

Evolución y cambios ambientales de la llanura costera de la cabecera del río de la Plata

José Luis CAVALLOTTO¹, Roberto A. VIOLANTE¹ y Ferrán COLOMBO²

¹Servicio de Hidrografía Naval. Avenida Montes de Oca 2124, Buenos Aires C1270ABV.

E-mail: jlcavallotto@hidro.gov.ar

²Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, Pedralbes, E-08028 Barcelona, España.

RESUMEN. La llanura costera y ámbitos vecinos ubicados en las cabeceras del río de la Plata, del sur de la provincia de Entre Ríos y el delta del Paraná, representan los ambientes más interiores afectados por la transgresión postglacial ocurrida durante el Pleistoceno superior-Holoceno que ingresó a través del río. Como tal, su evolución estuvo vinculada al contexto de todo el río de la Plata y fue el resultado del efecto combinado del ascenso y descenso relativo del nivel del mar, la dinámica costera en esos primitivos ambientes litorales, los cambios climáticos y las características morfológicas del sustrato. El registro sedimentario está constituido por una secuencia formada por depósitos de carácter estuárico resultantes de la migración de un depocentro fangoso que acompañó al evento transgresivo, sobre el que se superponen depósitos de llanuras con cordones de playas y dunas, playas de baja energía y deltas evolucionados durante la regresión que llevó el nivel del mar a su posición actual. Los sedimentos, que conforman un cortejo transgresivo y uno de mar alto, forman parte de las secuencias que se extienden a lo largo de todo el río de la Plata. La evolución de la región se sintetiza en tres momentos: El primero se corresponde con la transición del máximo transgresivo a la subsiguiente regresión durante un período de temperaturas y humedad mayores a las actuales, cuando el depocentro fangoso alcanzó su posición más alta y se desarrollaron deltas menores en la desembocadura de ríos y arroyos, así como los primeros cordones de playas. El segundo ocurrió durante el predominio de condiciones más secas, cuando se interrumpió la progradación de los deltas mencionados, progradaron las playas estuáricas por deriva litoral y se desarrollaron médanos. El último momento transcurrió a partir del cambio hacia condiciones más húmedas semejante a las actuales, cuando por un incremento en los aportes fluviales del río Paraná se instaló el delta del Paraná aislando a los primitivos ambientes estuáricos interiores. Los estudios regionales apoyados en fechados radiocarbónicos revelan un sincronismo entre los eventos ocurridos entre la zona de estudio y las llanuras costeras del margen sur del río de la Plata.

Palabras claves: *Holoceno, Llanura costera, Geomorfología, Entre Ríos, Río de la Plata.*

ABSTRACT. *Evolution and environmental changes in the coastal plain of the headwater of Río de la Plata.* The coastal plains and surrounding areas in the south of Entre Ríos Province together with the Paraná delta represent the innermost environments of the Río de la Plata that were affected by the late Pleistocene-Holocene post-glacial transgression. Thus, they evolved in the context of the evolution of the entire Río de La Plata as a result of the combined effect of relative sea-level rise and fall, the coastal dynamic in the former littoral environments, climatic changes and substrate topography. The sedimentary record consists of a sequence of estuarine deposits, resulting from migration of a muddy depocentre during the transgression, underlying deposits representing beach-ridges, plains, dunes, low-energy beaches and deltas that evolved during the regressive event. These sediments respectively constitute two system tracts, transgressive and highstand, which are part of the sequences extended all along the entire La Plata river. There were three evolutionary stages. The first corresponds to the transition from transgression to highstand during times of higher temperature and humidity than at present, when the estuarine depocenter that had previously invaded the La Plata river reached its innermost position; minor deltas developed at the mouths of small rivers and beach ridges systems began to form. The second represents the first part of the highstand when drier climatic conditions prevailed, resulting in the interruption of progradation of small deltas and replacement by estuarine beaches formed by littoral drift and formation of dunes. The last stage elapsed from the moment when climatic conditions became more humid as the present conditions developed, such that an increase in water supply from the Paraná river induced the formation of the Paraná delta and the consequent isolation of the former innermost estuarine and beach-ridges environments. Regional correlations supported by radiocarbon dating reveal a synchronism between geomorphological events and features in the study area and in the southern margin of the Río de La Plata.

Key words: *Holocene, Coastal plains, Geomorphology, Entre Ríos Province, de la Plata river.*

Introducción

En el presente trabajo se documenta e interpreta la interacción entre los distintos factores que controlaron la evolución de la cabecera del río de la Plata y los cambios ambientales, tanto espacial como temporalmente, con el fin de com-

prender los mecanismos que condujeron a su evolución, que estuvo condicionada por la dinámica costera en relación con los cambios climáticos, el nivel del mar ocurridos durante el Holoceno y la topografía del sustrato.

El área de estudio ocupa unos 17.000 km², entre los 32° 05' y 34° 29' S y entre las localidades de Diamante y la Capital

Federal (Figs. 1, 2 y 3). Se desarrolla dentro de lo que fue un extenso estuario interior de 300 km de longitud y tiene una topografía con suaves ondulaciones cuyas cotas oscilan entre 0 y + 11 m. Forma parte del ambiente denominado Río de la Plata (Fig. 1), definido como un conjunto de formas vinculadas genéticamente entre sí generadas durante la transgresión holocena, que comprende el delta del Paraná (subaéreo y subáqueo), las llanuras costeras del sur de Entre Ríos y del nordeste bonaerense y los sectores costeros aislados de la República Oriental del Uruguay (Cavallotto *et al.* 1999).

Actualmente sólo el frente del delta subaéreo se encuentra sometido a la dinámica del río de la Plata vinculada con la acción de las mareas y sudestadas, mientras que el resto del área está bajo la acción fluvial asociada con las inundaciones periódicas producidas principalmente por el río Paraná y secundariamente por el Gualeguay.

Se realizaron estudios geológicos en la zona que aportaron nuevos conocimientos incluidos en el presente trabajo. Así, permitieron correlacionar procesos que actuaron en las áreas costeras del nordeste bonaerense, el río de la Plata y la plataforma continental adyacente e interpretar la zona estudiada dentro del contexto del Río de la Plata tal ya se definió anteriormente. De esta manera se avanza sobre los estudios realizados previamente por diferentes autores (Cordini 1949, Groeber 1961, Gentili y Rimoldi 1979, Iriondo 1980 a y b, 1988, 1991, 1983, 1984 y 2004, Parker 1990, Parker y Marcolini 1992, Cavallotto *et al.* 1999, 2002 y 2004).

Método

Para este estudio, en primer lugar, se identificaron y mapearon geoformas, que fueron individualizadas en las cartas satelitales y hojas del IGM a escala 1: 250.000 y 1:50.000, respectivamente.

El método de campo tuvo por objeto reconocer las geoformas y las unidades estratigráficas, estas últimas se analizaron mediante las observaciones en cortes naturales y artificiales del terreno y la ejecución de barrenos de mano. Además se consideraron todas las descripciones de perforaciones efectuadas en el área y las dataciones radiocarbónicas tanto de muestras geológicas como de sitios arqueológicos. En los perfiles y en los sondeos se tomaron muestras para posteriores estudios sedimentológicos (granométricos y mineralógicos), paleontológicos y muestras de conchilla y de arenas para determinación de edades por los métodos de ^{14}C y de termoluminiscencia, respectivamente.

Características generales actuales del área

Clima: El área está comprendida dentro de un clima templado con lluvias todo el año. Las temperaturas medias anuales se encuentran entre los 18° C en el norte de la región y 16,7° C en el sur, con precipitaciones total anuales de alrededor de 1.000 mm (Servicio Meteorológico Nacional, 1980).

Hidro-meteorología: Las condiciones hidro-meteorológicas actuales en el río de la Plata son complejas y se deben a:

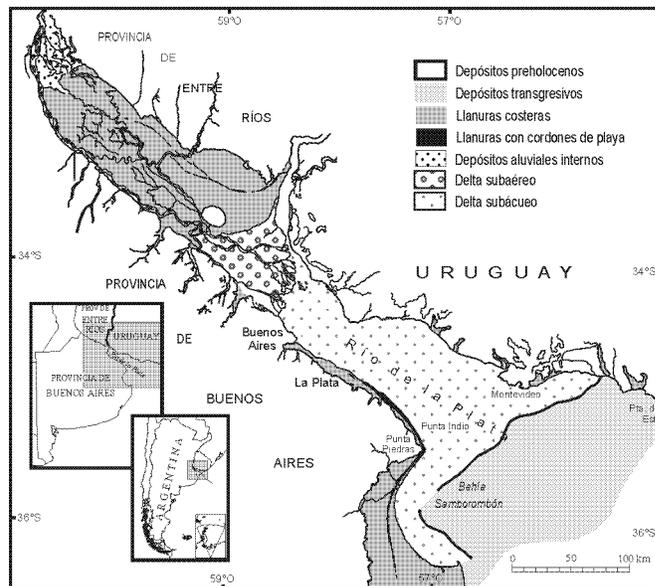


Figura 1: Mapa morfológico regional del Río de la Plata (Cavallotto 2002).

Descargas fluviales: El río de la Plata ocupa la parte inferior de una extensa cuenca de drenaje que cubre parte de Argentina, Bolivia, Brasil, Paraguay y Uruguay con un área de más de 3.200.000 km². Sus principales afluentes son los ríos Paraná y Uruguay, con una descarga anual de 16.000 m³ s⁻¹ y 6.000 m³ s⁻¹, respectivamente (C.A.R.P. 1989), las cuales no producen un efecto significativo en el nivel de sus aguas. Además hay que mencionar los afluentes propios del río Paraná en la zona de estudio, y que desaguan tanto por el norte, tales como -en orden de importancia-: el río Gualeguay y los arroyos Nogoyá, Clé; como por el sur: los ríos Luján y Arrecife y los arroyos Areco y de la Cruz, entre otros (Fig. 2).

Estas descargas se incrementan con los grandes volúmenes de aguas asociados con inundaciones en respuesta al fenómeno de El Niño (ENSO: El Niño – *Southern oscillation*).

