

MORFOSEDIMENTOLOGÍA DEL FONDO MARINO EN EL SECTOR DE ENTRADA AL ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA, ARGENTINA

SEAFLOOR MORPHOSEDIMENTOLOGY IN THE ENTRANCE SECTOR OF BAHÍA BLANCA ESTUARY, ARGENTINA

Salvador Aliotta^{1,2}, Jorge Osvaldo Spagnuolo^{1,2}, Silvia Susana Ginsberg^{1,2,3} y Marta Minor-Salvatierra^{1,2}

¹. Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET-UNS). Camino La Carrindanga, Km 7, C.C. 804 (8000), Bahía Blanca, Argentina.

². Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. San Juan 670 (8000), Bahía Blanca, Argentina.

³. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica Nacional, FRBB, 11 de Abril 461, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

RESUMEN

En el amplio sistema estuarial de Bahía Blanca (provincia de Buenos Aires) existen sectores carentes de un conocimiento integral de las características morfosedimentológicas submarinas. Dentro de este contexto, en el presente trabajo se estudia el fondo marino a lo largo de la costa norte ubicada en el sector de entrada del Canal Principal del estuario de Bahía Blanca. Se realizaron relevamientos acústicos (ecosonda y sonar lateral) y muestreos de sedimentos de la superficie del fondo. Se determinó la presencia de geoformas depositacionales y erosivas. Entre las de carácter acrecional se han establecido diferentes tipos de dunas y lineaciones arenosas (*sand ribbons*). Entre los rasgos generados por erosión se encuentran escarpas, relativamente continuas e irregulares y afloramientos rocosos aislados. Asimismo, también se diferencian fondos de sedimentos cohesivos, tanto masivos como estratificados. Como formas antrópicas se distinguen surcos de dragado y la presencia de cañerías de oleoductos y restos metálicos. El análisis de las geoformas y los sedimentos permitió establecer que en el sector este de la franja costera estudiada, prevalece un transporte sedimentario como carga de fondo hacia la Plataforma Continental, mientras que en aguas someras del sector oeste, existe una marcada deriva de sedimentos hacia el interior del estuario. La conjunción de datos morfológicos y sedimentológicos posibilitó ampliar la caracterización de dos paleoniveles costeros, indicativos de períodos de estabilización del nivel del mar durante el último proceso transgresivo.

Palabras Claves: Formas de Fondo, Sedimentos, Paleocostas, Holoceno.

ABSTRACT

In the large Bahía Blanca estuarine system (province of Buenos Aires) there are sectors without a comprehensive assessment of submarine morpho-sedimentological features. Within this context, in this paper the seabed along the north coast of the entrance to the Principal channel of the estuary is studied. Acoustic surveys (echo sounder and side scan sonar) and sediments sampling were performed. The presence of depositional and erosional geoforms was determined. Among those of accretional nature have been established different types of dunes and sand ribbons. The erosive forms are scarps, relatively continuous and irregular, and rocky isolated outcrops. Also, seabed cohesive sediments, both massive and stratified, were differentiated. As anthropogenic forms furrows dredging and the presence of pipes for oil and metal debris were distinguished. The analysis of geoforms and sediments determined that in the east sector of the coastal strip studied prevails sediment transport as bedload towards the Continental Shelf, while in shallow waters of the western sector, there is a marked littoral drift towards the inside of estuary. The conjunction of morphological and sedimentological data allowed to extend the characterization of two ancient coastal levels, indicative of stabilization periods of sea level during the last transgressive process.

Keywords: Bedforms, Sediments, Paleocoasts, Holocene.

INTRODUCCIÓN

Cuando se trata de reconocer e interpretar la evolución de un litoral, las condiciones paleogeográficas, geomorfológicas, sedimentológicas y la dinámica marina resultan las principales variables o factores que determinaron los diversos sistemas ambientales, que hoy en día conforman amplias regiones costeras y sus respectivas zonas marinas adyacentes.

Estos ambientes, pueden considerarse como mosaicos integrados por diversos elementos geológicos interrelacionados. Muchos de ellos, son el resultado de eventos contemporáneos, mientras que otros han quedado como vestigios de períodos pasados, cuando el clima y las condiciones oceánicas fueron diferentes a las actuales.

El objetivo del presente estudio es ampliar el grado de conocimiento de las características geológicas del fondo marino del tramo más externo del canal Principal del estuario de Bahía Blanca (Argentina), particularmente el sector que comprende el flanco norte del mencionado canal. Asimismo, a través de la conjunción de evidencias morfológicas y sedimentológicas, se busca analizar y definir las condiciones hidrosedimentológicas prevalecientes.

MARCO AMBIENTAL Y ANTECEDENTES

El estuario de Bahía Blanca, ubicado al sur de la provincia de Buenos Aires (Argentina), conforma una costa plana que presenta un sistema de canales de marea interconectados de distintas dimensiones (Ginsberg, 1991; Vecchi et al., 2008; Giagante et al., 2011). Su Canal Principal, es la vía de navegación que conecta importantes localidades como Punta Alta y Bahía Blanca, como así también vincula, a nivel internacional, un gran complejo portuario y un polo petroquímico. El canal Principal posee un largo aproximado de 65 km y una profundidad media de 10 m, la cual es mantenida por continuas tareas de dragado.

El sector marino estudiado se localiza sobre el margen atlántico sudoeste de la provincia de Buenos Aires y se extiende sobre el veril norte del Canal Principal, entre Puerto Rosales y Baliza Chica (Fig.1).

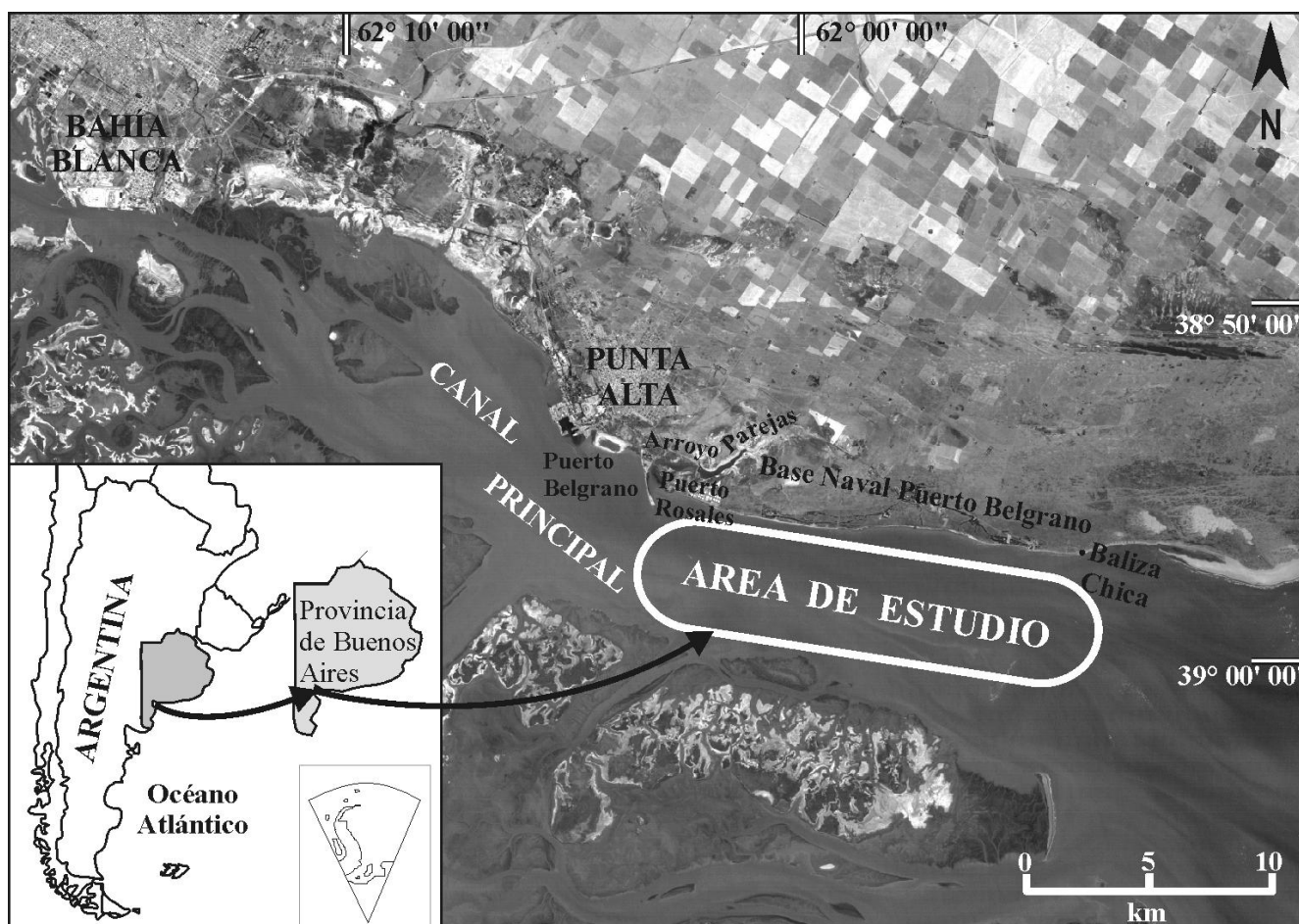


Figura 1. Área de estudio, estuario de Bahía Blanca (Argentina).
Figure 1. Study area, Bahía Blanca Estuary (Argentina).

