum, *sensu* Briner *et al.*, 2006). Estas condiciones climáticas podrían haber favorecido la proliferación de grandes comunidades de organismos bentónicos litorales, principalmente de moluscos bivalvos. El alto predominio de *Maetra isabelleana* (90-75%) en los cordones de Bahía Samborombón, incluyendo todos los estadios ontogenéticos (todas las dimensiones del rango de la especie), así como su excelente grado de preservación, indican que este bivalvo representa un elemento autóctono de las comunidades litorales originales y sugieren la alta radiación adaptativa que tuvo durante las nuevas condiciones ambientales (mayor salinidad) y climáticas (incremento de temperatura oceánica superficial) en el área (Aguirre, 1993; Aguirre y Whatley, 1995). Por otro lado, se registran cambios en la preponderancia de las corrientes

oceánicas, tornándose más importante la corriente cálida de Brasil con dirección sur, que la corriente fría de Malvinas que fluye hacia el norte (Fig. 3; Aguirre, 1993). Este cambio en las intensidades de las corrientes tuvo un efecto dual, primero un mayor aporte de aguas templado-cálidas hacia la bahía y segundo un cambio en el aporte de terrígenos. El aporte de arenas producto de la erosión y el retrabajo de la facies Pinamar estaría drásticamente disminuido; por otro lado, desde el norte el posible aporte de terrígenos estaría restringido al proveniente desde el Río de la Plata (Fig. 3). Sin embargo, no se registra un cambio composicional y/o textural en el escaso material silicoclástico presente en los cordones bioclásticos. La razón principal estaría relacionada al tipo de material transportado por el Río de la Plata, el cual es mayormente pelítico, y potencialmente lavado de los cordones por la acción de mareas tal cual sucede en otros depósitos cuaternarios similares (Meldahl, 1995).

Durante las etapas 3 a 5 (Fig. 12) se produce la evolución del cordón bioclástico y la progradación de los depósitos de sobrelavado hacia el interior de la albufera (oeste). Dicha evolución está caracterizada por el amalgamamiento en el centro de la bahía de cordones bioclásticos limitados por superficies de segundo orden. Estas superficies poseen mayor inclinación hacia el este (Figs. 11; 12) producto del