Vientos: Los vientos ejercen un gran control sobre el nivel de las aguas. En el río de la Plata, actualmente las máximas alturas son producidas por los vientos que soplan del sur-sur-este (que son los que generan las denominadas sudestadas) y los mínimos se producen por vientos que soplan del norte. Los valores extremos máximos y mínimos -registrados para el último siglo- son 3,88 y -4,22 m (m s.n.m.), respectivamente, Servicio de Hidrografía Naval (1993). Valores de niveles máximos que surgen de los registros de mareas desde 1905 indican valores que exceden los 2,30 m (m s.n.m.) y una máxima media de 1,95 metros.

Olas: Usualmente no son altas, tienen una media de 0,31 m (Halcrow 1969), las mayores alturas ocurren en el sector exterior y las más bajas en el interior. La dirección de los vientos que generan las mayores alturas son en orden decreciente del este-sureste y este en el sector exterior, y del este y este-sureste en el sector interior (C.A.R.P. 1992).

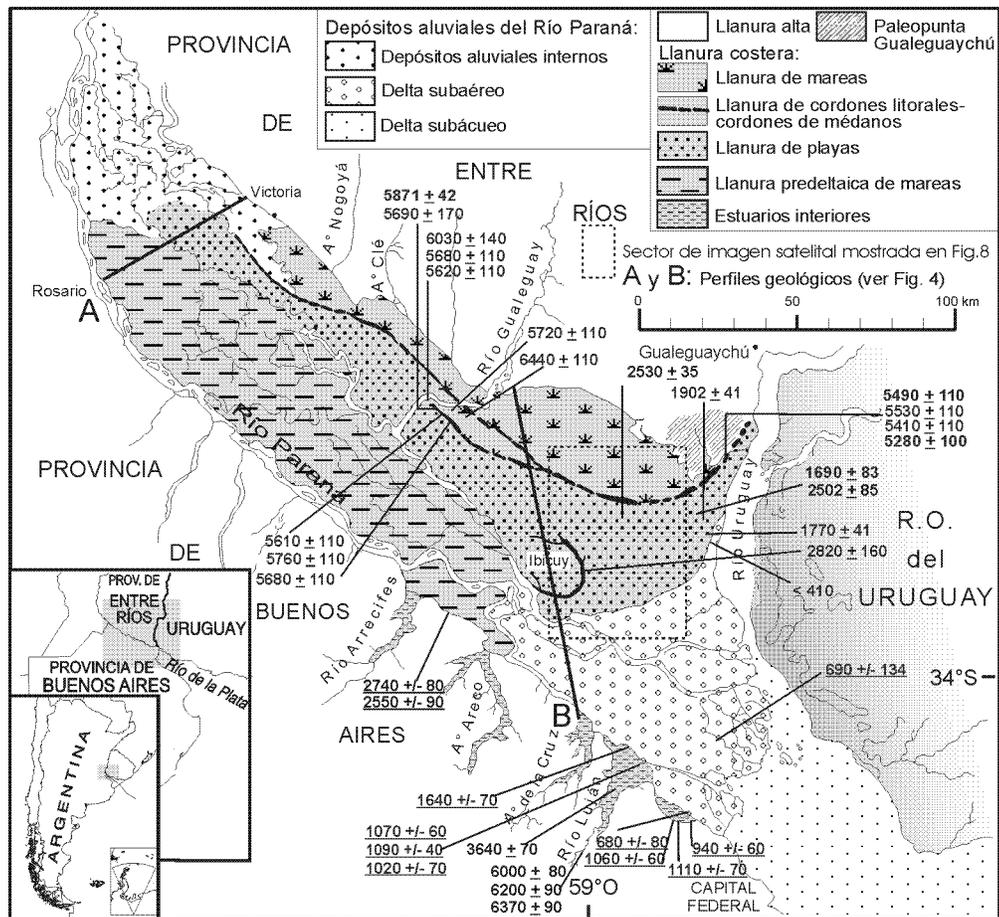


Figura 2: Mapa morfológico del área de estudio y de ubicación de las muestras datadas.

Mareas: Muestran desigualdades semidiurnas y se propaga a lo largo de todo el río. Las mareas ordinarias muestran un rango micromareal (0,46-0,52 metros).

Morfología

Se diferenciaron dos ambientes morfológicos: pre-holoceno y holoceno.

Pre-holoceno

Corresponde al ambiente no afectado por la transgresión marina del Holoceno y equivale a la llanura alta definida por Frenguelli (1950) para la provincia de Buenos Aires y extendido en este trabajo para el sur de la provincia de Entre Ríos. Bordea toda el área de estudio, y sus márgenes están marcados por un cambio de pendiente o barranca. El margen sur es más pronunciado, con una altura de la barranca que supera a los 10 m, que en su mayor parte es rectilínea y a cuyo pie se encuentra el valle del río Paraná, mientras que el margen norte presenta suaves entrantes y salientes. Un rasgo conspicuo lo constituye el saliente ubicado al sur de la localidad de Gualeguaychú, denominado en este trabajo como Paleopunta

Gualeguaychú (Fig. 2), el cual durante la evolución del área estuvo enfrentada a la dirección dominante de la ola y se comportó como un punto de concentración de energía a partir de donde comenzaron desarrollar sistemas progradantes de cordones de playa.

El relieve de la llanura alta es ondulado, se desarrolla en cotas mayores que 5 m y se encuentra recortado por valles originados durante ciclos morfogénicos caracterizados por una mayor actividad fluvial que la actual. Estos se encuentran asociados probablemente con el proceso erosivo que acompañó al descenso del nivel de base ocurrido durante la última glaciación. Los valles presentan un hábito sinuoso a levemente meandriforme con cambios rápidos tanto de hábito como de orientación en el ambiente de la llanura costera. En la llanura alta norte, dichos valles presentan orientación norte-sur y están ocupados actualmente por los cursos fluviales correspondientes a los arroyos Nogoyá, Clé, Gualeguay y Gualeguaychú, ubicados de oeste a este, respectivamente, mientras que en la llanura alta sur tienen orientación noreste y actualmente son drenados por los arroyos Arrecifes, Areco y de la Cruz y por el río Luján, entre los más importantes (Fig. 2).

Holoceno

Está compuesto por una sucesión de formas originadas

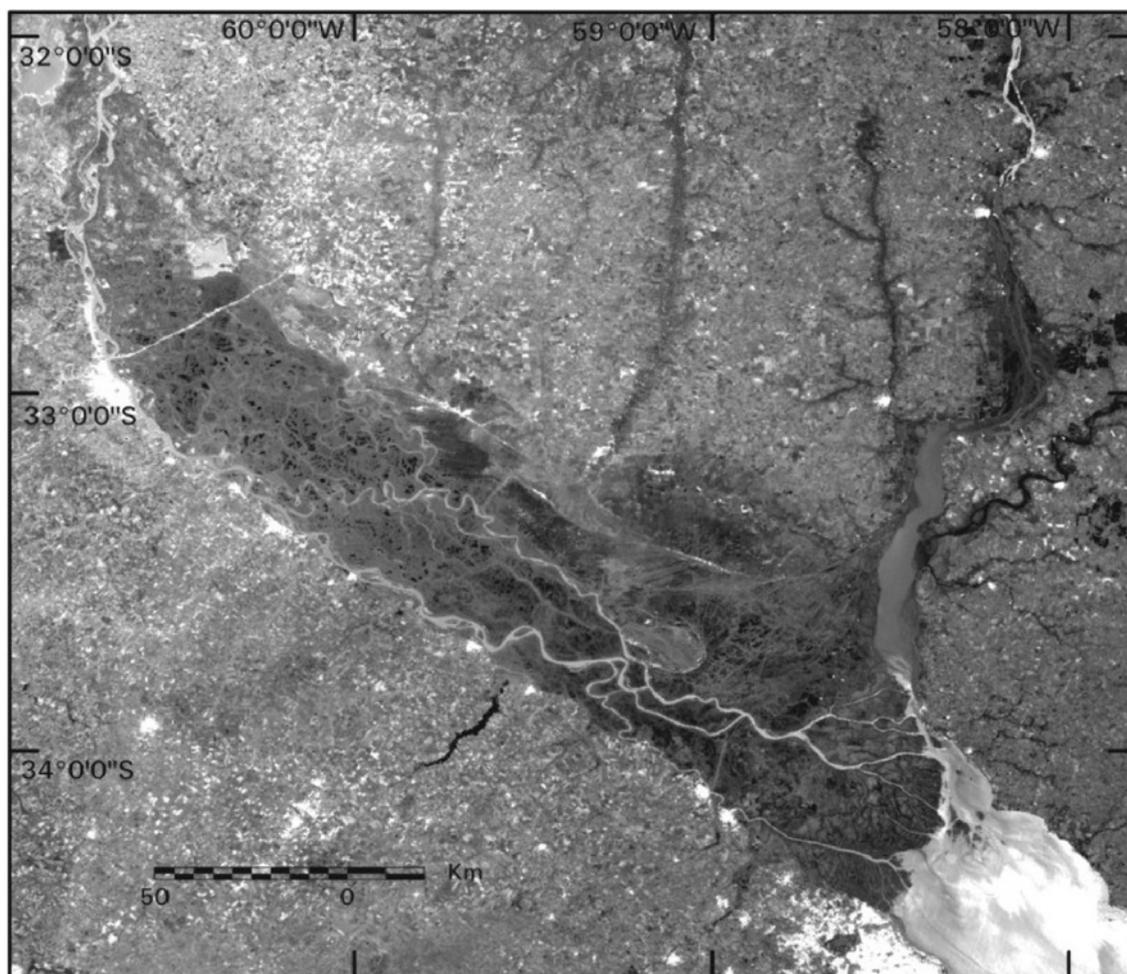


Figura 3: Imagen satelital de la cabecera del río de la Plata. Mosaico Imágenes SAC-C MMRS 225-84 y 226-84. Banda 2 es verde visible. Resolución espacial 175 metros. No está proyectada en coordenadas esféricas.

durante el momento de mar alto. En términos generales podemos diferenciar dos unidades mayores: la llanura costera entrerrriana y el delta del Paraná (Figs. 1 y 2).

Llanura costera entrerrriana: Está compuesta por una sucesión de geformas desarrolladas en un ambiente estuárico en cotas que van desde los 11 a los 2 m sobre el nivel del mar actual. Estas fueron originadas durante el descenso relativo del nivel del mar y están integradas por: llanuras de mareas, cordones litorales asociado a cordones de médanos, y playas.