A nivel mundial, se reconoce que durante gran parte del Cuaternario, el mar estuvo por debajo de su nivel actual (Fairbridge, 1961; Shackleton, 1987; Pirazzoli, 1991; Trenhaile, 1997). Por otro lado, diversos estudios analizan la evolución de dicho nivel (Mitchum et al., 1977; Pirazzoli, 1977; Zazo et al., 1996; Karisiddaiah et al., 2002). De manera más localizada, en la costa atlántica de América del Sur son varios los trabajos referidos a cambios del nivel del mar y evolución costera (Corrêa, 1996; Isla, 1998; Cavallotto et al., 2004; Aliotta et al., 1999; 2003; Violante y Parker, 2004; entre otros). Desde un enfoque más puntual, los fondos someros del estuario de Bahía Blanca, presentan una morfosedimentología que es la resultante del último proceso transgresivo-regresivo ocurrido durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (Aliotta y Farinati, 1990; Aliotta et al., 1991; 1992; 1996; 2013; 2014; Lizasoain y Aliotta, 1995; Spagnuolo, 2005). Además, estos fondos, se ven en gran parte afectados por las condiciones hidrodinámicas actuales (Aliotta, 1987; Aliotta y Perillo, 1987; Ginsberg, 1991; Cuadrado et al., 2003; Spagnuolo, 2005). Particularmente, el canal Principal se presenta parcialmente cubierto por arena y fango con características morfológicas dependientes del efecto de las olas y de las corrientes de marea. La circulación de corrientes en el canal está regida por una onda de marea semidiurna con un rango medio en Puerto Belgrano de 3,00 m (Serman, 1985). Estudios previos en diferentes sectores del Canal Principal, establecen que está fuertemente dominado por las corrientes de bajante (Aliotta y Perillo, 1987; Cuadrado et al., 2003; Vecchi et al., 2008), las cuales determinan un importante transporte de sedimento arenoso como carga de fondo hacia la Plataforma Continental Argentina (Aliotta, 1987; Aliotta y Perillo 1987; Ginsberg, 1991; Cuadrado et al., 2003; Vecchi et al., 2008; Giagante et al., 2011; Minor-Salvatierra et al., 2011; 2012). Estas corrientes, de carácter reversible, alcanzan en el estuario un valor máximo en superficie de 1,40 m/s durante el reflujó y 0,80 m/s en condiciones de flujo (Píccolo et al., 1987). En particular, para el sector en estudio, mediciones de corrientes realizadas con ADCP por Ginsberg et al. (2012) determinaron velocidades máximas de corriente de sicigia de 1,05 m/s y 1,30 m/s para flujo y reflujó respectivamente.

Los vientos más frecuentes en el área de estudio provienen del cuadrante noroeste, seguidos por los procedentes del sudeste. La ocurrencia circunstancial de vientos fuertes se da durante casi todo el año (Campo et al., 2011). En este contexto, el clima medio de olas, determinado por los vientos locales, se define como de energía moderada (Nedeco-Arconsult, 1983).

Considerando el enmarque geológico, por debajo del fondo marino, el sustrato rocoso está integrado por limo-arenoso calcáreo con variaciones a arcilloso, compacto, correspondiente a la Formación Pampiano de edad Plioceno-Pleistoceno (Fidalgo et al., 1973; Farinati, 1983; Aliotta et al., 2009). A un nivel más profundo, continúa limolita arenosa con elevada compactación, a veces cementada con carbonato de calcio, de edad Terciario superior, asignable a la Formación Arroyo Chasicó (Pascual, 1961). La presencia de esta unidad en el estuario de Bahía Blanca fue establecida por Aliotta y Perillo (1990) en afloramientos del fondo del canal Principal. Por su parte, Ginsberg (1991), la encuentra en asomos dispersos en algunos canales de marea de menor magnitud. La mencionada formación, conjuntamente con la Formación Pampiano, más conspicua en niveles someros, constituye un basamento rocoso de suave pendiente y amplia distribución regional sobre el que se depositó fango y arena de origen fluvial-estuarial (Aliotta y Farinati, 1990; Spagnuolo, 2005; Aliotta et al., 1992; 1996; 2001; 2013; 2014).

METODOLOGÍA

Las características batimétricas y morfológicas del área fueron determinadas mediante sonda analógica-digital de 200 kHz y sonar de barrido lateral (SONARLINK SEAMAP) con *Tow Fish* EG & G 272 (100 kHz), empleándose un rango de barrido de 100 m a ambos lados del transductor.

Conjuntamente con la registraci3n acústica, se extrajeron muestras de sedimento de la superficie del fondo marino por medio de un equipo de diseño propio (Aliotta et al., 1997) y, en aquellos fondos constituidos por material cohesivo-compacto, mediante una rastra de boca metálica. Las posiciones, tanto de la registraci3n como de los muestreos, se georreferenciaron en tiempo real por medio de un DGPS. La toma de muestras se racionalizó sobre la base del reconocimiento morfológico con la finalidad de obtener informaci3n sedimentológica representativa de cada tipo de geoforma determinada. De este modo, se extrajeron 18 muestras puntuales distribuidas a lo largo del sector de estudio y 2 rastros de fondo. Para el análisis granulométrico, se siguió la metodología estándar de Folk (1974). Así, se tamizó la arena y la grava fina y se procedió al pipeteado de la fracci3n inferior a 62 micrones. La fracci3n de grava gruesa se midió con calibre y su litología se estableció mediante observaci3n con lupa. El tratamiento estadístico textural de las muestras sedimentarias se realizó a través del Programa GRANUS (Perillo et al., 1985).

RESULTADOS

Morfología del fondo

Las profundidades relevadas en el tramo de canal estudiado, varían desde 4 m hasta 20 m. El fondo marino, cuya alineación de isobatas señala una orientación general noroeste-sureste (Fig. 2), presenta en su porción occidental, una pendiente promedio variable entre 2,2 % y 1,5 %; mientras que en su sección oriental, el declive se suaviza con valores de gradiente que descienden hasta el 0,8 %. Sedimentológicamente, los fondos pueden clasificarse como integrados por fango arenoso con presencia en algunos sectores de afloramientos rocosos.

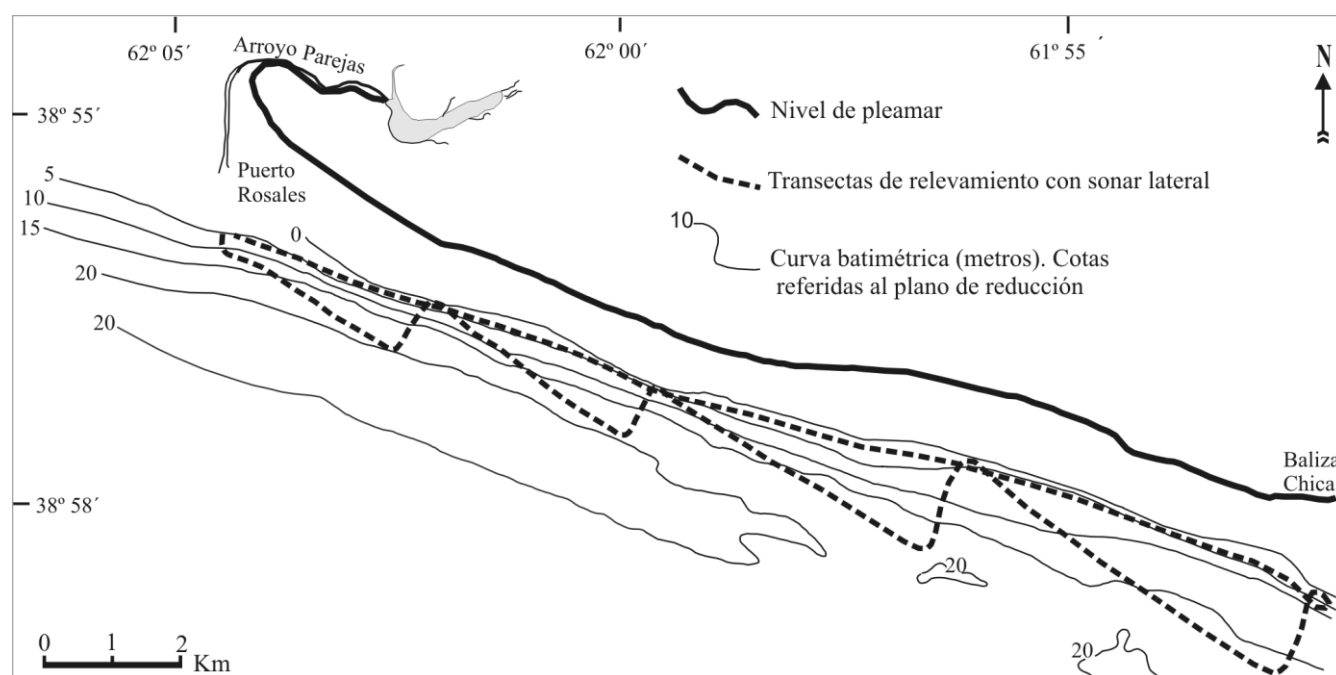


Figura 2. Batimetría y relevamiento con sonar de barrido lateral.
Figure 2. Bathymetry and Side Scan Sonar survey.

De acuerdo al análisis morfológico se reconocieron formas depositacionales y formas erosivas. Asimismo, dentro de los rasgos del fondo determinados con sonar lateral se señalan algunas marcas antrópicas. El compendio de los rasgos morfológicos de fondo determinados en el área de estudio se esquematiza en la Figura 3.