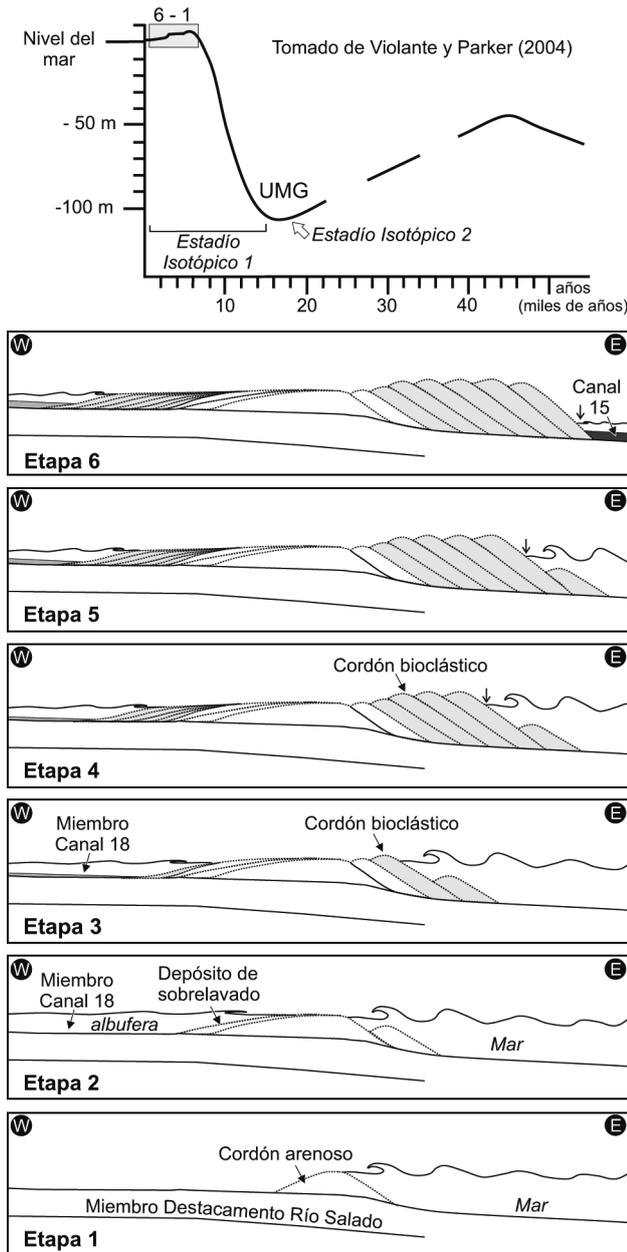


Figura 12. Esquema de evolución de la Formación Canal de las Escobas y su relación con los cambios relativos del nivel del mar durante el Holoceno. Previo a la etapa 1 se depositó el Miembro Destacamento Río Salado como resultado de la transgresión posterior al Último Máximo Glacial (UMG). En las etapas 1-2 se inicia la depositación del Miembro Cerro de la Gloria con la generación del cordón arenoso; paralelamente se inicia la depositación del Miembro Canal 18 como producto de la formación de una laguna costera por detrás de la barrera. Durante las etapas 3 a 5 se deposita el cordón bioclástico. Asociado a las geoformas cordoniformes (etapas 1 a 5) se forman como producto de tormentas los depósitos de sobrelavado. Finalmente en la etapa 6 se retira el mar producto del descenso eustático dando lugar a la planicie de mareas que se desarrolló al este de los cordones (Miembro Canal 15). Curva eustática modificada de Violante y Parker (2004).

Figure 12. Evolution schemes of Canal de Las Escobas Formation and its relation with relative sea-level changes during the Holocene. Previous to stage 1 Destacamento Río Salado Member was deposited as result of the transgression post Last Glacial Maximum (LGM). In stages 1-2 starts the deposition of Cerro de La Gloria Member with a sand ridge generation, simultaneously landward starts the deposition of Canal 18 Member as result of the coastal lagoon formation behind the barrier. During stages 3 to 5 the bioclastic ridge was deposited. Landward associated to the ridge (stages 1 to 5) washover deposits were generated by storms. Finally, in stage 6 the sea-level fall generated the deposition of tidal plain to the east of the barrier system (Canal 15 Member). Eustatic curve modified from Violante and Parker (2004).

apilamiento de sucesivas barreras bioclásticas en un contexto de muy lento descenso del nivel relativo del mar (Fig. 12). El incremento en la inclinación de las superficies de acreción es también registrado en barreras holocenas similares alrededor del mundo (Lindhorst *et al.*, 2008; Zecchin *et al.*, 2010; Weill *et al.*, 2012). Simultáneamente, las superficies internas registradas dentro de los depósitos de sobrelavado indican diferentes momentos de progradación dentro de la albufera, los que se podrían relacionar a eventos de acreción en el cordón bioclástico (Figs. 9, 12). Asimismo, estos depósitos de sobrelavado se interdigitan con los sedimentos albuféricos (Miembro Canal 18) depositados en el lapso comprendido entre

las etapas 3 a 5 (Fig. 12).

Finalmente, en la Etapa 6 (Fig. 12), el marcado y constante descenso del nivel relativo del mar que se extiende hasta llegar a la cota actual (Violante *et al.*, 2001) generó la formación de llanuras costeras y marismas hacia el este que se agrupan en el Miembro Canal 15 (Fucks *et al.*, 2010). Estos depósitos, por sobre una superficie de primer orden, se depositaron en el frente de la última forma acrecional del cordón bioclástico.