Delta del Paraná: Se trata de una típica forma de agradación progradante originada en un neto ambiente fluvial por el aporte sedimentario del río Paraná. Sus depósitos representan el cambio ambiental de estuárico a fluvial en el río de la Plata y se encuentran entre los 2 m y el nivel del mar actual. Corresponde a un conjunto de islas y una compleja red de cursos fluviales que en algunos sectores varían de posición por erosión y depositación. El curso principal del río Paraná se encuentra excavado en sedimentos de pre-holocenos y holocenos (véanse perfiles A y B), con profundidades de más de 20 m y un ancho que en algunos sectores superan los 1.500 metros.

Marco geológico

El área de estudio forma parte de la cuenca del Salado, cuyo origen está relacionado con la apertura del océano Atlántico en el Jurásico-Cretácico. La cuenca está formada por un basamento precámbrico-paleozoico, rocas volcánicas y metamórficas del Jurásico superior - Cretácico inferior y un relleno sedimentario de 6.000 metros de depósitos de origen continental y marino del Cretácico-Cenozoico (Braccacini 1980, Tavella y Wright 1996).

Durante el Plio-Pleistoceno la cuenca del Salado estuvo influenciada por fluctuaciones del nivel del mar esencialmente de carácter glacio-eustáticas, representadas por sucesivas transgresiones y regresiones, que afectaron al río de la Plata a partir de la instalación del primitivo valle fluvial alrededor de los 2,4 Ma (Parker *et al.* 1994).

Registro sedimentario del Cenozoico Superior

Este fue interpretado siguiendo el concepto aplicado para las regiones marinas y costeras del nordeste bonaerense (Violante *et al.* 1992 y Violante y Parker 2000), utilizando un

esquema secuencial que sigue las definiciones de Mitchum *et al.* (1977). En el caso del Holoceno, dado el carácter reciente de los depósitos, su estudio se basó en el reconocimiento de facies ya que el concepto del análisis de facies lleva implícita la relación ambiente/sedimento/geoforma. Las facies se agruparon de acuerdo a sus interrelaciones ambientales en asociaciones faciales en el sentido de Collinson (1969 en Walker, 1992), que constituyen una particular situación paleogeográfica (Parker y Violante 1993, Cavallotto 1996 y Violante y Parker 2000) (véase cuadro estratigráfico en la Fig. 4).

Pre-holoceno

El sustrato de la secuencia holocena está constituido por depósitos correspondientes a ambientes continentales y marinos. Comprende dos secuencias plio-pleistocenas, que de base a techo son:

Secuencia depositacional Puelches: Se relaciona genéticamente con un sistema de canales fluviales superpuestos de posible hábito anastomosado, que conformaron un extenso manto.

Está compuesta por arenas, maduras, de colores amarillentos grisáceos a blanquecinos, con intercalaciones de gravas y rodados en sus niveles inferiores. Su composición mineralógica es fundamentalmente cuarzosa (87-93%), con proporciones reducidas de feldespatos. Los minerales pesados se presentan en escasa proporción y los más abundantes son los opacos entre los que se encuentra la magnetita, hematita, ilmenita y leucoxeno y entre los transparentes pistacita, turmalina, estauroлита, granate, rutilo, zircón, cianita y hornblenda (Santa Cruz 1972).

Su piso se registró entre -35 y -18 m, mientras que su techo situado entre -30 y 3 m, manifiesta un hundimiento de esta unidad hacia el centro de la cuenca del Salado. Su espesor en la zona de estudio tiene unos 35 m (Fig. 4).

Se apoya en relación de discordancia sobre la Fm. Paraná (Yrigoyen 1975), y es sobrepuesta por la secuencia depositacional Puerto Olivos y la facies de estuario abierto (Figs. 4, A y B). Comprende la Formación Puelches definida en el norte de la provincia de Buenos Aires por Santa Cruz (1972) y la Formación Ituzaingó definida en Entre Ríos por de Alba (1953).

Secuencia epositacional Puerto Olivos: Está constituida por limos arcillo-arenosos de color castaño con calcáreos de origen continental.

Aflora en la llanura alta entrerriana y bonaerense en cotas superiores a los 5 m y está ausente en casi toda el área de la llanura costera entrerriana y delta (Fig. 4, A y B) por haber sido erosionada por el proceso que dio origen al paleovalle durante el retiro del mar en el Pleistoceno superior, a excepción del área ocupada por la denominada isla Ibicuy donde se menciona un núcleo constituido por sedimentos del Pampeano (Groeber 1961 e Iriondo 1980a), no obstante tanto de la información proveniente de descripciones de perforaciones y de los barrenos realizados hasta el momento para este trabajo, no se han encontrado evidencias de dicho sustrato.

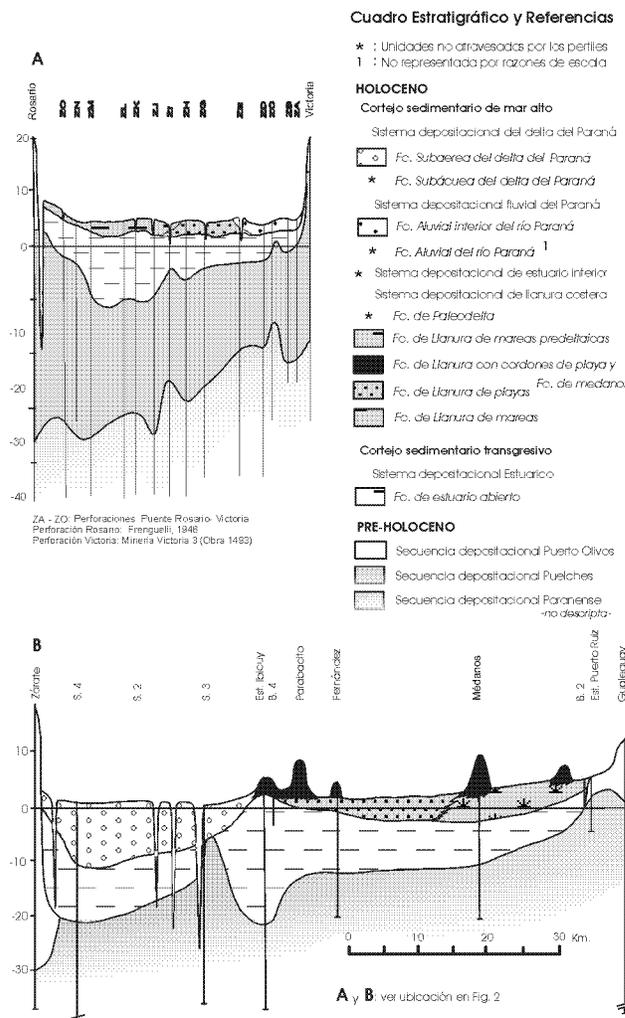


Figura 4: Perfiles geológicos de la cabecera del río de la Plata.

González Bonorino (1965) al estudiar la fracción limo-arenosa reconoce la presencia de: cuarzo, plagioclasa (An 43-57%), feldespatos alcalinos, hornblenda, piroxenos (augita e hipersteno), micas, circón, apatita, granate, minerales opacos, clastos líticos de rocas volcánicas y abundantes trizas de vidrio volcánico. Además establece una zonación en la que diferencia la parte inferior donde aumenta el contenido montmorillonítico y caolinítico junto con el cuarzo, mientras que en la parte superior encuentra una predominancia de illita, plagioclasas y vidrio volcánico.

Dentro de esta unidad se intercala un nivel marino cuyos depósitos fueron descritos por Guida y González (1984) en afloramientos cercanos a la localidad de Gualeguaychú, sobre el cambio de pendiente que une la terraza pre-holocena con la llanura costera entrerriana, en cotas próximas a los + 7 m, y por Fucks y De Francesco (2003) en la localidad de Pilar en una cota cercana a los 6 metros. Se trata de depósitos de playa de 0,5 a 2,4 m de espesor compuestos por arenas finas a medianas y abundante restos de *Erodona mactroides*, *Ostrea linneo*, *Ostrea sp.* y *Tagelus gibbus*. Determinaciones radiocarbónicas realizadas en caparazones de moluscos, por

los primeros autores mencionados, proporcionaron edades comprendidas entre 26.600 ± 720 y 35.400 ± 1.800 a AP y por los segundos en más de 40.000 a AP.

Este nivel marino -incluido dentro de los limos continentales- es equivalente al Belgranense descrito por Frenguelli (1950), la Formación Pascua de Fidalgo *et al.* (1973a), el Miembro Martín García de Parker (1990) y definido como Formación Pilar por Fucks y De Francesco (2003) en la localidad homónima.

La secuencia es equivalente al Pampeano de Frenguelli (1950) y a la Formación Puerto Olivos de Parker (1990) definidos por ambos en la provincia de Buenos Aires. Se apoya sobre la secuencia depositacional Puelches y es sobrepuesta por el registro holoceno (sistemas depositacionales estuárico, de llanura costera y del delta del Paraná).

Holoceno

Sobre la base de los datos aportados por la interpretación regional, por los recopilados de la bibliografía del área y por los datos de los sondeos se han diferenciado dos cortejos sedimentarios: transgresivo y de nivel de mar alto. Estos, junto con el cortejo regresivo y con el de mar bajo, que deberían estar presentes en la plataforma y talud, respectivamente, completan un ciclo de variaciones relativas del nivel del mar de cuarto orden y cuyo registro sedimentario constituye una secuencia depositacional (Cavallotto 2002b,c).

Cortejo sedimentario transgresivo

Comprende a los sedimentos depositados durante el ascenso postglacial del nivel del mar, abarca un solo sistema.

Sistema depositacional estuárico: El mismo reúne un registro sedimentario homogéneo y comprende a una única facies.

Facies de estuario abierto: Corresponde a los depósitos de carácter transgresivo originados en la interfase agua dulce-agua salada durante la migración aguas arriba de la zona de máximo gradiente salino (ZMGS), los cuales rellenaron al paleovalle del río de la Plata.

Se trata de arcillas a arcillas limosas verde oliva, con intercalaciones de capas delgadas de arena muy fina del mismo color y con conchillas diseminadas o concentradas en capas intercaladas en el sedimento, con un contenido fosilífero que confirma condiciones estuaricas (Cavallotto 1996). Su base fue datada en 8.620 ± 100 a AP (Vogel y Lerman 1969) que ubica a esta unidad en el Holoceno.