Formas depositacionales. Entre las formas de fondo, y siguiendo la clasificación de Ashley (1990), se destacan dunas grandes a muy grandes. El sector con mayor desarrollo de estas unidades morfológicas se ubica en la zona oriental de estudio, a profundidades superiores a los 15 m (Fig. 3). Ocupan una extensión próxima a los 2 km y se desarrollan con una altura (H) entre 1,5 m y 2,5 m y longitud de onda (L) que varía de 100 m a 200 m, rasgos evidenciados en el sonograma de la Figura 4a. Estas dunas, con rampa y talud bien definidos, manifiestan una asimetría pronunciada en el sentido del refluo. Sus crestas aparecen levemente arqueadas y sinusoidales. Si bien las mismas no son absolutamente paralelas entre sí, en general se disponen aproximadamente transversales al eje del canal Principal.

Un segundo sector con dunas grandes se encuentra en proximidades del acceso al canal de Puerto Rosales a profundidades levemente inferiores a los 15 m (Fig. 3). Sus características señalan H desde 0.7 m hasta 2 m y L de 50 m a 200 m. También en este caso, las asimetrías de estas estructuras determinan su dependencia con las corrientes de bajante. Sus crestas presentan cierto grado de arqueamiento y conforman un ángulo azimutal promedio de 30° norte. Los espacios entre las grandes dunas evidencian un lecho marino plano, en su mayor parte cubierto por una delgada capa de arena puesta de manifiesto por una nítida respuesta acústica en el sonograma. En muchos casos, las grandes ondas de arena, exhiben superpuestas sobre sus rampas, dunas pequeñas o medianas, simétricas, entrecruzadas o asimétricas.

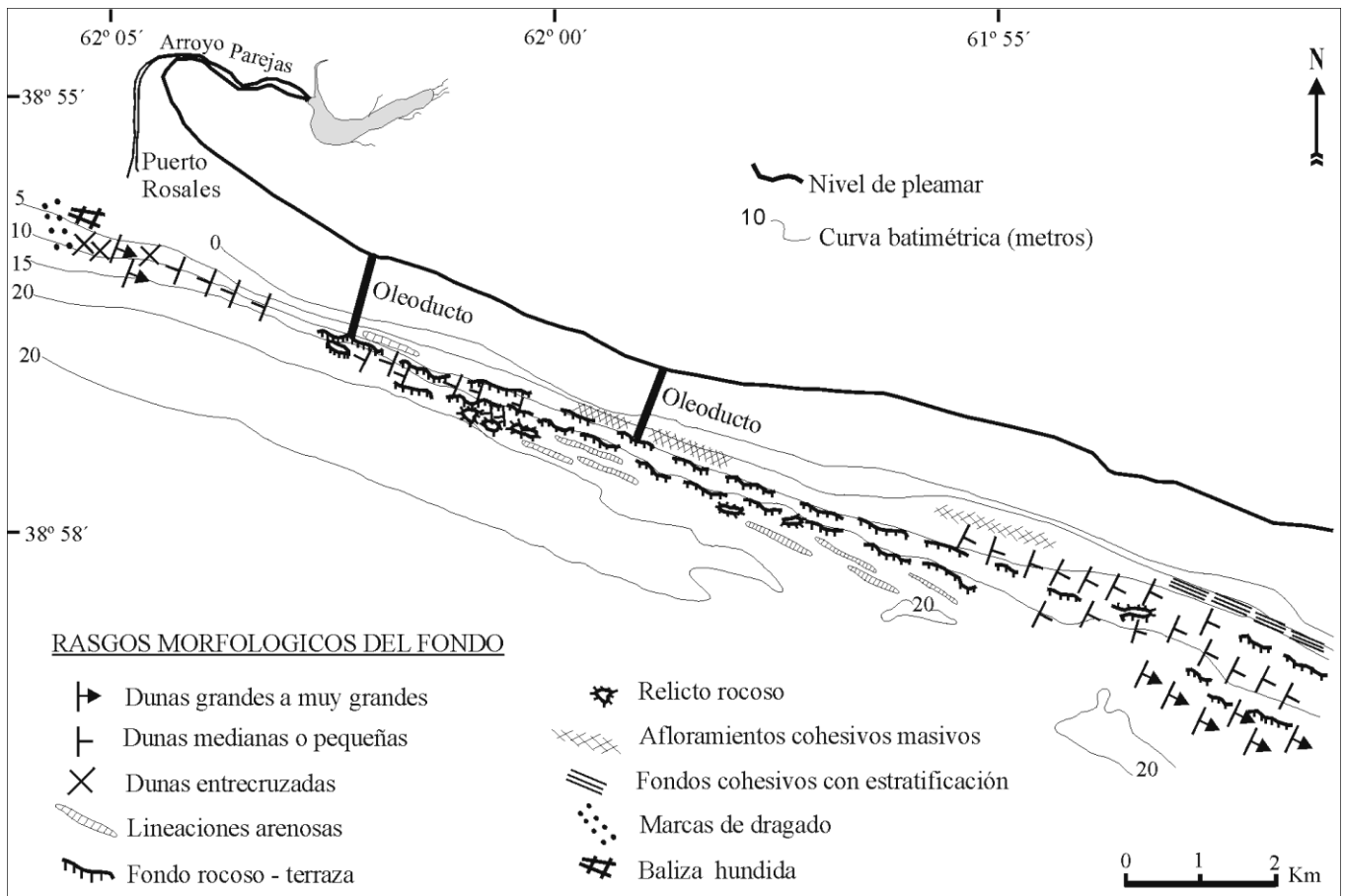


Figura 3. Distribución de los rasgos del fondo marino.
Figure 3. Distribution of seabed features.

Las zonas donde se presentan dunas medianas, se ubican en ambos extremos del área de estudio (Fig. 3). Se pudo determinar que las mismas muestran características similares a las descritas por Ginsberg et al. (2001) al oeste de Puerto Rosales, si bien en ese caso aparecen a profundidades mayores. Las ubicadas en el extremo oriental de la zona de estudio, suelen presentarse solas o combinadas con dunas grandes. Se distinguen por sus dimensiones, con H de 0,20 m a 0,50 m y L de 2 m a 10 m (Fig. 4b). En todos los casos, el alineamiento de sus crestas es casi perpendicular al eje del canal, con ángulos azimutales entre 140° y 160° N, lo que les confiere inclinación en el sentido norte-noroeste a sur-sureste. En general, manifiestan configuraciones lineales a ligeramente sinuosas y en algunos casos desarrollan bifurcaciones. Sus perfiles topográficos son asimétricos según el reflujó.

Al este de Puerto Rosales, mayoritariamente a profundidades entre 5 y 10 m, se presenta un fondo predominantemente cubierto por dunas medianas a pequeñas (H: 0,20-0,30 m y L: 4-7 m). Sus alturas y longitudes de onda crecen en dirección al mencionado puerto hasta alcanzar una H de 0,30-0,50 m y una L de 7-13 m. Asimismo, en la zona centro-oeste del sector estudiado y distribuidas en forma saltuaria, se presentan dunas pequeñas a medianas que cubren parcialmente a fondos rocosos (Fig. 4c). Estas acumulaciones, que se desarrollan sobre una muy delgada capa de sedimento, exhiben sus crestas transversales al canal. En este tramo del fondo, las dunas son fundamentalmente simétricas. Asimismo, sus características exhiben H inferiores a los 0,50 m y L desde 3 m a 12 m.

Un rasgo destacable del sector, es la presencia de dunas medianas de tipo entrecruzadas cuyos trenes de onda configuran una angularidad promedio de 20° norte y 45° norte respectivamente. Se ubican frente a la desembocadura del canal de acceso a Puerto Rosales (Fig. 4d).

Otro tipo de fondo con carácter acrecional, lo configuran las lineaciones sedimentarias apreciables en el sonograma de la Figura 4e que por sus particularidades geométricas y genéticas se encuadran dentro de las unidades morfológicas definidas por Kenyon (1970) como *sand ribbons* (lineaciones arenosas). Se caracterizan por presentar desarrollos longitudinales superiores a los 200 m, pequeños espaciamentos entre ellas, del orden de 10-15 m y sus alturas son menores a 1 m. Se ubican en el tramo central del área (Fig. 3). Estas lineaciones sedimentarias, constituidas por arena de fina a gruesa, se desarrollan a profundidades siempre superiores a los 15 m. Las de mayores granulometrías se ubican en las zonas más profundas, especialmente en las adyacencias de los afloramientos rocosos del fondo.