ESQUEMA CRONOESTRATIGRÁFICO

La identificación de cuerpos limitados por

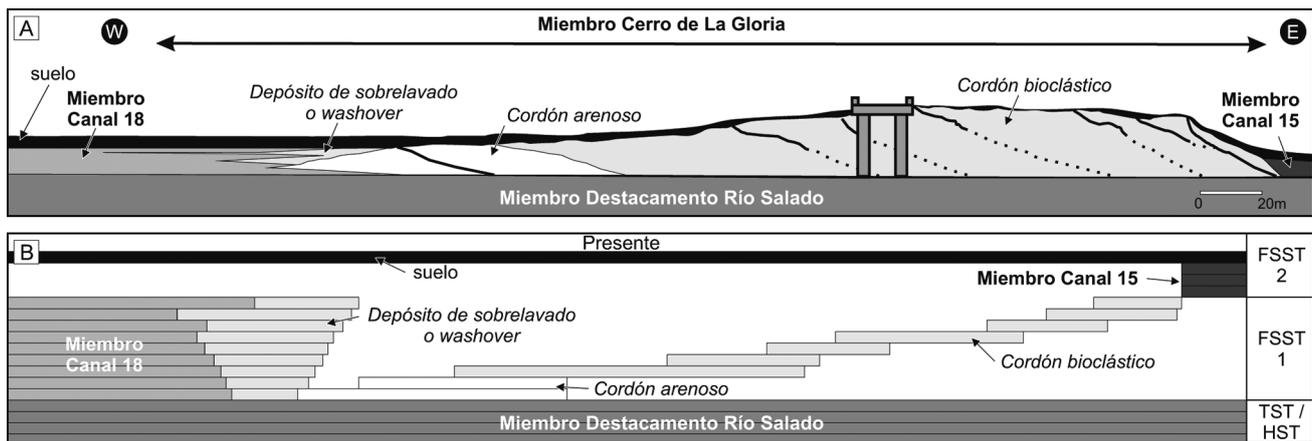


Figura 13. a) Esquema arquitectural de los depósitos de la Formación Canal de las Escobas. c) Carta cronoestratigráfica esquemática de los depósitos holocenos de la Formación Canal de las Escobas. TST/HST: Cortejo transgresivo/cortejo de mar alto; FSST: cortejo de caída del nivel del mar.

Figure 13. a) Architectural scheme of the deposits from Canal de las Escobas Formation. b) Schematic chronostratigraphic chart of the Holocene deposits of Canal de las Escobas Formation. TST/HST: Transgressive system tract/Highstand system tract; FSST: Falling stage system tract.

superficies de discontinuidad dentro de cada una de las unidades sedimentarias de cordón permite proponer un esquema cronoestratigráfico para poder correlacionar temporal y espacialmente los cuerpos definidos.

Durante un primer estadio se generan los depósitos del Miembro Destacamento Río Salado como consecuencia de una transgresión marina que se originó con posterioridad al Último Máximo Glacial (Violante *et al.*, 2001; Parker *et al.*, 2008). Este miembro representa los depósitos de un cortejo transgresivo, sin embargo la presencia de barras progradantes tanto al este como al oeste en el tope de miembro (Fucks *et al.*, 2010) indicarían un posible estadio de mar alto (Fig. 13). La ausencia de afloramientos extensos y de buena calidad del Miembro Destacamento Río Salado, el cual en su mayor parte es conocido a través de barrenos, imposibilita la correcta determinación de un pasaje desde un cortejo transgresivo a uno de mar alto (Fig. 13). A continuación de la acumulación del Miembro Destacamento Río Salado se inicia un proceso de caída del nivel relativo del mar que genera la depositación de un cortejo de caída (FSST: *falling stage system tract*; Fig. 13). Esta sucesión fue anteriormente interpretada como un cortejo de mar alto (Violante y Parker, 2004; Parker *et al.*, 2008), sin embargo en estos trabajos se señala que el descenso relativo del nivel del mar comenzó a los 6000 a A.P., razón por la cual estos depósitos habrían sido originados a consecuencia de una regresión forzada

(Catuneanu, 2006) y encuadran mejor en un cortejo FSST (Plint y Numedal, 2000; Coe, 2003; Zecchin *et al.*, 2010).