Su base se ajusta al relieve del sustrato y dentro del área de estudio se registró entre -22 y -0 m, mientras que su techo entre -10 y 3 m, con un espesor máximo de alrededor de 20 metros.

Se apoya en forma discordante sobre el conjunto de sedimentos de las secuencias depositacionales Puelches y Puerto Olivos. Está cubierta por las facies de la secuencia depositacional de la llanura costera (véanse perfiles A y B y cuadro estratigráfico en la Fig. 4).

Esta unidad es una extensión de la Formación Atalaya defi-

nida por Parker (1990) para el río de la Plata y por Parker y Marcolini (1992) en el área del delta subaéreo. Se corresponde con el Samborombonense de Groeber (1961), el Querandinense definido por Frenguelli (1957), la Formación Querandí (Cortelezzi y Lerman, 1971) y con el nivel inferior de la Formación Isla Talavera de Gentili y Rimoldi (1979).

Cortejo sedimentario de nivel de mar alto

Se encuentra embutido en las unidades anteriores (secuencias depositacionales Puelches, Puerto Olivos y sistema depositacional estuárico) de las que está separada por medio de una discordancia erosiva.

Es equivalente al Platense marino de Frenguelli (1950) y al nivel superior de la Formación Isla Talavera de Gentili y Rimoldi (1979). Comprende dos sistemas depositacionales.

Sistema depositacional de llanura costera: En este sistema se diferenciaron las siguientes facies:

Facies de llanura de mareas: Se corresponde con las unidades laguna litoral y parte de la llanura de avenamiento impedido, definidas por Iriondo (1980a).

Está compuesta por depósitos limosos de color castaño y cuya composición mineralógica de la fracción arena se caracteriza por un predominio notable de las plagioclasas sobre los otros componentes y la presencia de opacos, circón, apatita, hipersteno y augita entre los pesados (Altinier *et al.* 2002). Esta composición mineralógica determinada por este autor es bien distinta a la del resto de las unidades, en donde el mineral más abundante es el cuarzo.

Se apoya discordantemente sobre sedimentos de la facies de estuario abierto y en su borde interior lo hace sobre sedimentos de la secuencia depositacional Puerto Olivos, y es sobrepuesta por la facies de llanura con cordones de playa.

Su espesor máximo es de 6 metros. Iriondo (2004) en base a perfiles geotécnicos que no fueron convenientemente interpretados geológicamente ni ubicados geográficamente, asigna a esta unidad una potencia de 25 m, la que estaría involucrando al cortejo sedimentario transgresivo y a la secuencia depositacional Puelches del presente esquema, es decir hasta el Plioceno (véase perfil A). El autor no explica semejante espesor para esta facies, la cual por estar asociada a un evento regresivo, no puede tener una potencia superior a la máxima oscilación relativa del nivel del mar, que va desde su máximo hasta llegar al nivel actual, es decir no mayor a 6 metros.

Esta facies abarca el área suavemente deprimida ubicada en el sector más interior de la llanura costera en cotas que oscilan entre 5,5 y 7 metros. Se trata de una zona mal drenada caracterizada por la presencia de pantanos, bañados, cauces de poca longitud y otros con hábito meandriforme que en su tercio oeste está afectada por la acción de las inundaciones fluviales actuales del Paraná. Su origen se relacionó con un ambiente de mareas originado al abrigo de la llanura con cordones de playa durante el descenso relativo del nivel del mar que siguió al máximo transgresivo.

Facies de llanura con cordones de playa: Comprende a la

unidad denominada por Iriondo (1980a) cordón litoral. Abarca una franja en forma de arco que se bifurca al sur de la localidad de Gualeguay, con un ancho variable que va de 200 a 500 m y excepcionalmente, en el tramo oriental, de 1.200 m, donde ésta a su vez se presenta como dos franjas paralelas. Está constituida por acumulaciones cordoniformes de playas a las cuales se sobreponen cadenas medanosas. Se extiende longitudinalmente por toda la parte central de la llanura costera desde la paleopunta de Gualeguaychú hasta frente a la localidad de Victoria y entre la llanura de mareas y la llanura de playas, con cotas que oscilan en los 5 metros.

Se trata de depósitos de arenas finas a medias, asimétricas gruesas, bien seleccionadas, de meso a leptocúrticas, de color castaño pálido con niveles con abundantes valvas de conchillas. La composición mineralógica de la fracción arena determinada por Cordini (1949) es la siguiente: los livianos representan el 97,8 %, la casi totalidad es cuarzo y determina en 5 gramos un solo grano de microclino y 2 de plagioclasa, todos los granos se muestran recubiertos por hidróxido de hierro y, entre los pesados menciona la presencia de magnetita, limonita, hematita, estauroлита, granate, cianita, turmalina, zircón y rutilo y solo dos láminas de biotita. El espesor máximo registrado no supera los 2 metros.

Para este estudio se dataron restos de *Erodona mactroides*, propios de un ambiente estuárico, en dos bancos conchiles superpuestos separados por otro de arena (Fig. 5), ubicados en un mismo perfil, cuyas edades son de 5.871 ± 42 y 5.690 ± 170 ^{14}C años correspondientes al inferior y superior, respectivamente. Estos valores son coherentes con los datos obtenidos para esta facies por Guida y González (1984) de 5.610 y 6.030 a ^{14}C AP. y por Codignotto *et al.* (1992) de 5.490 ± 110 a 6.440 ± 110 a ^{14}C AP (Cuadro 1).

Los cordones que integran esta llanura representan depósitos de bermas, cuya vinculación con la paleopunta de Gualequaychú, sumado a la dinámica de los vientos provenientes desde el sudeste y el desvío de los cursos fluviales hacia el noroeste indicarían que esta unidad habría evolucionado como consecuencia de una progradación longitudinal originada por una deriva litoral hacia el noroeste.

Facies de médanos: Se manifiesta como una franja de médanos que corona a los depósitos de la facies anterior. Su mayor desarrollo se presenta en la mitad oriental de esta unidad, con una altura máxima de 11 m (Figs. 2 y 6).

Por otro lado, esta facies se encuentra delineando a la Isla Ibicuy en sus bordes sudeste, este y oeste, con cotas que van entre 9 y 11 m, con un ancho que va de 1 a 2,5 km, dejando semicerrado un espacio en cotas muy similares a las de la facies anterior, es decir entre 2,1 a 2,9 metros.

Los médanos están compuestos por arenas finas castañas, muy bien seleccionadas, con granos redondeados a muy redondeados. Según Cordini (1949) la fracción liviana es superior a un 99% de la muestra, el cuarzo es el mineral predominante y sus granos se presentan manchados por hidróxido de hierro, el feldespato es escaso (microclino y plagioclasa ácida), mientras que la fracción pesada la componen la magnetita, pirita, hematita, rutilo, zircón, estauroлита y cianita y en menor proporción andalucita y granate. Mientras que Altinier *et al.* (2002) menciona que el 91% de la fracción liviana la ocupa el

cuarzo y en tanto que en la pesada (0,7%) predomina el circón, opacos, apatita, estauroлита y cianita. Tanto las arenas de esta unidad como las de la facies de llanura de playas, según Groeber (1961) proceden de las arenas del Puelches. El espesor de los médanos ubicados sobre la facies de llanura con cordones de playa supera los 5 m, mientras que los que contornean a la isla Ibicuy tienen espesores de alrededor de 4 metros.

Sus depósitos fueron datados por el método de termoluminiscencia en dos lugares (Fig. 2 y Cuadro 1), uno en el sector suroccidental de los depósitos que se encuentran sobre la facies de llanura con cordones de playa, donde se determinaron edades OSL de < 410 , 1.690 ± 83 y 2.502 ± 85 BP; de estas, las dos últimas corresponden a muestras de un mismo barreno, ubicadas a 0,20 cm de separación vertical, que expresa, en el caso de la datación más reciente, cierto retrabajamiento del material. El otro lugar datado se ubica en el sector sudeste del cordón medanosos que bordea a la isla Ibicuy cuya edad OSL arrojó el valor de 2.820 ± 160 a BP (Fig. 2).

El mayor desarrollo de esta facies se encuentra en el borde que apunta al sudeste, es decir del lado de barlovento, que al igual que la facies de llanura con cordones de playa, marca una subordinación morfogénica de estos depósitos a la acción de los vientos del SE. Actualmente estos depósitos manifiestan cierta reelaboración con la formación de otros nuevos que se extienden sobre la facies de llanura de mareas.

Facies de paleodeltas: Corresponde a los deltas desactivados desarrollados en los sectores inferiores de los arroyos Nogoyá, Clé y Gualeguay, con un ancho de sus frentes de 22, 25 y 40 km, respectivamente. Sus ápices se extienden dentro de la llanura alta y no superan los 9 km de longitud.

Se trata de acumulaciones arenosas que progradaron sobre la facies de llanura de mareas y cuyos frentes están endicados por los cordones de la facies de llanura con cordones de playa, con la excepción del arroyo Clé que atraviesa a dichos cordones para extenderse sobre la facies de llanura de playas.

Esta facies tiene su origen en la depositación de sedimentos por los arroyos mencionados durante el descenso relativo del nivel del mar. El desarrollo de los mismos marca un momento de mayor caudal y disponibilidad de sedimentos de los respectivos arroyos.

Facies de llanura de playas: Son las denominadas playas de regresión de Iriondo (1980a). Se desarrollan entre la llanura con cordones de playa y el río Paraná. Está compuesta por una sucesión de playas paralelas separadas o, en algunos casos, adosadas unas a otras (Figs. 7 y 8).

De acuerdo a su orientación se diferenciaron dos sistemas de playas, delimitados por medio de una discordancia, que se corresponden a las unidades A y B de Iriondo (1980a). Un sistema se ubica entre la llanura con cordones de playa por el norte y los ríos Paraná Ibicuy y Paranacito por el sur, con cordones de rumbo N90° a N75° (Fig. 8), cotas que van de 2,4 a 2,8 m, con una extensión máxima de 10 km, menos de 400 m de ancho, una altura que generalmente se encuentran en el orden de 50 cm, y no sobrepasa el metro, y una separación de 200 a



Figura 5: Corte artificial de un cordón de conchilla. Llanura con cordones de playa.