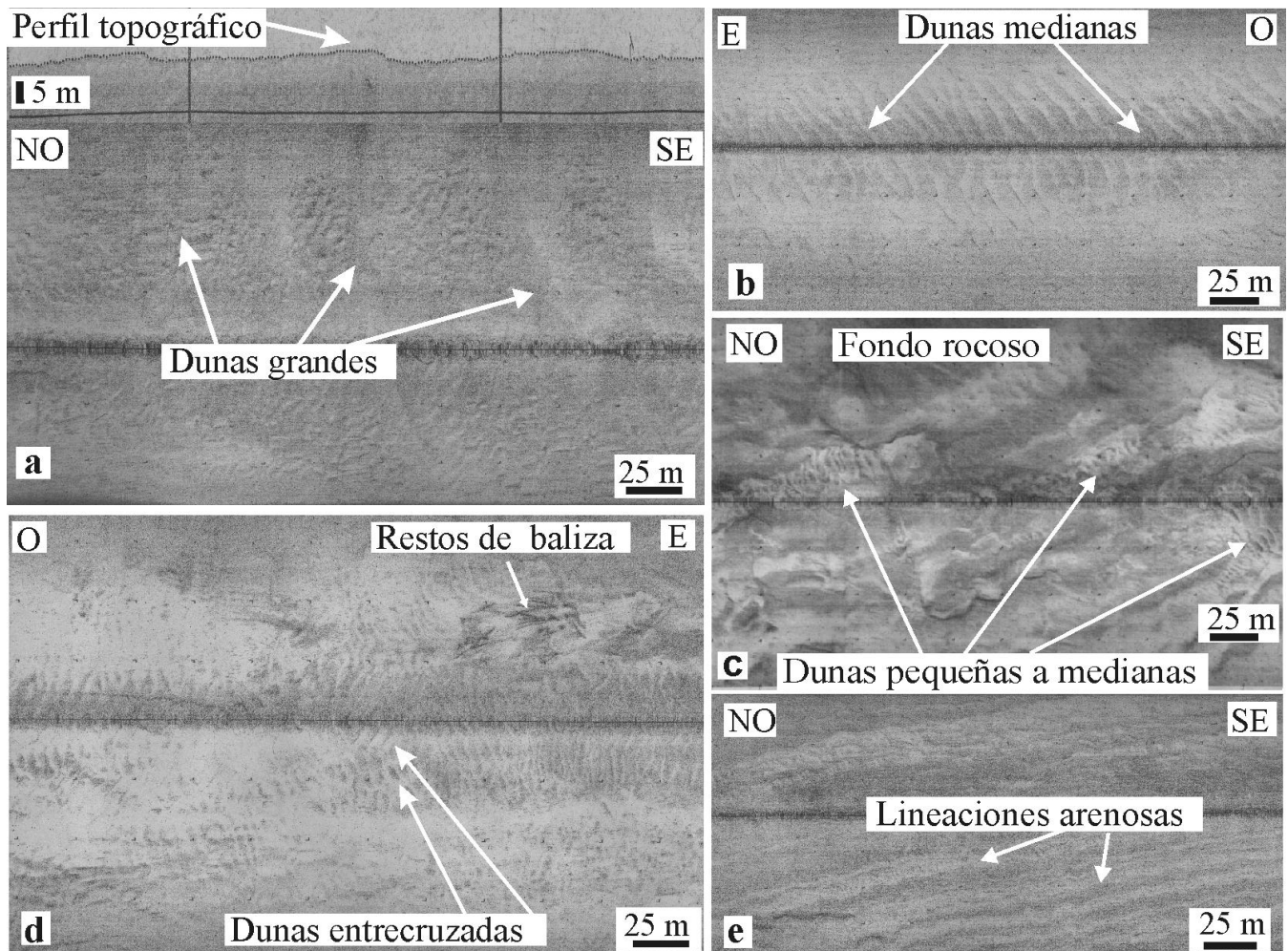


Figura 4. Registros de sonar lateral. a. Dunas grandes a muy grandes. b. Dunas medianas. c. Fondo rocoso con terrazas cubierto parcialmente por dunas pequeñas a medianas. d. Dunas entrecruzadas. e. Lineaciones arenosas.

Figure 4. Side Scan Sonar records. a. Large to very large dunes. b. Seabed with medium dunes. c. Rocky bottom with terraces partially covered by small to medium dunes. d. Dunes crisscrossed. e. Sand ribbons.

Formas Erosivas. El relevamiento con sonar lateral señala la presencia de importantes escarpas o desniveles como parte destacada de la topografía del fondo marino, que al estar labrado sobre fondos rocosos o duros, genera resaltos mesetiformes y relictos remanentes de hasta 4 m de altura. En el área de estudio, la existencia de dos niveles escarpados fue mencionada oportunamente por Aliotta (1987). Los fondos rocosos, se manifiestan con cierto grado de continuidad entre los 12 y 18 m de profundidad, especialmente en el sector centro-oriental del área analizada (Fig. 3). Se observaron, coincidentemente con lo establecido por Aliotta (1987) y Aliotta y Perillo (1990), dos escalones que se revelan en los sonogramas como un fondo duro, de fuerte impedancia acústica y carácter muy reflectivo. Presentan resaltos con más de 2 m de desnivel respecto del fondo y depresiones que alcanzan magnitudes proporcionales, cuyas escarpas son empinadas y de bordes irregulares, (Fig. 4c). El primer nivel en terraza, se ubica a profundidades de aproximadamente 12 m bajo el nivel medio del mar (n.m.m) y se encuentra bien representado en el sector central del área estudiada. Está construido sobre una sedimentita relativamente dura, reflectiva, que en los sectores donde aflora, también aparece conformando relictos aislados, (Fig. 5a). El segundo nivel, con características morfo-acústicas similares, se ubica a los 18 m de profundidad. A modo de cubierta sedimentaria, en las partes inferiores de estas estructuras consolidadas suele presentarse una muy delgada capa de arena fina de baja reflectividad acústica, que en sectores aislados desarrolla pequeñas dunas. El sedimento arenoso se moviliza entre los niveles aterrizados por efecto de las condiciones dinámicas actuales, (Fig. 4c).

Finalmente, dentro del grupo de formas erosivas se incluyen los fondos cohesivos, tanto de tipo masivo, (Fig. 5b) como estratificados, (Fig. 5c). Estos últimos, de tenue respuesta acústica en los sonogramas, forman finas bandas de textura más oscura que constituyen pequeños escalones. La presencia de estas marcas, que se

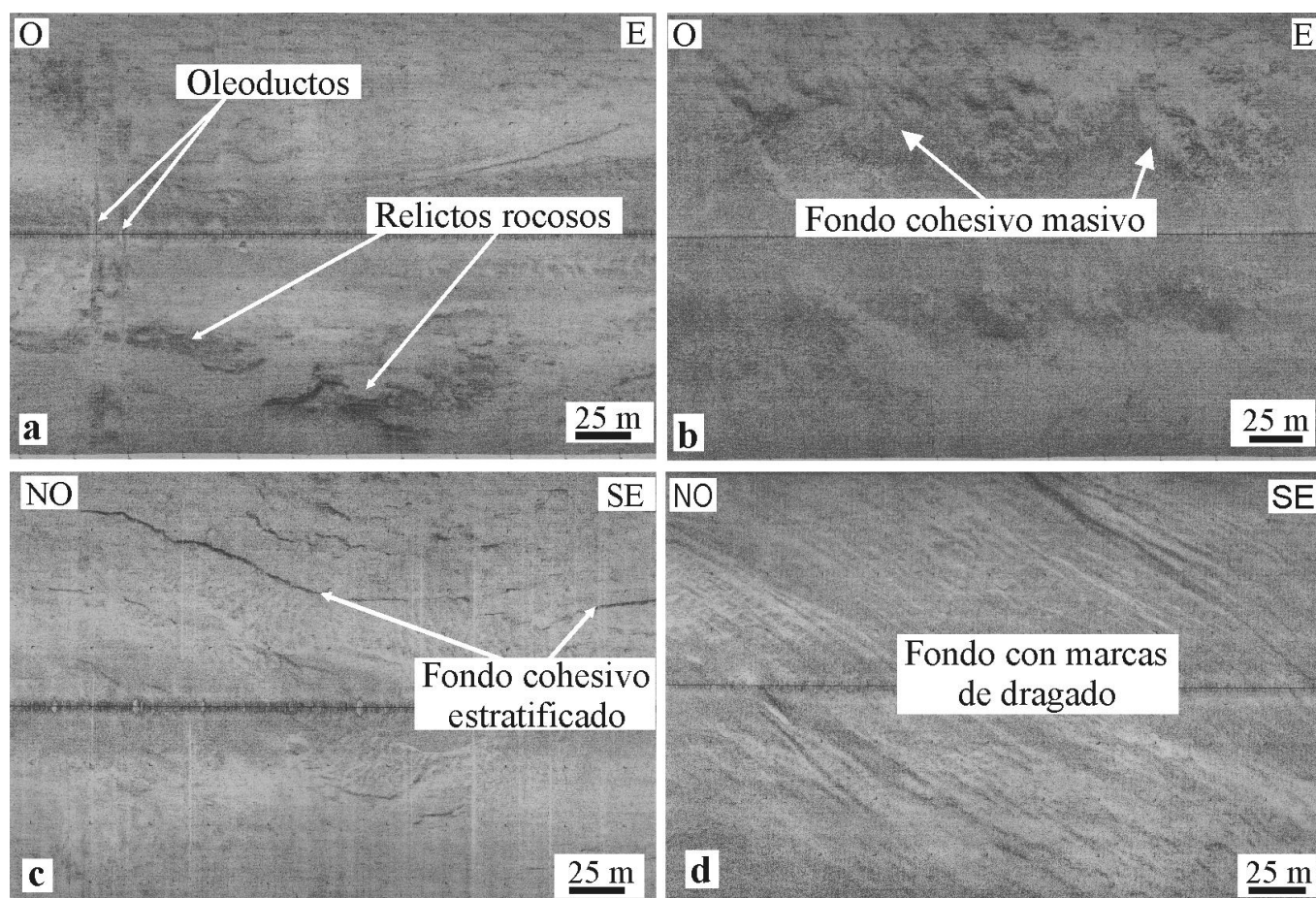


Figura 5. Registros de sonar lateral. a. Fondo rocoso con relictos irregulares, se distinguen dos oleoductos. b. Fondo de material cohesivo. c. Fondo estratificado. d. Marcas de dragado.

Figure 5. Side Scan Sonar records. a. Bedrock with irregular relicts. Two pipelines are observed. b. Bottom cohesive. c. Stratified outcrop. d. Dredging marks

verifica en fondos con escasa cobertura sedimentaria de arena fina fangosa, señala la existencia de un material cohesivo infrayacente, el cual actualmente se halla sometido a procesos de erosión.