El cortejo de caída (FSST) puede ser dividido en dos etapas (Fig. 13). La primera, FSST 1, es la responsable del origen de los cordones litorales y se corresponde con un paulatino descenso del nivel relativo del mar. Durante esta etapa, además de los cordones (arenoso y bioclástico) se generaron, en el área de estudio, ambientes de albufera dentro de la cual progradaron los depósitos de sobrelavado (Fig. 13). La disposición amalgamada de cuerpos cordoniformes, en el centro de la Bahía Samborombón, con pendientes cada vez más pronunciadas hacia el este podría indicar que el descenso del nivel del mar fue gradual y continuo (Figs. 12, 13). La disposición progradante de superficies sigmoidales en posiciones cercanas a la costa fue también observada en otros depósitos cuaternarios e interpretada como consecuencia de un cortejo de caída del nivel del mar (Zecchin *et al.*, 2010). Finalmente la etapa FSST 2 representa una aceleración en el proceso de caída del nivel del mar que traslada la sedimentación costera a su posición actual y su desarrollo se corresponde con los depósitos del Miembro Canal 15 (Fig. 13).

En zonas litorales los controles alocíclicos eustáticos y climáticos constituyen los factores predominantes que intervienen en la dinámica de los sistemas costeros. Las evidencias que posibilitan su disquisición a menudo se presentan de manera confusa, generando esquemas de variables interde-

pendientes. Evidencias tafonómicas, composicionales y de dinámica de transporte presentadas en este trabajo, indican que la variación de material clástico/biolástico que marcan la instauración de dos tipos diferentes de cordones litorales, estuvo asociada a un control climático (*i.e.* óptimo climático). De esta manera, mientras que a gran escala la evolución geomorfológica costera estuvo asociada al paulatino descenso del nivel del mar (control eustático), las variaciones en las condiciones climáticas ocasionaron un cambio composicional rotundo durante la acreción de las formas cordoniformes acaecidas durante el descenso relativo del nivel del mar (*i.e.* FSST 1 - cordones arenoso y biolástico). Las observaciones realizadas en el presente trabajo claramente demuestran el impacto del control del óptimo climático sobreimpuesto al control eustático que gobernó la dinámica de los ambientes sedimentarios.

CONCLUSIONES

Se reconocieron 13 facies sedimentarias en la Formación Canal de las Escobas que se dividen en tres grupos: facies silicoclásticas arenosas, silicoclásticas finas y carbonáticas biolásticas. Estas facies permitieron distinguir cinco unidades sedimentarias: cordón arenoso, cordón biolástico, depósito de sobrelavado, albufera y planicie de mareas.

La evolución paleoambiental de las unidades sedimentarias reconocidas se dividió en seis etapas que son posteriores a la depositación del Miembro Destacamento Río Salado. Las etapas 1 y 2 corresponden al desarrollo del cordón arenoso producto del retrabajo de la Facies Pinamar, mientras que durante las etapas 3 a 5 se originó la amalgamación de cordones biolásticos. En forma simultánea a estas cinco etapas se desarrolló una albufera dentro de la cual progradaron hacia el oeste depósitos de sobrelavado. Por último, en la etapa 6 se retira el mar hasta su posición actual y propició la generación de ambientes de marismas.

Se propone una alternativa al marco estratigráfico secuencial existente y se interpreta a todo el proceso de formación de cordones litorales de la Bahía Samborombón como originados durante el descenso relativo del nivel del mar, los cuales quedaron registrados dentro de un cortejo de caída del nivel del mar como respuesta a una regresión forzada.

Se reconocieron controles eustáticos y climáticos

los cuales con diferentes órdenes de magnitud controlaron la génesis de los depósitos estudiados. A su vez, este trabajo es un ejemplo de las grandes modificaciones que pueden ocurrir en los ambientes litorales como resultado de los cambios climáticos, en particular durante contextos de calentamiento global como los ocurridos durante los períodos interglaciales del Cuaternario.