300 m en el sector oriental, mientras que en el sector medio se presentan adosados unos a otros y pierden su individualidad. Ambos sectores se encuentran separados por llanuras de fango donde prevalece el desarrollo de bañados que ocupan un ancho de 12 km, en cotas levemente más bajas que las de los cordones.

El otro sistema se halla al este del anterior y al sur del río Paranacito. Está compuesto por una sucesión de cordones de playas con orientación N0° a N45° (Fig. 8), con cotas comprendidas entre 2,2 y 2,4 m, una altura de pocas decenas de cm, 4 a 5 km de extensión y con 200 m tanto de ancho como de separación, o sea, más separados y con menos extensión que el sistema anterior. A su vez hacia el oeste y el sur los cordones se presentan más separados hasta aparecer en forma aislada. Al igual que el sistema anterior estos espacios son ocupados por llanuras de fango.

Está compuesto por depósitos de arena fina a muy fina, casi simétrica a asimétrica gruesa, que al igual que la facies anterior, los valores de este parámetro señalan que la energía del medio no fue suficiente como para eliminar a los sedimentos gruesos, debido a la acción de saca y resaca (Mazzoni 1977). La desviación standard, por su parte, marca una buena a moderada selección, en tanto que la curtosis varía de muy platicúrtica a leptocúrtica. Se determinó la asociación mineralógicas de tres muestras con una composición parecida entre sí, donde entre los livianos el cuarzo es predominante con valores que van del 84,77 al 89,88%, le sigue el feldespato potásico entre 8,12 y 4,76; plagioclasas entre 2,54 y 0,60 y alteritas entre 1,69 y 2,37, en tanto que los pesados son escasos.

El espesor máximo de este depósito es 6 metros. En el sistema más oriental, denominado por Iriondo (2004) *distal zone with cheniers* este autor le asigna un espesor de 40 metros. “*The sedimentary profile of the distal zone* (Fig. 5) *is characterized by a discordant contact with the basal sand. The relief of the contact is up to 40 m, a really big for the region*” (pág. 151), el cual resulta altamente improbable por que incluye allí a la secuencia depositacional Puelche y parte de la secuencia depositacional Paranense, esta última del Mioceno (véase perfiles A y B).

La fauna asociada a esta unidad está caracterizada por la

presencia de valvas desarticuladas de *Erodona mactroides* que indican condiciones ambientales propias de un estuario, no obstante se encontraron en la mitad oriental restos de *Littoridina pascium*, *Neocorbicula limosa* y *Neocorbicula paranensi*, de ambiente fluvioacuícola, que indica la superposición de un proceso fluvial sobre el ambiente estuárico.

La edad radiocarbónica obtenida en una muestra extraída en el límite entre los dos sistemas de playas de esta unidad (Fig. 2 y Cuadro 1) es de 2.530 ± 35 años AP, mientras que las muestras tomadas en el borde exterior son de 1.902 ± 41 y 1.770 ± 41 años AP. Debido a que estos valores fueron obtenidos en valvas de ambiente fluvioacuícola, como se mencionó, las dataciones deben ser consideradas como edades mínimas. Debe destacarse que Iriondo (2004) atribuye para ambos sistemas edades de entre 4.000 y 4.900 años y entre 860 y 1.180 AP, respectivamente de acuerdo con dataciones efectuadas en sitios arqueológicos bien alejados de la zona de estudio, como son los ubicados en los cordones litorales de Los Talas (Berisso), obtenidas por Cigliano (1966) y los de la zona de Salto estudiados por Cigliano *et al.* (1971), respectivamente, sin considerar las numerosas dataciones radiocarbónicas existente para la zona de estudio (véanse Cuadro 1 y Fig. 2).

Esta unidad apoya discordantemente sobre la facies de estuario abierto. Su origen se asocia con momentos de mayor disponibilidad de sedimentos provenientes de los ríos Paraná y Uruguay, cuyos aportes influenciaron en los depósitos de ambos sistemas. En el caso del último sistema, tal influencia se manifiesta a través de la convergencia de las líneas de playa hacia la boca del río Uruguay.

La orientación de los cordones señala que también existió una deriva hacia el noroeste, y la diferencia de cota entre ambos sistemas indica un leve descenso relativo del nivel del mar o un cambio del clima de ola.

Facies de llanura de mareas predeltaica: Se encuentra desarrollada en el borde sur de la llanura costera. Es un ambiente deprimido formado sobre fangos de la facies de estuario abierto, en cotas próximas a los 2 m, surcado por cursos de mareas afuncionales y actualmente por los cursos del río Paraná y afectada por la actividad fluvial de éste. Se trata de depósitos de sedimentos finos con un espesor medio de 3 m y cubierto por depósitos aluviales. Dataciones radiocarbónicas efectuadas en restos arqueológicos dieron como resultado valores de 2.550 ± 90 y 2.740 ± 80 (Caggiano 1984) que conducen a considerar a estos datos como edades mínimas del depósito.

Sistema depositacional de estuario interior: Está formado por los depósitos generados dentro de los valles de los arroyos Arrecifes, Areco, de la Cruz y del río Luján, entre otros, desarrollados dentro de un ambiente estuárico durante el descenso del nivel del mar entre los 4 y los 2,5 m. Está compuesto por sedimentos arcillosos a limo arcillosos castaños con un espesor máximo de 3 m asociado con una fauna diseminada de *Erodona mactroides* desarticuladas y enteras y *Tagelus plebeius* articuladas y en posición de vida, datadas en 3.640 ± 70 a AP (Fucks y De Francesco 2003) y entre 6.000 ± 80 y 6.370 ± 90 a AP (Figini 1992). Por otra parte, las numerosas

Cuadro 1: Lista de dataciones existentes en la región de estudio.

Muestras Geológicas							
Lat. S	Long. O	Cota	Edad 14C AP	Edad Cal 14C* AP	Edad OSL AP	Referencias	Tipo de material
33° 25' 12"	58° 34' 48"	4.5	5490 ± 110 (a)			Codignotto et al, 1992	Conchilla de cordón de playa
33° 25' 12"	58° 34' 48"	4.5	5530 ± 110 (a)				
33° 25' 12"	58° 34' 48"	4.5	5410 ± 110 (a)				
33° 25' 12"	58° 34' 48"	4.5	5280 ± 100 (a)				
33° 16' 12"	58° 27' 00"	5	5680 ± 110 (a)				
33° 09' 00"	59° 16' 48"	5	5960 ± 110 (a)				
33° 16' 12"	59° 22' 48"	5	6440 ± 110 (a)				
33° 13' 12"	59° 31' 12"	5	5620 ± 110 (a)			Guida y González, 1984	
33° 12' 00"	59° 31' 48"	4	5680 ± 110 (a)				
33° 15' 00"	59° 30' 00"	5	5610 ± 110 (a)				
33° 15' 00"	59° 30' 00"	5	5760 ± 110 (a)				
33° 13' 48"	59° 28' 12"	4.5	5720 ± 110 (a)				
33° 13' 12"	59° 31' 12"	5	6030 ± 140 (a)				
33° 13' 41"	59° 30' 27"	5	5871 ± 42 (b)	6304 - 6259 (b)		Cavallotto et al, 2002	
33° 13' 45"	59° 30' 24"	5	5690 ± 170 (a)				
33° 31' 33"	58° 56' 00"	2.5	2530 ± 35 (b)	2279 - 2138 (b)			
33° 29' 59"	58° 40' 25"	2	1902 ± 41 (b)	1505 - 1393 (b)			
33° 31' 00"	59° 39' 36"	1.8	1770 ± 41 (b)	1333 - 1280 (b)			
33° 28' 53"	59° 41' 17"				< 410 (c)	Este trabajo	Arena de médano
33° 29' 28"	58° 40' 48"				2502 ± 85 (c)		
33° 43' 33"	59° 01' 07"				2820 ± 160 (c)		
34° 27' 42"	58° 53' 06"		6000 ± 80 (e)			Figini, 1992	Conchilla
34° 27' 42"	58° 53' 06"		6200 ± 90 (e)				
34° 27' 42"	58° 53' 06"		6370 ± 90 (e)				
58° 56' 00"			3640 ± 70 (e)			Fucks y De Francesco (2003)	
Muestras arqueológicas							
34° 17' 35"	58° 49' 08"		1070 +/- 60 (e)			Loponte y Acosta, 2004	Semilla
			1090 +/- 40 (d)				
34° 22' 38"	58° 42' 30"		1060 +/- 60 (e)				Hueso
34° 17' 30"	58° 48' 47"		1020 +/- 70 (d)				
34° 23' 07"	58° 40' 14"		1110 +/- 70 (e)				
34° 23' 31"	58° 39' 53"		680 +/- 80 (e)				
34° 11' 54"	58° 55' 14"		1640 +/- 70 (d)				
34° 12' 11"	58° 34' 01"		690 +/- 134 (f)	820 - 556 (f)		Loponte y Acosta (en prensa)	
34° 23' 33"	58° 38' 34"		940 +/- 60 (d)	800 - 1070 (e)		Loponte y Acosta (2003)	
33° 44' 30"	59° 26' 00"		2550 +/- 90 (a)			Caggiano, 1984	Conchilla
			2740 +/- 80 (a)				

(a) INGEIS, Universidad de Buenos Aires; (b) R.J. Van de Graaff laboratorium, Faculteit- en Sterrenkunde, Universiteit Utrecht; (c) GdTL; (d) Beta Analytic

dataciones provenientes de sitios arqueológicos ubicados dentro del paleovalle del río Luján y al este del mismo (véase Fig. 2 y Cuadro 1) que van entre 1.640 ± 70 y 940 ± 60 a AP deben ser consideradas edades mínimas y obviamente inferiores a las correspondientes al desarrollo de estos depósitos.

Esta unidad se apoya sobre los sistemas depositacionales Puerto Olivos y estuárico y es equivalente a la facies Riachuelo (Cavallotto 1996) y fue definida como Miembro Santa Brígida por Fucks y De Francesco (2003).