Formas antrópicas. Entre los rasgos de carácter antrópico observados en la zona, se destaca la presencia de oleoductos, (Fig. 3), los cuales se asientan directamente sobre el fondo y no presentan cobertura sedimentaria (Fig. 5a). En el extremo occidental del área de estudio, en dirección al acceso a puerto Belgrano, se aprecian las marcas del dragado realizado para mantener el calado de navegación en el Canal Principal, (Fig. 5d). Estas marcas longitudinales (acanaladuras) son originadas por dragado de succión. Por otro lado, en el sector cercano al canal de acceso a Puerto Rosales (Fig. 3), se detectó, parcialmente soterrada en la superficie del fondo, los restos de una antigua baliza de enfilación. La misma, se derrumbó de su posición original por efectos de tormentas ocurridas varias décadas atrás, sus características se observan en el sonograma de la Figura 4d.

Sedimentología del fondo

La granulometría dominante del área de estudio corresponde a arena fina, a la cual se asocian, según el sector, otras fracciones granulométricas que van desde arcilla hasta grava. En la Figura 6 se esquematiza la ubicación de las muestras extraídas con el detalle de sus principales caracteres texturales.

En aquellos sectores donde las principales formas de fondo son dunas grandes, el sedimento más conspicuo es arena mediana con buena selección. Por otro lado, donde el fondo se cubre por dunas de menor tamaño, el material predominante es arena fina o arena fina con algo de fango. Cuando las dunas pequeñas o medianas se acercan a sectores con dunas grandes, como ocurre con las muestras 01 y 11, el tipo de sedimento que las constituye es arena fina con selección buena a muy buena; mientras que en aquellas áreas donde la cobertura sedimentaria integra exclusivamente dunas de tamaño subordinado, se verifica la presencia de arena fina con variadas cantidades de fango y selecciones pobres a moderadas (muestras 09, 12 y 16).

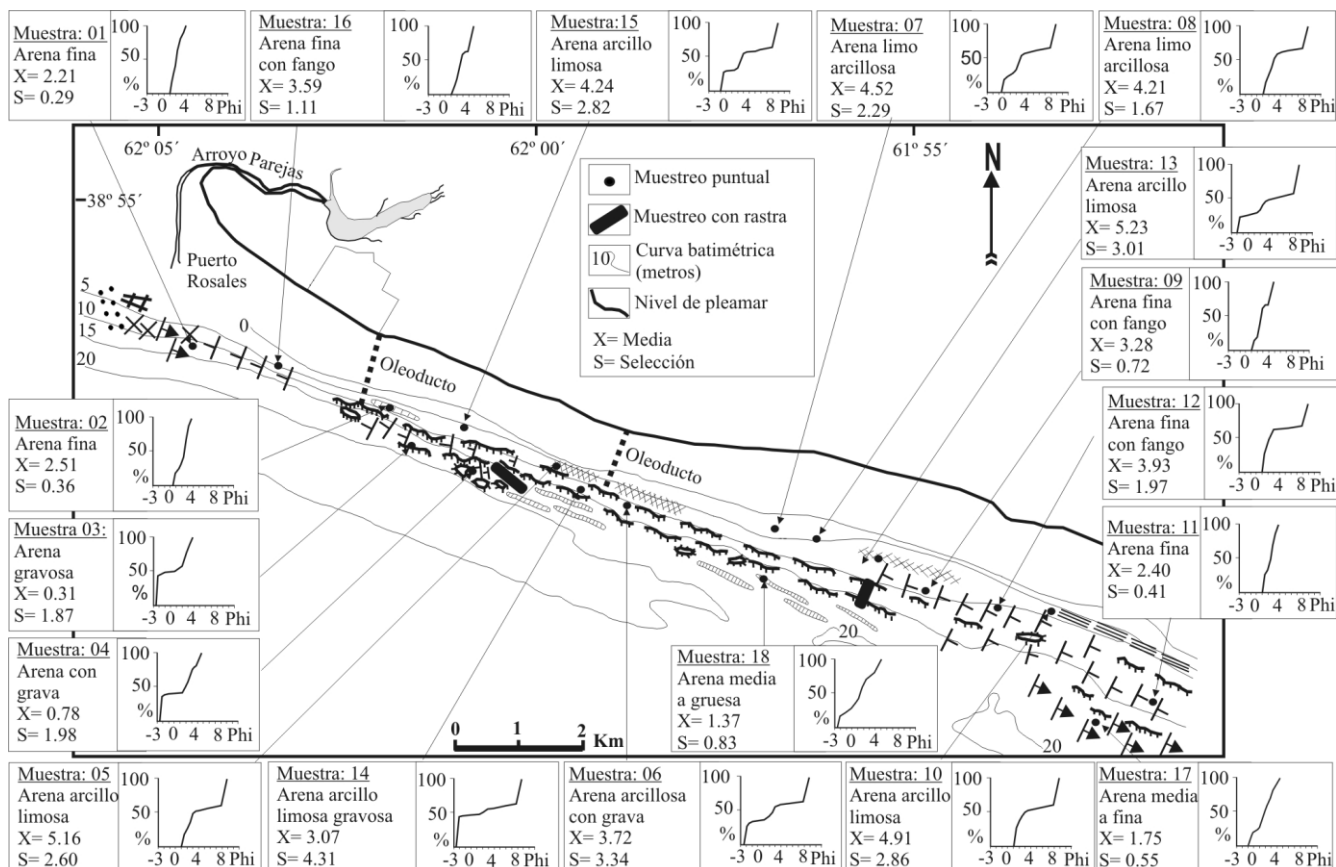


Figura 6. Ubicación y caracterización de las muestras sedimentológicas.
Figure 6. Locations and characterization of the sedimentological samples.

Los ambientes en donde se desarrollan las lineaciones sedimentarias se tipifican por diferentes clases de arena. Así, en el centro del área de estudio, a profundidades superiores a los 15 m, dichas formas presentan arena mediana a gruesa de moderada selección (muestra 18). Por su parte, las lineaciones arenosas que se producen a menor profundidad se componen de arena fina de buena selección (muestra 02).

Los sectores de fondos cohesivos, que se manifiestan siempre por encima de los 10 m, exhiben importante participación de fracción fina menor a 62 micrones. Así, las muestras 05 y 13 están integradas por arena arcillo limosa, donde la presencia de arcilla supera el 20 %, lo que le confiere a este material un alto grado de cohesividad. Específicamente, la muestra 13 es un sedimento compactado por abundante cantidad de arcilla de color castaño rojizo. En un nivel de mayor profundidad, frente a los afloramientos de estos fondos arcillosos compactados, aparece un lecho de arena limo arcillosa con grava (muestra 06). El contenido de grava de este sedimento alcanza el 11% y su composición es mayoritariamente cuarcítica con escasos nódulos arcillosos rojizos. En los fondos planos, ubicados a baja profundidad, se nota un aumento de la fracción fina. En estos casos, aparece arena limo arcillosa (07 y 08) y arena arcillo limosa (10 y 15).

Por otra parte, donde predominan los efectos erosivos y la morfología señala niveles en terraza y relictos rocosos, los sedimentos que cubren tales afloramientos siempre indican la sustancial presencia de grava que se combina en diferentes proporciones con otras fracciones texturales. De tal manera, las muestras 03 y 04, ubicadas a profundidades superiores a los 15 m, se tipifican como arena gravosa y arena con grava respectivamente. Mientras que hacia niveles más someros, se intensifica la participación de fracción fina, constituyendo una arena arcillo limosa gravosa de muy pobre selección (muestra 14). En todos los casos en que aparece grava, es dominante el componente lítico (cuarcita) y subordinadamente se presentan clastos de origen biogénico (valvas de moluscos).

Los resultados obtenidos del muestreo con rastras de fondo tomadas en el entorno a los resaltos rocosos (Fig. 6), confirman un contexto sedimentario integrado por arena gruesa con abundantes restos de valvas de moluscos y colonias de briozoarios, rodados de cuarcita desgastados, de 1 a 10 cm de diámetro mayor, con predominio de las formas ahusadas y minoritariamente discoidales. De manera subordinada, aparecen restos de concreciones de arenisca limolítica calcárea, muchas de ellas con signos de bioerosión, fragmentos de limolita y ocasionalmente tubos fósiles de callianassidos de hasta 15 cm de longitud.

DISCUSIÓN

Los rasgos de fondo del sector estudiado, resultantes de la conjunción de procesos erosivos y depositacionales, son los principales indicadores de la dinámica sedimentaria y de la evolución morfológica de un sistema dominado por corrientes de marea (Aliotta et al., 2009). La importancia del análisis de este tipo de formas de fondo radica en que sus características morfológicas y su distribución se vinculan estrechamente con las condiciones del flujo dominante (Ashley, 1990; Ikehara y Kinoshita, 1994; Lanckneus et al., 1994; Liu et al., 1998; Lobo et al., 2000). Asimismo, constituyen una excelente evidencia del transporte de sedimento como carga de fondo. En este sentido, sobre la base de la geometría de las estructuras, puede determinarse la dirección predominante de transferencia de sedimento (Boothroyd y Hubbard, 1975; Bouma et al., 1977).

Entre las formas de fondo acreditadas en el presente trabajo, se destacan las dunas grandes a muy grandes. El sector con mayor desarrollo de estas unidades morfológicas se ubica en la zona oriental de estudio, en profundidades de entre 15 y 20 m (Fig. 3). En este tramo, llegan a medir hasta 2,5 m de altura y alcanzan longitudes superiores a 200 m (Fig. 4a). Del mismo modo, en proximidades del acceso al canal de Puerto Rosales, aparece un segundo campo de dunas grandes, a profundidades levemente inferiores a los 15 m (Fig. 3). Este tipo de dunas, que también fueron determinadas en sectores aledaños por Cuadrado et al. (2003), alcanzan los 2 m de altura, con longitudes de onda inferiores a 200 m.