Agradecimientos

El presente trabajo fue financiado por subsidios provenientes de la Universidad Nacional de la Plata (11/N587) y CONICET (PIP0080). Las imágenes ALOS/JAXA fueron cedidas en forma gratuita por la CONAE. Los autores quieren agradecer al Dr. Gonzalo Veiga por sus sugerencias durante el desarrollo del trabajo, a la Dra. Alfonsina Tripaldi (Ed.), a la Dra. Ana Tedesco y al Dr. Enrique Fucks por sus sugerencias al manuscrito original que han mejorado notablemente esta versión final.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre, M.L., 1993. Palaeobiogeography of the Holocene molluscan fauna from Northeastern Buenos Aires Province, Argentina: its relation to coastal evolution and sea level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102:1-26.
- Aguirre, M.L. y R.C. Whatley, 1995. Late Quaternary marginal marine deposits from north-eastern Buenos Aires Province, Argentina: a review. *Quaternary Science Reviews* 14:223-254.
- Aguirre, M.L., S. Richiano, E. Farinati, y E. Fucks, 2011. Taphonomic comparison between two bivalves (*Mactra* and *Brachidontes*) from Late Quaternary deposits in northern Argentina: Which intrinsic and extrinsic factors prevail under different palaeoenvironmental conditions? *Quaternary International* 233:113-129.
- Allen, J.R.L., 1982. Mud drapes in sand-wave deposits: A physical model with application to the Folkestone Beds (Early Cretaceous, southeast England). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 306:291-345.
- Allen, J.R.L., 1984. Experiments of the settling, overturning and entrainment of bivalve shells and related models. *Sedimentology* 31:227-250.
- Allen, P.A., y P. Homewood, 1984. Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology* 31:63-81.
- Boyd, R., R.W. Dalrymple, y B.A., Zaitlin, 2006. Estuarine and Incised-Valley Facies Model. En H.W. Posamentier y R.G. Walker (Eds.), *Facies Model Revisited*. SEPM Special Publication 84:171-235.
- Briner, J.P., N. Michelutti, D.R. Francis, G.H. Miller, Y. Axford, M.J. Wooller, y A.P. Wolfe, 2006. A multi-proxy lacustrine record of Holocene climate change on northeastern Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Research* 65:431-442.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier,