Sistema depositacional fluvial del Paraná: Comprende las siguientes facies:

Facies aluvial interior del río Paraná: Comprende parcialmente a la llanura de avenamiento impedido de Iriondo (1980a). La integran sedimentos aluviales de composición arenosa de edad reciente que progradan sobre las facies de llanura de mareas y de mareas predeltaica, limitando por el oeste al sistema depositacional anterior. Morfológicamente está

caracterizada por presentar cuerpos de agua no integrados entre sí, generados por eventos de inundación y cuya permanencia está favorecida por la escasa pendiente. Sus cotas van entre 6 y 8 m y su espesor es de alrededor de 2,5 m.

Facies aluvial del río Paraná: Corresponde a los depósitos recientes de composición arenosa y generados por procesos aluviales dejados por los diversos sistemas de canales de hábito meandroso que migraron lateralmente y que se extienden aguas abajo siguiendo la progradación del frente del delta. Esta facies se asocia con el río Paraná, cuyo curso en el sector medio de la llanura costera entrerriana se bifurca en dos brazos, uno que corre siguiendo la barraca que separa este ambiente de la llanura pre-holocena, que es a su vez el que transporta la mayor cantidad de sedimentos, tal como se observa en el avance del frente deltaico (Cavallotto 1987), y otro ubicado al noreste del anterior el cual desarrolla un hábito distributivo cerca del ápice del delta del Paraná. Corresponde a la unidad denominada fajas de bancos y meandros de Iriondo (1980).



Figura 6: Vista de la llanura de playas.

Sistema depositacional del delta del Paraná: Este sistema encierra por el este al sistema depositacional de la llanura costera y está representado, al igual que el sistema anterior, por las facies fluviales del río Paraná en facies de delta.

Facies subaérea del delta del Paraná: Al este de la llanura costera se desarrolla el sector subaéreo del delta o delta inferior de Iriondo (1980a). El mismo se originó por la depositación de los sedimentos limo arenosos aportados por el río Paraná, a partir de sus dos distributarios principales: el Paraná Guazú y el Paraná de las Palmas, sujeto a procesos costeros activos y a eventos de inundaciones extraordinarias del río de la Plata, dado que se encuentra en cotas comprendidas entre los 2 m y el nivel actual.

La composición es limo arenosa y el espesor máximo registrado es de 12 metros. La composición mineralógica de esta unidad, según muestras analizadas por Cordini (1949) revela que la fracción liviana está compuesta predominantemente por cuarzo y escasa plagioclasa y feldespato potásico con películas de hidróxido de hierro, en tanto que los minerales pesados están representados por magnetita, limonita, hematita, granate, turmalina, zircón, rutilo, estaurolita, clorita, biotita, muscovita, cianita, andalucita, escaso hipersteno, epidoto, hornblenda basáltica, apatita, augita, todos son descriptos como bien redondeados, con excepción del circón que también conserva su forma cristalina.

Su edad estaría comprendida entre 2.100 años AP, calculada en base al avance del frente deltaico (Cavallotto 1987) y 1.902 ± 41 – 1.770 ± 41 a 14C AP según dataciones radiocarbónicas obtenidas en muestras extraídas en el borde interno de esta unidad (Cavallotto et al. 2002 y Cavallotto 2002a). Estos datos discrepan con la edad de 700-750 AD acotada por Iriondo (2004) como el comienzo de la formación del delta,

máxime si consideramos una datación radiocarbónica obtenida en un hueso humano proveniente de un yacimiento arqueológico ubicado en el tercio sudeste de esta unidad con un valor de 690 ± 134 años AP (Loponte y Acosta en prensa) (Cuadro 1 y Fig. 2) que indicaría que en ese momento no sólo ya estaba instalado el delta sino que también estaba colonizado tanto por la flora como por la fauna.

Facies subárea del delta del Paraná: Está compuesta por los depósitos aluviales que en forma de bancos cubren todo el lecho actual del río de la Plata, los cuales velan durante la bajamarea en adyacencias del frente deltaico. Los sedimentos que lo componen se disponen en sentido granodecreciente, desde arenas en el sector interior a fangos en el sector exterior, con espesores que van de 3 a 8 metros. Estos últimos se disponen con un arreglo estratigráfico de un frente de progradación propio de un prodelta. Esta facies al igual que la anterior se apoya sobre depósitos estuáricos de la facies de estuario abierto y constituyen la denominada Formación Playa Honda de Parker (1990) y Parker y Marcolini (1992).

Factores que condicionaron la evolución del área

El área es el resultado del efecto de diferentes factores que han interactuado durante la evolución de la misma, estos incluyen la topografía del sustrato, las variaciones relativas del nivel del mar, la dinámica sedimentaria y la tectónica.

Topografía del sustrato de la llanura costera: La llanura costera se desarrolla sobre un sustrato constituido por dos rasgos importantes: el paleovalle del río de la Plata y la plataforma de abrasión.



Figura 7: Vista del cordón medanoso.

El paleovalle del río de la Plata es el primitivo valle fluvial que se extiende entre el sector medio del río Paraná y la plataforma continental (Cavallotto 1995a, 2002a y Cavallotto *et al.* 1999). Se manifiesta como una depresión alargada que en el área de estudio no supera los 20 m de profundidad. Se originó durante el proceso erosivo que acompañó el descenso del nivel de base durante el último período glaciario. Dicho paleovalle se encuentra delimitado por una superficie que en forma de rampa (plataforma de abrasión) se extiende entre sus bordes y el pie de la barranca o cambio de pendiente que limita con la llanura alta. Sus cotas están comprendidas entre -15 y +5 m y es el producto del proceso de erosión retrocedente generado durante el ascenso postglacial del nivel del mar. En su extremo sudeste la plataforma presenta una elevación que forma el sustrato de la denominada isla Ibicuy.

Variaciones relativas del nivel del mar: Considerando el valor radiocarbónico más antiguo, se puede decir que el área fue transgredida con anterioridad a los 8.600 a AP, y desde los -18 m, donde el nivel del mar se encontraba en ese entonces, ascendió rápidamente (9,4 mm/año) para desacelerarse y alcanzar al máximo transgresivo alrededor de los 6.000 años en cotas superiores a +5 m, en momentos en que se estaba depositando la llanura con cordones de playas. Posteriormente a ese momento se produjo un descenso relativo hasta los 5 m, para luego de pasar por un momento de estabilidad, descender a cotas ligeramente inferiores a los 3 m y pasar por el nivel de +2,5 m a los 2.500 años AP, donde se formaron las llanuras de playas, para luego volver a descender lentamente hasta los 2 m a los 1.770 años AP, a partir de donde continuó el descenso hasta el nivel actual y se instalaron los depósitos progradantes del delta del Paraná.

Dinámica sedimentaria: Está relacionada tanto con la acción de las aguas fluviales como de las marinas; el encuentro de ambas aguas dio origen a una interfase agua dulce-agua salada (ZMGS) que produjo la floculación de una importante cantidad de sedimentos fangosos. Tanto éstos como los sedimentos de diferentes procedencias interactuaron con las corrientes de derrame, las olas y las mareas, y generaron un

complicado hábito de circulación que los redistribuyó y depositó.

Las corrientes de derrame son las que transportan el mayor volumen de sedimentos, y se relacionan con el agua dulce que traen los afluentes principales del río de la Plata (Paraná y Uruguay). Las mismas siguen más o menos en forma paralela a ambas costas del río. En cambio, el aporte de sedimentos desde el sur es mucho menor, y está relacionado con la acción de las olas, que generan corrientes litorales y transportan los sedimentos a lo largo de la costa, induciendo así la acreción longitudinal de la misma.

Sumado al movimiento de sedimentos originado por las olas y las corrientes se agrega el efecto de las mareas. Estas, si bien presentan amplitudes muy pequeñas, su acción sobre los sedimentos se lleva a cabo a través de las corrientes de flujo y de reflujos originadas durante las pleas y bajamares, respectivamente.

Tectónica: La presencia de la llanura de mareas en cota superior a su equivalente desarrollada en la margen sur del río de la Plata, haría suponer ocurrencia de movimientos de ascenso del continente. Groeber (1961) marca la presencia de una falla de rumbo paralela al río Paraná con un rechazo de decenas de metros cuyo labio elevado se corresponde a la mitad norte del área de estudio. Valores de movimientos de ascenso continental del orden de 0,54 m/1.000 años para los últimos 9.500 años fueron dados a conocer por Codignotto *et al.* (1992) para el sur de Entre Ríos.

Historia geomorfológica

La historia evolutiva del área durante el Holoceno está confrontada dentro del contexto evolutivo del río de la Plata. El registro sedimentario se inicia con la expansión de un ambiente estuárico y que por interacción con las aguas fluviales generó la decantación de sedimentos fangosos cuyos depósitos formaron un depocentro que retrogradó acompañando el ascenso postglacial del nivel del mar y relleno el paleovalle. Dichos sedimentos constituyen el sustrato de la secuencia

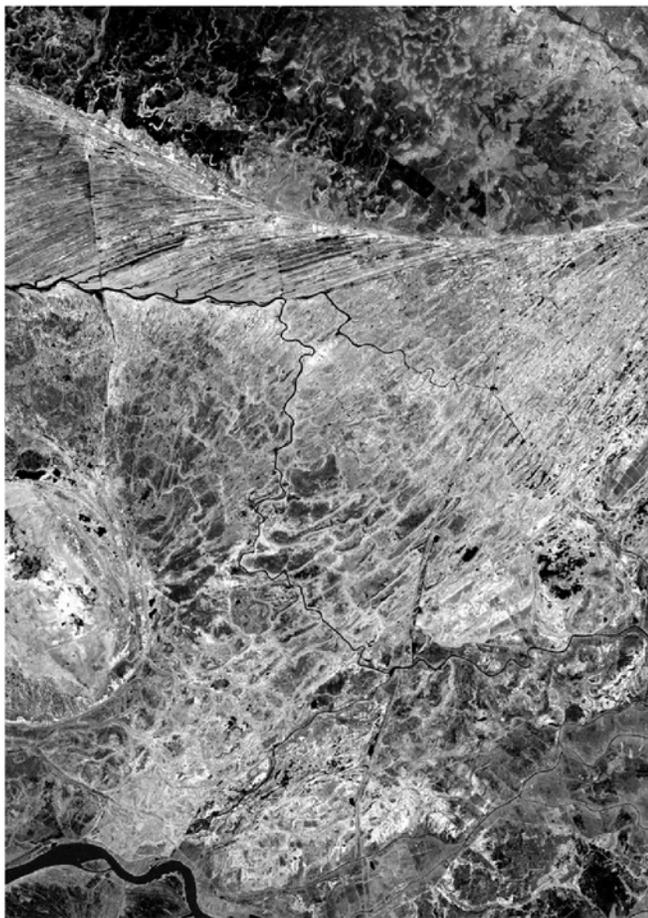


Figura 8: Imagen satelital de la llanura de playas, la llanura con cordones de playa y del cordón medanoso. Mosaico de imágenes Landsat 7 ETM+ Banda pancromática. Resolución espacial 15 metros. Proyección Transversa Mercator WGS84 Gauss Kruger Faja 5. Véase ubicación y referencias morfológicas en la Fig. 2. Escala aproximada 2 cm = 2,5 km.

progradante subsiguiente.