Según Rubin y Mc Culloch (1980), la velocidad de la corriente y el tamaño del sedimento son las variables que regulan las características de las dunas, mientras que la altura máxima de las mismas es controlada por la profundidad existente en el sitio donde se generan. Esta relación fue comprobada por Aliotta (1987) y Aliotta et al. (2000) en distintos tipos de dunas desarrolladas en diversos regímenes de marea, tanto en el estuario de Bahía Blanca como en el golfo San Matías (provincia de Río Negro), respectivamente.

Las dunas grandes observadas en el sector submarino estudiado, manifiestan una asimetría pronunciada en el sentido del reflujó, con buena definición de rampa y talud (Fig. 4a). Sus crestas, de configuraciones arqueadas, levemente sinusoidales y por sectores de tipo barjanoide, se ubican aproximadamente transversales al eje del canal. Si se tiene en cuenta la secuencia experimental establecida por Allen (1968a), se infiere que este tipo de dunas se generan bajo corrientes relativamente intensas. Como la asimetría de la rampa y el talud de las dunas indican el sentido del transporte neto del material involucrado, es posible inferir las direcciones predominantes de migración del sedimento, en consecuencia, esto resulta un elemento significativo para establecer modelos circulatorios de fondo (Lobo et al., 2000). Sobre la base de la asimetría, se determina que estas geoformas son el producto del dominio de las corrientes de bajante, lo que resulta en un transporte neto de material hacia el exterior del estuario. Esta dinámica sedimentaria definida en el flanco norte del canal Principal, particularmente en el sector sureste del área que ocupa la presente investigación, en torno a los 14-13 m de profundidad, es coincidente con el transporte de sedimento establecido por Aliotta y Perillo (1987) al estudiar un gran campo de dunas desarrollado en las mayores profundidades (20-22 m) que posee el sector de entrada del estuario. De esta manera, conjugando datos existentes con los resultados obtenidos puede confirmarse que el transporte de sedimento de fondo hacia el exterior del estuario, evidenciado por la existencia de grandes dunas, se produce no solo a lo largo de la parte más profunda del canal, como establecieron los autores mencionados, sino también en gran parte del flanco norte del mismo.

El sedimento que compone a las dunas de mayor tamaño encontradas es fundamentalmente arena mediana con proporciones subordinadas de arena fina con selecciones buenas a muy buenas. Los espacios entre las grandes dunas de arena evidencian un lecho marino plano, mayoritariamente cubierto por una delgada capa arenosa. En muchos casos, estas grandes geoformas, exhiben sobre sus rampas dunas pequeñas o medianas, simétricas, entrecruzadas o asimétricas, lo cual revela la influencia de corrientes subordinadas con diferentes direcciones de circulación. En cercanías de Puerto Rosales, estas unidades morfológicas menores sobreimpuestas exponen asimetría opuesta a la de las formas mayores. Asimismo, frente al mencionado puerto, se observaron dunas entrecruzadas (Fig. 4d) que son la resultante de la interacción de dos direcciones principales de circulación. Una de las corrientes es la que actúa en el Canal Principal, a la cual se adiciona la influencia hidrosedimentológica del canal de acceso a Puerto Rosales. Esta particularidad morfológica, ya fue observada en otros sectores de la región marina de Bahía Blanca por Aliotta (1987), quien la relacionó con la acción combinada del transporte por corrientes de flujo y reflujó en aquellos sectores donde sus sentidos no son exactamente opuestos, o bien atribuible a la confluencia de dos canales (Aliotta et al., 2004). De este modo, cada sentido de circulación moviliza cierta cantidad de sedimento en diferente dirección y genera la configuración entrecruzada. Por otro lado, son dos las áreas donde se han determinado dunas medianas a pequeñas (Fig. 4b,c). Por una parte, las ubicadas sobre el límite este del área de estudio, en un sector adyacente a las grandes dunas descritas, aunque a menor profundidad (12-8 m), indican sobre todo el flanco del canal un transporte de sedimento en dirección al reflujó, en concordancia con las grandes dunas desarrolladas a mayores profundidades. En contraposición, dunas medianas encontradas al oeste del área de estudio, señalan que sobre el flanco del canal prevalece un transporte de sedimento en sentido del flujo (interior del estuario). Esta dinámica sedimentaria definida en la presente investigación para la región costera subácea, se vincula con la dirección de la deriva

litoral que produce el desarrollo de espigas arenosas en gancho existentes en sectores inter y supramareales, adyacentes a puerto Rosales (Spagnuolo, 2005).

El material que compone a las dunas medianas, es arena fina con variadas cantidades de fango y selecciones pobres a moderadas, lo que pone en evidencia baja capacidad selectiva de las corrientes que las generan. Finalmente, algunas dunas medianas a pequeñas se presentan en la zona central del área de estudio, localizadas entre los relictos rocosos y los niveles en terrazas (Fig. 4c). Sus disposiciones son aleatorias como consecuencia de la generación de corrientes encauzadas. Cabe destacar, que donde existe escasa disponibilidad de arena estas geoformas se desarrollan de manera muy discontinua.

Otro rasgo acrecional del fondo lo constituyen las lineaciones sedimentarias, que en el área de estudio, pueden definirse según el modelo establecido por Aliotta et al. (2000) como "de espaciamiento pequeño", con separación inferior a los 15 m y alturas menores al metro (Fig. 4e). Se ubican en el tramo central del área, principalmente a profundidades superiores a los 15 m y se las encuentra intercaladas entre niveles de afloramientos rocosos del fondo. Su disposición general, como consecuencia de las corrientes de flujo y refluo, es este-oeste (Fig. 3). El sedimento que las compone, corresponde a distintas clases de arena. En tal sentido, el tramo cubierto por estas geoformas, en el centro del área de estudio, a profundidades entre 15 y 20 m, es una arena mediana a gruesa de moderada selección. Por su parte, las escasas lineaciones arenosas que se producen a menor profundidad se integran con arena fina de buena selección. En cualquier caso, las lineaciones arenosas, según el criterio de Allen (1968b; 1970), son evidencias morfológicas de la acción de intensas corrientes de marea sobre el fondo. Asimismo, el mayor tamaño de grano de las lineaciones halladas en zonas de mayor profundidad, señalaría el efecto de fuertes corrientes encauzadas entre los fondos rocosos en terrazas. Por otro lado, el desarrollo de estas formas se halla estrechamente vinculado con la escasa disponibilidad de material arenoso que movilizan las corrientes (Aliotta et al., 2000).

Con respecto a las estructuras erosivas determinadas, las más conspicuas son las terrazas y relictos rocosos. En este contexto, el elemento morfológico relevante de la superficie del fondo lo componen dos escalones erosivos, los cuales conforman sendos niveles aproximadamente paralelos. El área de distribución de los mismos, que está representada esquemáticamente en la Figura 3, evidencia que el tramo con mayor desarrollo y continuidad de estos fondos duros se ubica en el sector centro-oriental de estudio. Los afloramientos de estas terrazas, con resaltos de hasta 4 m y pendientes muy pronunciadas, ocupan una franja del fondo paralela a la actual línea de costa, entre los 12 y 18 m de profundidad. Este mismo tipo de estructuras aflorantes fue determinado por Aliotta y Perillo (1990) en la boca del estuario de Bahía Blanca.

En los sonogramas analizados, el fondo rocoso que constituye ambos escalones, aparece fuertemente reflectivo, con escarpas de bordes muy irregulares (Fig. 4c, 5a). En ciertos casos forman puntas o salientes con orientación hacia el Sur. En las adyacencias de la terraza más profunda, entre los 15 y 18 m, se identifican afloramientos saltuarios de estos mismos materiales caracterizados por formar estructuras relictivas mesetiformes (Fig. 5a). Todos estos rasgos morfológicos, indicarían una génesis asociada a una fuerte acción erosiva. Así, el origen de estas estructuras rocosas escalonadas se vincula con un proceso marino pretérito de alta energía. De este modo, pueden relacionarse con un antiguo nivel netamente erosivo, originado en un ambiente de alta energía, con importante acción de olas e intensas corrientes litorales. Estas condiciones, habrían resultado las responsables del desarrollo de plataformas de abrasión, cuyo entorno sedimentario superficial, determinado por las muestras de rastras, está constituido por valvas de moluscos con diferentes grados de conservación, rodados de cuarcita de hasta 10 cm de diámetro mayor, fragmentos de limolita de diverso tamaño, muchos de ellos biorosionados y la presencia de restos de tubos fósiles de callianassidos que llegan hasta los 15 cm de longitud. Todos estos materiales, no se encuentran en equilibrio con las condiciones energéticas hidrodinámicas actuales, dado que a la profundidad donde se presentan los rasgos erosivos y los materiales mencionados, el efecto de las olas sobre el fondo es prácticamente nulo y son sólo las corrientes de marea quienes gobiernan la dinámica sedimentaria actual. Las condiciones hidrosedimentológicas en el sector de las terrazas, se evidencian por la presencia de una sutil cobertura sedimentaria que, en los sectores profundos ubicados entre los relictos consolidados, se constituye en una delgada capa de arena fina. Este sedimento es movilizado entre los resaltos rocosos por efecto de las corrientes de marea y, circunstancialmente, configura dunas pequeñas que tapizan parcialmente la superficie de la roca (Fig. 4c). Por otra parte, la presencia de rodados cuarcíticos es indicativa de la existencia de un importante aporte fluvial en el sistema costero holoceno. En concordancia con estos resultados, estudios simoestratigráficos del subsuelo marino (Spagnuolo, 2005 y Aliotta et al., 2013) indican antiguos paleocauces fluviales, vinculados a un área serrana (Sierra de la Ventana) ubicada aproximadamente 100 km al norte del área de estudio. La edad de generación de las estructuras erosivas submarinas mencionadas correspondería al Holoceno temprano. Específicamente, durante un período en el que aún el mar no había alcanzado la línea del litoral actual. En tal sentido, estudios realizados en la costa brasileña (Suguio y Martin, 1980; Clark y Bloom, 1979; Clark, 1980) y sobre la plataforma argentina (Cavallotto et al., 2004; Violante et al., 2014; entre otros), coinciden en determinar que alrededor de los 8000 años A.P. el nivel del mar habría oscilado entre los 12 y 18 m por debajo de su posición actual. Por su parte, Spagnuolo (2005), fundamentado sobre recopilaciones de curvas de variación del nivel medio del mar reunidas por Belknap y Kraft (1977) y por Cowel y Thom (1994), le asigna a cada uno de esos niveles en terraza una edad de generación de 8500 años A.P. y 7500