- Amsterdam, 386 pp.
- Clifton, E.H.**, 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. En H.W. Posamentier y R.G. Walker (Eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication 84:293-337.
- Coe, A.L.**, 2003. *The sedimentary record of sea-level change*. Cambridge University Press, 287 pp.
- Collinson, J.D., N. Mountney y D.B. Thompson**, 2006. *Sedimentary structures*. Tercera edición. Terra Publishing. Harpenden, England, 292 pp.
- Dalrymple, R.W.**, 1984. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology* 31:365-382.
- Dalrymple, R.W., B.A. Zaitlin, y R. Boyd**, 1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62:1130-1146.
- Davidson-Arnott, R.G.D. y B. Greenwood**, 1976. Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. En R.A. Davis (Ed.), *Beach and nearshore sedimentation*. SEPM Special Publication 24:149-168.
- Duke, W.L., R.W.C. Arnott, y R.J. Cheel**, 1991. Shelf sandstones and hummocky cross stratification: New insight on a stormy debate. *Geology* 19:625-628.
- Dumas, S. y R.W.C. Arnott**, 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34:1073-1076.
- Embry, A.F. y J.E. Klován**, 1972. Absolute water depth limits of late Devonian paleoecological zones. *Geologische Rundschau* 61:672-686.
- Fidalgo, F., U.R. Colado y F.O. De Francesco**, 1973. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). *V Congreso Geológico Argentino Actas* 4:225-240, Villa Carlos Paz.
- Frenguelli, J.** 1950. Rasgos generales de la morfología y de la geología de la provincia de Buenos Aires. *Laboratorio de Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica*, La Plata. Serie 2 (30), 72 pp.
- Fucks, E., E. Schnack y M. Aguirre**, 2010. Nuevo ordenamiento estratigráfico de las secuencias marinas del sector continental de la bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina* 67:27-39.
- Haq, B.U., J. Hardenbol, y P.R. Vail**, 1987. Chronology of the fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235:1156-1167.
- Kendall, C.G.St.C. y W. Schlager**, 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology* 44:181-212.
- Kidwell, S.M.**, 1991. The Stratigraphy of shell concentrations. En P.A. Allison y E.G. Briggs (Eds.), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. *Topics in Geobiology*. Plenum Press, 9:115-209.
- Lindhorst, S., C. Betzler, y H.C. Hass**, 2008. The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. *Sedimentary Geology* 206:1-16.
- Meldahl, K. H.**, 1995. Pleistocene shoreline ridges from tide-dominated and wave-dominated coasts: northern Gulf of California and western Baja California, Mexico. *Marine Geology* 123:61-72.
- Miall, A.D.**, 1996. *The Geology of Fluvial Deposit: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer Verlag, Berlin, 582 pp.
- Parker, G., R.A. Violante, G.M. Paterlini, I.P. Costa, S.I. Marcolini, y J. Cavallotto**, 2008. Las secuencias depositacionales del Plioceno-Cuaternario en la plataforma submarina adyacente al litoral del este bonaerense. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15:105-124.
- Plint, A.G., y D. Nummedal**, 2000. The Falling Stage Systems Tract: Recognition and Importance in Sequence Stratigraphic Analysis. En D. Hunt y R.L. Gawthorpe (Eds.), *Sedimentary Responses to Forced Regression*. Geological Society of London Special Publication 172:1-17.
- Richiano, S., M. L. Aguirre y E. Farinati**, 2012. Bioerosion structures in Quaternary marine molluscs from Argentina. En Netto, R., N., Carmona, y F., Tognoli (Eds.), *Ichthyology of Latin America, Selected Papers*. Serie Monografías da Sociedade Brasileira de Paleontologia:159-177.
- Schlager, W.** 1989. Drowning unconformities on carbonate platforms. En P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J.F. Read (Eds.), *Controls on carbonate platform and basin development*. SEPM Special Publication 44:15-25.
- Schwartz, R.K.**, 1982. Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology* 29:835-849.
- Spalletti, L., S. Matheos y D. Poiré**, 1987. Sedimentology of the Holocene littoral ridge of Samborombón Bay (Central Buenos Aires Province, Argentina). *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 5:11-132.
- Spalletti, L.A., D.G. Poiré, E. Schwarz, y G.D. Veiga**, 2001a. Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate-siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14:609-624.
- Spalletti, L.A., D.G., Poiré, D. Pirrie, S. Matheos, y P. Doyle**, 2001b. Respuesta sedimentológica a cambios en el nivel de base en una secuencia mixta clástica-carbonática del Cretácico de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 14:57-74.
- Tricart, J.** 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. *INTA, Colección Científica* 12, 202 pp.
- Varela, A.N., S. Richiano y D.G. Poiré**, 2011. Tsunami vs storm origin for shell bed deposits in a lagoon environment: an example from the Upper Cretaceous of southern Patagonia, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 18:87-88.
- Violante, R.A., G. Parker y J. Cavallotto**, 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56:51-66.
- Violante, R. A. y G. Parker**, 2004. The post-last glacial maximum transgression in the de la Plata River and adjacent inner continental shelf, Argentina. *Quaternary International* 114:167-181.
- Weill, P., B. Tessier, D. Mouazé, C. Bonnot-Courtois, y C. Norgeot**, 2012. Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France) - Internal architecture revealed by ground-penetrating radar. *Sedimentary Geology* 279:173-186.
- Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas y K. Billups**, 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292:686-693.
- Zecchin, M., M. Caffau, D. Civile, y C. Roda**, 2010. Anatomy of a late Pleistocene clinoformal sedimentary body (Le Castella, Calabria, southern Italy): A case of prograding spit system? *Sedimentary Geology* 223:91-309.