Una vez que el mar alcanzó su máximo (+6 m, 6.000 años AP), se estabilizó y comenzó a descender. El inicio de este momento estuvo caracterizado por el desarrollo de los deltas de los arroyos Nogoyá, Clé y Gualaguay como consecuencia de un incremento importante en las precipitaciones, propias del óptimo climático, que habrían aumentado el caudal y el aporte sedimentario. Paralelamente en la costa opuesta se inicia el relleno de los valles (facies de estuarios interiores) correspondientes a los ríos Lujan y Arrecifes y los arroyos Areco y de la Cruz, entre otros.

En el momento que el nivel del mar oscilaba en los 5 m, aproximadamente a los 5.500 años AP, la Paleopunta Gualaguaychú se manifestaba como un saliente costero comportándose como un punto de difracción de las olas, con la consecuente pérdida de la energía de la corriente de deriva. Este fenómeno dio origen a la formación de cordones que comenzaron a adosarse (llanura con cordones de playa) a dicha punta y progradar siguiendo la deriva litoral predominante, hacia el noroeste, propia del río de la Plata. Este proceso fue

dejando por detrás áreas protegidas de la acción del mar que comenzaron a rellenarse y formar albuferas que evolucionaron a llanuras de mareas. Los primeros cordones seguramente fueron erosionados cuando el mar se estabilizó. No se detectó un escalonamiento de los mismos, tal como se advierte en la llanura costera sur del río de la Plata (Cavallotto 1995a y b y 2002a), ya que estos se encuentran parcialmente sepultados por una franja medanosa.

Acompañando el descenso del nivel del mar, los valles de los arroyos Arrecifes, Areco, de la Cruz y del río Luján comenzaron a rellenarse, los depósitos aquí desarrollados contienen restos de *Erodona mactroides* y *Tagelus plebeius*. La presencia predominante de *Erodona mactroides* en la composición de los cordones que conforman la llanura con cordones de playa y en los depósitos que rellenan los paleovalles antes mencionados, revela que durante la sedimentación de los mismos las aguas fueron cálidas, lo cual indica que las temperaturas de las aguas estaban por encima de los valores actuales.

El cordón medanoso mencionado alcanza su mayor desarrollo en ancho y altura en su sector oriental, es decir a barlovento de los vientos dominantes. La instalación de este cordón medanoso señala la presencia de un proceso de deflación y una disponibilidad importante de sedimentos, seguramente abastecido de arena deflacionada de los depósitos de playas.

La interrupción de la progradación de los deltas seguido por la formación de médanos, estaría marcando una disminución en el régimen de precipitaciones. En la región pampeana Iriondo (1999) y Tonni *et al.* (1999) encuentran evidencias de condiciones de clima semiárido entre los 3.500 a 1.000 años AP, mientras que Prieto *et al.* (2004) registran dentro del área correspondiente al paleovalle del río Luján condiciones subhúmedas - secas en aproximadamente 3.000 años AP, y Quattrocchio y Borromei (1998) en el suroeste de la provincia de Buenos Aires, también para los 3.000 años AP mencionan un momento de clima árido que se podría corresponder con el momento de formación de estos depósitos arenosos.

Con posterioridad al desarrollo de la llanura con cordones de playa y con un descenso del nivel ligeramente inferior a los + 3 m, se produjo la progradación de sucesivas líneas de playa, cuya separación, extensión, orientación y composición permiten inferir un cambio en las condiciones hidrometeorológicas. En tal sentido se advierten dos sistemas de playa, uno más interior, que podría asociarse a una influencia sedimentaria del río Paraná y otro más oriental, que respondería a aportes sedimentarios del río Uruguay, este último se deduce por la disposición divergente de las líneas de playa, desde la boca de dicho río hacia el sur. La diferencia de cota existente entre estos sistemas, revelaría cambios menores en la posición relativa del nivel del mar y/o en las condiciones de dinámica costera dominantes durante su depositación.

El límite entre ambos sistemas permite acotarlo temporalmente en alrededor de los 2.500 a ^{14}C AP, mientras que su borde exterior entre 1.902 ± 41 y 1.771 ± 33 a ^{14}C AP. En este último momento el mar se encontraba entre 2,5 y ligeramente por debajo de los 2 m sobre el nivel actual y las aguas eran cálidas, tal como lo permite inferir la presencia de escasos restos dispersos de *Erodona mactroides* en los sedimentos.

Dentro de la evolución del último sistema de playas se en-

cuentra la isla Ibicuy. La presencia de interferencias en las líneas de playas a partir de dicha isla, revela que la misma actuó difractando y refractando los trenes de olas incidentes, como consecuencia de la menor profundidad existente alrededor de ésta, lo cual manifiesta que el nivel topográfico del lugar que hoy la ocupa, estaba cercano al nivel del agua. El origen de la isla pudo haber comenzado a evolucionar como un banco arenoso con un núcleo pre-holoceno, con amplias playas que fueron las que proveyeron de material a los médanos que bordean a la misma por el noreste, sudeste y sur.

Con la consecuente somerización del ambiente comprendido entre el frente de la llanura costera y las barrancas que delimitaban la margen sur del río de la Plata, en la costa opuesta, sobrevino un debilitamiento de la acción de las olas, que debió haber producido la interrupción del proceso de acreción del sistema depositacional de llanura costera entrerriana y el ulterior desarrollo de llanuras de mareas, sobre los depósitos fangosos que rellenaban al paleovalle.

Posteriormente, debido posiblemente a un aumento del caudal del río Paraná, asociado con un nuevo incremento del régimen de lluvias en las cabeceras del mismo se produjo el desplazamiento aguas abajo de la zona de encuentro agua dulce - agua salada (zona de máximo gradiente salino), cambiando las condiciones ambientales de estuáricas a las fluviales actuales en el río de la Plata, lo cual generó además, un incremento en el aporte de sedimentos cuyos depósitos llevaron al desarrollo de un sistema depositacional deltaico cuyas facies emergidas delimitaron por el sudeste a la llanura costera entrerriana, mientras que las sumergidas ocupan el lecho del río de la Plata. Tonni *et al.* (1999) registraron un cambio a condiciones húmedas a los 1.000 años BP y estudios geomorfológicos recientes indican que en esta zona un cambio equivalente debe haber ocurrido a los 1.770 años AP (Cavallotto *et al.* 2002 y Cavallotto 2002). La asociación faunística relacionada con el sitio arqueológico fechado en 1.640 ± 70 a AP (Fig. 2), la cual incluye taxa típicas de un ambiente subtropical (Loponte y Acosta 2004), permiten inferir que las condiciones climáticas similares a las presentes deben haberse instalado con anterioridad a los 1.770.

A partir del cambio ambiental mencionado, la evolución de toda el área continuó con el desarrollo de depósitos aluviales asociada con una malacofauna de especies fluvioacuícolas.

Conclusiones

La evolución de la llanura costera entrerriana estuvo sujeta a: las variaciones del nivel del mar, las condiciones oceanográficas dominantes relacionadas con un clima de olas provenientes del sudeste, el aporte sedimentario de los ríos Paraná y Uruguay y la topografía pre-holocena.

Durante su desarrollo se sucedieron fluctuaciones en el clima que coinciden con cambios evolutivos de la costa, estos se sintetizan en tres momentos: uno inicial con temperatura y humedad mayor que las actuales, con desarrollo de deltas y cordones de playas; uno menos húmedo, donde se interrumpe la progradación de los deltas mencionados, que habría coincidido con la expansión de médanos y desarrollo de playas, y por último, un cambio a las actuales condiciones, donde se instaló el delta del Paraná.

Las fluctuaciones climáticas mencionadas fueron responsables de los cambios relativos del nivel del estuario. La evolución de la llanura costera entrerriana culmina con el aislamiento de las condiciones estuáricas que ocurrieron con el cegamiento del paleovalle del río de la Plata y la instalación del delta del Paraná.

La geología regional apoyada en los datos radiocarbónicos revela un claro sincronismo entre los eventos ocurridos entre ambas márgenes del río de la Plata.

Las asociaciones mineralógicas de las arenas de las diferentes unidades revelan que la fuente de aporte de material clástico proviene directamente del sistema depositacional Puelches, la cual enmascara aquella propia de los ríos Paraná y Uruguay. La participación sedimentaria del río Uruguay se podría deducir desde el punto de vista morfológico, como es el caso de la convergencia hacia éste río de las paleolíneas de costa de la llanura de playas.