años A.P. respectivamente. El evento marino asociado a las dos terrazas submarinas determinadas puede correlacionarse temporal y altimétricamente con los resaltos topográficos hallados por Aliotta et al. (1999) sobre la plataforma continental externa al estuario. También, Corrêa et al. (1996), mencionan en su modelo evolutivo del proceso transgresivo que afectó a la plataforma marina al sur de Brasil, un último nivel de estabilización a profundidades comparables con las halladas en la costa estudiada en el presente trabajo.

Por su parte, a profundidades inferiores a los 15 m y en especial sobre cotas más someras, se presentan fondos cohesivos, tanto masivos (Fig. 5b), como estratificados (Fig. 5c). Los de tipo estratificado, aparecen en los registros como finas bandas de textura acústica más oscura. Las mismas, se visualizan por la existencia de una escasa cubierta de sedimentos sobre material compactado. Tales lineamientos, indican que la delgada capa de arena fina fangosa deja al descubierto una sedimentita de grano fino a muy fino, que actualmente se halla sometida a procesos de erosión y puede atribuirse a pequeños escalones o escarpas erosivas con una notable continuidad lateral (Aliotta et al., 2004). El afloramiento de estos fondos, integrados por arena arcillo limosa compacta de color castaño rojiza, indica la exposición sobre el lecho marino de unidades continentales más antiguas como lo son las formaciones Arroyo Chasicó y Pampiano. Estos sectores, actualmente se mantienen expuestos debido a efectos de corrientes de marea que no permiten la depositación de sedimento inconsolidado sobre ellos.

En el fondo estudiado también se determinaron rasgos de carácter antrópico, cuyas características asociadas resultan, en ciertos casos, indicadoras de las condiciones hidrosedimentológicas del entorno. Tanto es así, que las cañerías de los oleoductos presentes en el área, muestran en algunos tramos, acumulación de material arenoso del lado oeste, mientras que al este se observa socavamiento provocado por turbulencia, con lo cual se refuerza la idea de definir el sentido de corrientes dominantes según el reflujo. También, se detectó, en el tramo de fondo entre Puerto Rosales y el ingreso a Puerto Belgrano, los restos semiseptados de una antigua baliza (Fig. 4d). Su elevado grado de enterramiento denota que el sector occidental del tramo estudiado constituye un ambiente en donde prevalece la depositación sedimentaria.

CONCLUSIONES

En esta investigación se han establecido rasgos morfosedimentológicos del fondo marino, muchos de los cuales desconocidos hasta el presente, existentes a lo largo de la costa norte del sector de entrada al estuario de Bahía Blanca. Las características de las grandes dunas desarrolladas sobre el límite este de la franja costera estudiada, resultan indicativas de un desplazamiento de sedimento como carga de fondo hacia el exterior del estuario. El mismo, es coincidente con la dirección de transporte de sedimento que se produce a lo largo del centro del canal Principal.

Por otro lado, en el sector oeste del área estudiada (adyacente a puerto Rosales) y a profundidades muy someras, dunas medianas-pequeñas son indicativas de una deriva litoral hacia el interior del estuario, asociada a la acción de olas generadas por los fuertes vientos del sudeste. Tanto la presencia de dunas como el desarrollo de lineaciones arenosas sobre la región costera estudiada, señalan la existencia de una estrecha relación entre geoformas con las condiciones hidrodinámicas del ambiente y la disponibilidad del sedimento.

La presencia de dos terrazas rocosas asociadas a un sedimento superficial en desequilibrio con la hidrodinámica actual, evidencia dos períodos de estabilización del nivel marino que establecen la existencia de sendas líneas costeras a 18 y 13 m por debajo del n.m.m., respectivamente. Cada uno de estos niveles relícticos, producto de la última transgresión marina, se habrían sucedido durante el Holoceno temprano, aproximadamente a los 8500 y 7500 años antes del presente.

Agradecimientos. La presente investigación se financió por medio de los proyectos PGI 24/H107 (Secretaría de Ciencia y Técnica, UNS); PIP N° 5538 y N° 00699 (CONICET); PID 25/B028 (UTN, FRBB) y PICT 7-31666 (Agencia, MINCYT). Agradecemos al ingeniero Roberto Vallasciani de la empresa Oiltanking Ebytem y a la tripulación de la lancha de amarre "Paraíso" de la Empresa Almirón y Cía. quienes facilitaron la embarcación para realizar los relevamientos. Al Dr. Guillermo Lizasoain y a los señores Roberto Zibecchi y Carlos Galán del Instituto Argentino de Oceanografía por su colaboración en las tareas de campaña.

REFERENCIAS

- Aliotta, S., 1987. Estudio de la geomorfología y de la dinámica sedimentaria del estuario de Bahía Blanca entre Puerto Rosales y El Fondateiro, Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral, Bahía Blanca, pp 180.
- Aliotta, S. and E.A. Farinati, 1990. Stratigraphy of Holocene sand-shell ridges in the Bahia Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology*, 94(1): 353-360.
- Aliotta, S. and G.M.E. Perillo, 1987. A sand wave field in the entrance to Bahía Blanca estuary, Argentina. *Marine Geology*, 76(1): 1-14.

- Aliotta, S. y G.M.E. Perillo, 1990. Línea de costa sumergida en el Estuario de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 300-305.
- Aliotta, S., E.A. Farinati and J.O. Spagnuolo, 2001. Sedimentological and Taphonomical Differentiation of Quaternary Marine Deposits, Bahía Blanca, Argentina. *Journal of Coastal Research*, 17(4): 792-801.
- Aliotta, S., G.O. Lizasoain y S.S. Ginsberg, 2004. Dinámica sedimentaria y evolución morfológica de un profundo canal del estuario de Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1): 14-28.
- Aliotta, S., G.O. Lizasoain y W.O. Lizasoain, 1991. Sedimentología y paleoambientes cuaternarios en el sector interno del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Autónoma de México*, 18(1): 99-107.
- Aliotta, S., G.O. Lizasoain y W.O. Lizasoain, 1992. Sedimentos subsuperficiales entre Puerto Galvan e Ing. White, Canal Principal del Estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Actas III Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 1: 213-217, La Plata.
- Aliotta, S., J.O. Spagnuolo y E.A. Farinati, 2003. Evidencias geológicas del proceso transgresivo-regresivo holoceno en la entrada del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Actas IX Congreso de Associação Brasileira de Estudos Quaternarios y II Congreso do Quaternario de Países de Linguas Ibéricas, ABEQUA*, 183: 1-5, Brasil.
- Aliotta, S., J.O. Spagnuolo y E.A. Farinati, 2009. Origen de una roca de playa en la región costera de Bahía Blanca, Argentina. *Pesquisas em Geociências*, 36(1): 107-116.
- Aliotta, S., S.S. Ginsberg, D.A. Giagante, L.G. Vecchi and M.E. Minor-Salvatierra, 2014. Seismic Stratigraphy of Pleistocene Deltaic Deposits in Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86(2): 51-64.
- Aliotta, S., G.O. Lizasoain, W.O. Lizasoain and S.S. Ginsberg, 1996. Late Quaternary sedimentary sequence in Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Journal of Coastal Research*, 2(4): 875-882.
- Aliotta, S., E. Schnack, F.I. Isla y G.O. Lizasoain, 2000. Desarrollo secuencial de formas de fondo en un régimen macromareal. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 7(1-2): 95-109.
- Aliotta, S., J.O. Spagnuolo, C.A. Galán y W.D. Melo, 1997. Muestreador oceanográfico de sedimentos superficiales de fondo para ser empleado simultáneamente con la prospección sísmica. *Actas resumen X Coloquio de Oceanografía. IAPSO (Ed). Bahía Blanca*, 38 pp 1.
- Aliotta, S., J.O. Spagnuolo, S.S. Ginsberg y E.M. Gelós, 1999. Sedimentos de fondo-subfondo y aspectos geomorfológicos de la plataforma continental entre el estuario de Bahía Blanca y bahía Anegada, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 6(1-2): 19-35.
- Aliotta, S., S.S. Ginsberg, J.O. Spagnuolo, E.A. Farinati, D.A. Giagante and L.G. Vecchi, 2013. Late Quaternary in a South Atlantic estuarine system: Stratigraphic and paleontologic indicators of coastal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 194-208.
- Allen, J.R.L., 1968a. Current Ripples; Their relation to patterns of water and sediment motion. North-Holland Publishing Company, Amsterdam. pp 433.
- Allen, J.R.L., 1968b. The nature and origin of bed form hierarchies. *Sedimentology*, 10: 161-182.
- Allen, J.R.L., 1970. *Physical Processes of Sedimentation*. Elsevier, New York, pp 248.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(1): 160-172.
- Belknap, D.F. and J.C. Kraft, 1977. Holocene relative sea-level changes and costal stratigraphic units on the northwest flank of the Baltimore Canyon Trough geosynclines. *Journal Sedimentary Petrology*, 47: 10-629.
- Boothroyd, J.C. and D.K. Hubbard, 1975. Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. En: *Estuarine Research, Geology and Engineering*. Cronin, L. E. (Ed). Academic Press, New York, 2: 217-234.
- Bouma, A.H., M.A. Hampton and R.C. Orlando, 1977. Sand waves and other bedforms in lower Cook Inlet, Alaska. *Marine Geotechnology*, 2: 291-308.
- Campo, A.M., V. Gil, J.O. Gentilli, A. Volonté y V. Duval, 2011. Inventario de eventos climáticos–meteorológicos extremos. Suroeste bonaerense (1995-2010). *Párrafos geográficos*, 1(1): 102-115.
- Cavallotto, J.L., R.A. Violante and G. Parker, 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata River (Argentina). *Quaternary International*, 114: 155-165.
- Clark, J.A., 1980. A numerical model of world-wide sea level changes on a viscoelastic Earth. En: *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Mörner, N.A. (Ed). John Wiley & Sons, 525-534.
- Clark, J.A. and A.L. Bloom, 1979. The effect of the Patagonian ice sheet on relative sea levels along the Atlantic coast of South America: a numerical calculation. *Abstracts with Programs of the International Symposium of Coastal Evolution*. San Pablo, 1: 61-79.
- Corrêa, I.C.S., 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: L'exemple de la plateforme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, 130: 163-178.
- Corrêa, I.C.S., L.R. Silva-Martins, J.M. Medina-Ketzer, A.R.E. Días-Elías e R. Martins, 1996. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. *Notas Técnicas*, 9: 51-61.
- Cowal, P.J. and B.G. Thom, 1994. Morphodynamics of coastal evolution. En: *Coastal evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Carter, R.W.G. and C.D. Woodroffe (Ed). Cambridge University Press, New York, pp 517.