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento al Ing. Fernando Catani de la empresa Puentes del Litoral S.A. por suministrar las descripciones geotécnicas de las perforaciones realizadas a lo largo de la traza Victoria - Rosario, a Guido Pastorino del Museo Bernardino Rivadavia y Cristian Ituarte y S. M. Martínez del Departamento de Zoología de Invertebrados de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, por las determinaciones malacológicas. A A. Ribot del Área Mineralogía y Petrología del LEMIT-CIC por los análisis mineralógicos, a A. de León de la División Geología y Geofísica Marina del Servicio de Hidrografía Naval por los análisis granométricos. Por último a los dueños y encargados de campos y estancias por permitir el acceso a los mismos. Este trabajo fue financiado parcialmente por el Proyecto de Investigación BTE2002-04316-CO3-01 de la DGE del Ministerio de Ciencia y Tecnología de España. Grup de Qualitat del Comissionat de Universitats i Recerca 2001-SGR-00074 de la Generalitat de Catalunya.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Altinier, M.V., Morrás, H.J.M. y Pereyra, F.X., 2002. Materiales originarios de suelos de un sector del delta del río Paraná, entre Ríos. 18° Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Puerto Madryn, Chubut.
- Caggiano, M.A., 1984. Prehistoria del NE Argentino, sus vinculaciones con la República Oriental del Uruguay y sur del Brasil. *Pesquisas, Antropología* 38: 1-109.
- C.A.R.P., 1989. Estudio para la Evaluación de la Contaminación en el Río de la Plata. Comisión Administradora del Río de la Plata Informe de Avance, 1: 1-72.
- C.A.R.P., 1992. Determinación del clima de olas en el Río de la Plata. Departamento de Hidráulica Facultad de Ingeniería, UNLP. Informe Final. 125 p.
- Cavallotto, J.L., 1987. Morfología y dinámica sedimentaria del Río de la Plata. Informe Final de Beca de Estudio. C.I.C - S.H.N. (inédito) 87 p, Buenos Aires.
- Cavallotto, J.L., 1995a. Evolución de la topografía del sustrato del Holoceno del «Río de la Plata». 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Junín - Buenos Aires, Actas 1: 223-230.

- Cavallotto, J.L., 1995b. Descripción de la unidad morfológica Río de la Plata. 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas I: 231-238, Junin - Buenos Aires.
- Cavallotto, J.L., 1996. Estratigrafía del Holoceno de la Llanura costera del margen sur del Río de la Plata. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 51-68, Buenos Aires.
- Cavallotto, J.L., 2002a. Evolución holocena de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57(4): 376-388.
- Cavallotto, J.L., 2002b. Respuesta sedimentaria a los cambios relativos recientes del nivel del mar en el Río de la Plata. 9° Reunión Argentina de Sedimentología, Vaquería, Córdoba, 82 p.
- Cavallotto, J.L., 2002c. Sedimentary response to relative sea-level changes during pre and post-LGM in de la Plata river area, Argentina. «Continental Shelves during the last Glacial Cycle» IGCP 464, San Pablo. Abstracts: 9-10.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A. y Parker, G., 1999. Historia evolutiva del Río de la Plata durante el Holoceno. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 508-511, Salta.
- Cavallotto, J.L., Colombo, F. y Violante, R.A., 2002. Evolución reciente de la llanura costera de Entre Ríos.. 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Santa Cruz, 2: 500-505.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A. y Parker, G., 2004. Sea level fluctuation during the last 8600 yrs in the Río de la Plata (Argentina). Quaternary International 114(1): 155-165.
- Cigliano, E. M., 1966. Contribución a los fechados radiocarbónicos argentinos(I). Revista del Museo de La Plata (nueva serie). Sección Antropología. 4: 1-16.
- Cigliano, E. M., Raffino, R., Caggiano, M., 1991. Resultados de las investigaciones arqueológicas efectuadas en la zona de Salto Grande. Revista del Museo de La Plata. Sección Antropología. 7: 79-107.
- Codignotto, J.O., Kokot, R. y Marcomini, S., 1992. Neotectonism and sea-level changes in the coastal zone of Argentina. Journal of Coastal Research 8(1): 125-133.
- Cordini, R., 1949. Contribución al conocimiento de la Geología Económica de Entre Ríos. Dirección General de Industria y Minería. Anales 2, 87 p.
- Cortelezzi, C. y Lerman, J., 1971. Estudio de las formaciones marinas de la costa atlántica de la Provincia de Buenos Aires. LEMIT. La Plata, Serie 2, 178, 29 p.
- de Alba, E., 1953. Geología del alto Paraná en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingo y Posadas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 8(3): 129-161.
- Fidalgo, F., Colado, U. y De Francesco, F., 1973a. Sobre intrusiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 227-240, Carlos Paz.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U., 1973b. Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Prov. de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-39, Carlos Paz.
- Figini, A., 1992. Edades ¹⁴C de sedimentos marinos holocénicos de la Provincia de Buenos Aires. 3ras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 147-151, Carlos Paz.
- Frenguelli, J., 1946. Las Barrancas del Puerto de Rosario. Universidad de La Plata, Revista del Museo de La Plata. Sección Geología, 4, 91 p.
- Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología de la Provincia de Buenos Aires. LEMIT. La Plata, Serie II, 33, 72 p.
- Frenguelli, J., 1957. Neozoico. En: Geografía de la República Argentina. GAEA 2, 3a parte, 218 p.
- Fucks, E. y De Francesco, F. O., 2003. Ingresiones marinas al norte de la ciudad de Buenos Aires; su ordenamiento estratigráfico. Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Tucumán, Actas II: 101-110.
- Gentile, C y Rimoldi, H.V., 1979. Mesopotamia. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 185-224, Carlos Paz.
- González Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20(1): 67-150.
- Groeber, P., 1961. Contribución al conocimiento geológico del Delta del Paraná y alrededores. Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas 2: 9-53.
- Guida, N.G., y González, M.A., 1984. Evidencias paleoestuarías en el sudeste de Entre Ríos, su evolución con niveles marinos relativamente elevados del Pleistoceno superior y Holoceno. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 577-594, Bariloche.
- Halcrow, W., 1969. Estudio y proyecto del Canal Vinculación entre el Puerto Buenos Aires y el Río Paraná de las Palmas. Informe Final. Sir William Halcrow & Partners. Ingenieros consultores, (inédito) Londres.
- Iriondo, M., 1980a. Esquema evolutivo del delta del Paraná durante el Holoceno. Simposio sobre problemas geológicos del litoral bonaerense, Mar del Plata, Resúmenes: 73-88.
- Iriondo, M., 1980b. El Cuaternario de Entre Ríos. Revista Asociación Ciencias Naturales Litoral 11: 125-141.
- Iriondo, M., 1983. Facies sedimentarias del subsuelo del delta del Paraná. Actas Simposio sobre Oscilaciones del Nivel del mar. Mar del Plata.
- Iriondo, M., 1984. The Quaternary of Northeastern Argentina. En: J. Rabassa (Ed), Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. 2: 51-78.
- Iriondo, M., 1988. Llanura aluvial del Río Paraná. Guía de campo N° 4, Simposio Internacional sobre el Holoceno de América del Sur, 14 p.
- Iriondo, M., 1991. El Holoceno en el litoral. Comunicaciones (Nueva Serie) del Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino. 3 (1): 1- 40.
- Iriondo, M., 1999. Climatic change in the South American Plains: Records of a continent-scale Oscillation. Quaternary International 57 58 93-112.
- Iriondo, M., 2004. The littoral complex at the Paraná mouth. Quaternary International 114: 143-154.
- Loponte, D. y Acosta, A., 2003. Arqueología de cazadores-recolectores del sector centro-oriental de la región pampeana *Runa*. *Archivo para las Ciencias del Hombre*, Instituto de Ciencias Antropológicas, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Buenos Aires, 24: 173-212.
- Loponte, D.M. y Acosta, A.A., 2004. Late Holocene hunter-gatherers from the Pampean Wetlands, Argentina. En Zooarchaeology of South America Guillermo L. Mengoni Goñalons Editor. British Archaeological reports International (BAR).
- Loponte, D. y Acosta, A., 2005. Nuevas perspectivas para la arqueología "guarani" en el humedal del Paraná inferior y Río de la Plata, Cuadernos del Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano, 20: (en prensa), Buenos Aires.
- Mazzoni, M., 1977. El uso de medidas estadísticas texturales en el estudio ambiental de arenaS. Obra del Centenario Museo La Plata, VI (Geología): 179-223.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R. y Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En: Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, Ch. E. Payton, Ed. AAPG Memoir 26: 53-62.
- Parker, G., 1990. Estratigrafía del Río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (3-4): 193-204.
- Parker, G., y Marcolini, S., 1992. Geomorfología del delta del Paraná y su extensión hacia el Río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47, 2: 243-250.
- Parker, G. y Violante, R.A., 1993. Río de la Plata y regiones adyacentes. En: M. Iriondo (Ed.): El Holoceno en la Argentina, CADINQUA 2: 163-230.
- Parker, G., Paterlini, C.M., Violante, R.A., Costa, I.P., Marcolini, S. y Cavallotto, J.L. 1999. Descripción geológica de la Terraza Rioplatense (Plataforma Interior del noreste bonaerense). Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 273: 133. (Incluye el Mapa Geológico Submarino a escala 1:500.000).

- Prieto, A., Blasi, A.M., De Francesco C.G. y Fernández, C., 2004. Environmental history since 11,000 ¹⁴C yr B.P. of the northeastern Pampas, Argentina, from alluvial sequences of the Luján River. *Quaternary Research* 62: 146-161.
- Quattrocchio, M.E. y Borromei, A.M., 1998. Paleovegetational and plaeoclimatic changes during the late Quaternary in southwestern Buenos Aires Province and southern Tierra del Fuego (Argentina). *Palynology* 22: 67-82.
- Santa Cruz, J.N., 1972. Estudio sedimentológico de la Fm. Puelches en la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28 (1): 5-60.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1993. Derrotero Argentino. Parte I. Río de la Plata. Buenos Aires. Publicación. H-201.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1980. Estadística Climatológica. Serie B 6. Fuerza Aérea Argentina. Buenos Aires, Argentina. 156 p.
- Tonni, P.E., Cione, A.L. y Figini, A.J., 1999. Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147: 257-281.
- Violante, R. A, Parker, G., Cavallotto, J. L., y Marcolini, S., 1992. La secuencia depositacional del Holoceno en el Río de la Plata y la Plataforma del noreste bonaerense. Resumen. 4° Reunión Argentina de Sedimentología. La Plata - Buenos Aires, Acta 1: 275-282.
- Violante R.A. y Parker, G., 2000. El Holoceno en las regiones marinas y costeras del nordeste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(4): 337-351.
- Vogel, J. L. y Lermam, J.C., 1969. Groningen Radiocarbon Dates. *Radiocarbon* 8, 11(2): 366-367.
- Walker, R.G., 1992. Facies, Facies Models and Modern Stratigraphic Concepts. In: *Facies Models, Response to sea level change*, R.G. Walker y N.P. James, eds. Geological Association of Canada, 1-14.
- Yrigoyen, M.R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. En: *Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas: 139-168*, Bahía Blanca.

Recibido: 16/12/04

Aceptado: 15/05/05