- Cuadrado, D.G., E.A. Gómez and S.S. Ginsberg, 2003. Large transverse bedforms in a mesotidal estuary: *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 10(2): 163-172.
- Fairbridge, R.W., 1961. Eustatic changes in sea-level. En: *Physics and Chemistry of the Earth*. Ahrens, L.H. and others (Ed). Pergamon Press, New York, 4: 99-185.
- Farinati, E.A., 1983. Paleontología, Paleoecología y Paleogeografía de los sedimentos marinos de los alrededores de Bahía Blanca, Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral, pp 179, Bahía Blanca.
- Fidalgo, F., F.O. De Francesco y U.R. Colado, 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J.M., Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). *Actas V Congreso Geológico Argentino*, Villa Carlos Paz, Asociación Geológica Argentina, 4: 27-39.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, pp 184.
- Giagante, D.A, S. Aliotta, S.S. Ginsberg, L.G. Vecchi and J.O. Spagnuolo, 2011. Evolution of a coastal alluvial deposit in response to the last Quaternary marine transgression, Bahía Blanca estuary, Argentina. *Quaternary Research*, 75: 614-623.
- Ginsberg, S.S., 1991. Geomorfología y evolución de canales de marea del Estuario de Bahía Blanca, Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral, Bahía Blanca, pp 176.
- Ginsberg, S.S. and G.M.E. Perillo, 1999. Deep-scour holes at tidal channel junctions, Bahía Blanca estuary, Argentina. *Marine Geology*, 160: 171-182.
- Ginsberg, S.S., S. Aliotta y M.E. Minor-Salvatierra, 2012. Patrón de variabilidad espacio-temporal de las corrientes de marea en un canal estuarial. *Congresso Brasileiro de Oceanografía*, Río de Janeiro, 1 cd-rom, 0585.
- Ginsberg, S.S., D.G. Cuadrado y E.A. Gómez, 2001. Circulación de arena inferida a través del análisis de dunas submarinas (Estuario de Bahía Blanca, Argentina). *Actas IX Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar, COLACMAR*, 424: 1-4, Colombia.
- Ikehara, K. and Y. Kinoshita, 1994. Distribution and origin of subaqueous dunes on the shelf of Japan. *Marine Geology*, 120: 75-87.
- Isla, F.I., 1998. Holocene coastal evolution of Buenos Aires. En: *Quaternary of South América and Antarctic Peninsula*. Rabassa A. J. (Ed). Balkema, A.A. Publishers, Rotterdam, 11: 297-321.
- Karisiddaiah, S.M., M. Veerayya and K.H. Vora, 2002. Seismic and sequence stratigraphy of the central western continental margin of India: late-Quaternary evolution. *Marine Geology*, 192: 335-353.
- Kenyon, N.H., 1970. Sand ribbons in European tidal seas. *Marine Geology*, 9: 25-39.
- Lanckneus, J., G. De Moor and I. Meyes, 1994. Preliminary reconnaissance of present bedforms. Final Report of MAST Project 0025-C, Relationship between seafloor currents and sediment mobility in the southern North Sea. *Univeriteit Ghent, Brussels*, 6: 1-27.
- Liu X., D.X. Xia, S. Berné, K.Y. Wang, T.T. Marsset, Y.X. Tang and J.F. Bourillet, 1998. Tidal-depositional systems of China's continental shelf, with special reference to the eastern Bohai Sea. *Marine Geology*, 145(3-4): 225-253.
- Lizasoain, G.O. y S. Aliotta, 1995. Fondo rocoso en el canal de navegación del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Actas IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1: 295-303, Junín.
- Lobo, F.J., F. Hernández-Molina, L. Somoza, J. Rodero, A. Maldonado and A. Barnolas, 2000. Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the gulf of Cadiz shelf (southwest Spain). *Marine Geology*, 164: 91-117.
- Minor-Salvatierra, M.E., S. Aliotta, y S.S. Ginsberg, 2011. Características sismoestratigráficas vinculadas a un campo de dunas submareales. *Actas XVIII Congreso Geológico Argentino*, 1: 299-300, Neuquén.
- Minor-Salvatierra, M.E., S. Aliotta y S.S. Ginsberg, 2012. Morfología y migración de dunas submareales en el estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Congresso Brasileiro de Oceanografía*, Río de Janeiro, 1 cd-rom, 0562.
- Mitchum, J.R., R.M. Vail and P.R. Sangree, 1977. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences*. En: *Applications to hydrocarbon exploration*. Seismic Stratigraphy. Payton, C.H.E. (Ed). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 26: 117-134.
- Nedeco-Arconsult, 1983. Estudio del dragado del Canal de Acceso al Puerto de Bahía Blanca. Argentina. Informe final de la Dirección Nacional de Construcciones Portuarias y Vías Navegables, 3 volúmenes.
- Pascual, R., 1961. Un nuevo *Cardiomyinae* (Rodentia, *Caviidae*) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la Provincia de Buenos Aires. *Consideraciones Geológicas*. Ameghiniana, 2(4): 61-71.
- Perillo, G.M.E., E.A. Gómez, S. Aliotta y D.E. Galíndez, 1985. Granus: un programa Fortran para el análisis estadístico y gráfico de muestras de sedimentos. *Revista Asociación Argentina Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 16(1): 1-5.
- Píccolo, M.C., G.M.E. Perillo y J. Arango, 1987. Hidrografía del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Revista Geofísica*, 26: 75-89.
- Pirazzoli, P.A., 1977. Sea level relative variations in the world during the last 2,000 years. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 21(3): 284-296.
- Pirazzoli, P.A., 1991. *World Atlas of Holocene Sea Level Changes*. Elsevier, Amsterdam, Oceanography Series, 58: pp 300.

- Rubin, D.M and D.S. Mc Culloch, 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observation. *Sedimentary Geology*, 26: 207-231.
- Serman, D.D., 1985. Características de la marea en Bahía Blanca. *Boletín del Centro Naval*, 103: 51-74.
- Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6: 183-190.
- Sugio, K. e L. Martin, 1980. Estudos sobre as oscilações do nível marinho Quaternario ao longo do litoral Brasileiro. *Actas Simposio sobre Problemas Geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense*, 1: 281-298, Mar del Plata.
- Spagnuolo, J.O., 2005. Evolución geológica de la región costera-marina de Punta Alta, provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral, Bahía Blanca, pp 269.
- Trenhaile, A.S., 1997. Coastal dynamics and landforms. Clarendon Press, Oxford, pp 366.
- Vecchi, L.G, S.S. Ginsberg y S. Aliotta, 2008. Banco arenoso en un ambiente estuarial: rasgos de fondo y dinámica sedimentaria. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3): 395-406.
- Violante, R.A. and 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.
- Violante, R.A., I.P. Costa, J.L. Cavallotto, C.M.Paterlini, S. Marcolini, y G. Bozzano, 2014. Rasgos morfosedimentarios, procesos y evolución de la plataforma continental argentina desde el último máximo glacial. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, (71) 2: 292-310.
- Zazo, C., C.J. Dabrio, J.L. Goy, T. Bardají, B. Ghaleb, J. Lario, M. Hoyos, C.I. Hillaire-Marrcel, F. Sierro, J.A. Flores, P.G. Silva y F. Borja, 1996. Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales. *Geogaceta*, 20(7): 1679-1682.

Recibido: 20-06-2014

Aceptado: 21-12-2014