



Geología del fondo y subfondo del sector de entrada del estuario de Bahía Blanca, Argentina

Marta E. MINOR-SALVATIERRA¹, Silvia S. GINSBERG^{1,2,3}, Salvador ALIOTTA^{1,2} y Laura VECCHI^{1,2}

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca.

²Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET-UNS). CCT-Bahía Blanca.

³Universidad Tecnológica Nacional, FRBB, Departamento de Ingeniería Civil. Bahía Blanca.

E-mails: marta.minor@uns.edu.ar, ginsberg@criba.edu.ar, gmaliott@criba.edu.ar

Editor: María Paula Iglesia Llanos

Recibido: 6 de diciembre de 2022

Aceptado: 14 de junio de 2023

RESUMEN

El estuario de Bahía Blanca, ubicado al sur de la provincia de Buenos Aires, es el resultado de los procesos hidrológicos y sedimentarios vinculados a variaciones cuaternarias del nivel del mar. A partir de relevamientos batimétricos (sonda multihaz) y sísmicos (3.5 kHz) de alta resolución, se analizan las características geomorfológicas y sismoestratigráficas del sector de entrada al mencionado estuario. Se determinan 4 tipos de fondos: rocoso con escarpas, con dunas, fondo duro con escasa-nula cubierta sedimentaria y fondo arenoso plano. Así, se definió la sismoestratigrafía del área de interés y se reconocieron cuatro secuencias sísmicas. Las secuencias S1 y S2 constituyen el basamento acústico, conformado por sedimentos arcillo limosos y limo areno arcillosos cementados y correlacionables a la Formación Arroyo Chasicó - Formación Pampiano (Mioceno tardío-Pleistoceno). Hacia arriba, se determinó la secuencia S3, cuya litología y configuración sísmica indica un antiguo depósito fluvial. La columna estratigráfica se completa con la secuencia S4, correspondiente al Holoceno medio-reciente, cuyos sedimentos más superficiales se hallan en equilibrio con las condiciones hidrodinámicas actuales.

Palabras clave: morfología, sismoestratigrafía, Pleistoceno-Holoceno.

ABSTRACT

Geology of the bottom and sub-bottom of the inlet sector of the Bahía Blanca estuary, Argentina.

The Bahía Blanca estuary located in the south of Buenos Aires province is the result of hydrologic and sedimentary events linked to Quaternary variations of the sea level. Bathymetric surveys with multibeam echosounder and high-resolution seismic profile (3.5 kHz), the geomorphological and seismostratigraphic characteristics of the entrance sector to the mentioned estuary are analyzed. Four bottom types are determined bedrock with scarps, dunes, hard bottom with little/no sedimentary cover and sandy bottom. Thus, the seismic-stratigraphy of the area of interest was defined four seismic sequences were recognized. Sequences S1 and S2 form the acoustic basements composed of clayey silt and cemented silty clay sediments and were correlated with the Formación Arroyo Chasicó-Formación Pampiano (late Miocene-Pleistocene). Sequence S3 formed above S2 and showed lithology and seismic configuration are indicative of an ancient deposit of fluvial origin. The stratigraphic column was completed with sequence S4 corresponding to the mid-recent Holocene, whose most superficial sediments are in equilibrium with the current hydrodynamic conditions.

Keywords: Morphology, seismostratigraphy, Pleistocene-Holocene.

INTRODUCCION

El estuario de Bahía Blanca (Fig. 1a), ubicado al sur de la provincia de Buenos Aires (Argentina), presenta una configuración regional que se caracteriza por una densa red de canales de diversas dimensiones, generalmente de tipo divagante o meandroso. Numerosos islotes de relieve plano y escasa altitud, y amplias llanuras de fango y arena que se cubren periódicamente con las pleamares, completan la fisiografía de la zona costera. La circulación general del estuario es dominada por una onda de marea semidiurna (Perillo y Piccolo 1991) con un rango medio, en el canal Principal, de 3.04 m en sicigia y 2.5 m en cuadratura, por lo cual se clasifica al estuario como mesomareal. Los principales tributarios, el río Sauce Chico y el arroyo Napostá Grande, aportan un caudal medio anual de agua dulce de 1.9 y 0.8 m³ s⁻¹, respectivamente (Perillo et al. 1987). En la zona interna del estuario la máxima velocidad promedio de la corriente de flujo adquiere valores de 1.05 m s⁻¹, mientras que la corriente de reflujo alcanza 1.30 m s⁻¹. En tanto, en la zona externa, la cual comprende el sector del presente estudio, el máximo valor promedio observado para el flujo es 1.05 m s⁻¹ y para el reflujo 1.20 m s⁻¹ (Ginsberg et al. 2012).

El canal Principal, ruta de acceso a uno de los complejos portuarios y petroquímicos más importantes del país, posee una longitud aproximada de 60 km. En este canal la corriente de bajante establece un transporte neto de material arenoso como carga de fondo hacia el exterior del estuario (Aliotta y Perillo 1987, Cuadrado et al. 2003, Giagante et al. 2008, Ginsberg y Aliotta 2011, Vecchi et al. 2013, Minor Salvatierra et al. 2015, Andreoli et al. 2022) originando sobre la plataforma marina adyacente grandes bancos arenosos, que constituyen un amplio delta de reflujo (Aliotta 1987, Andreoli et al. 2022). El área de estudio (Fig. 1b) corresponde al sector de entrada al estuario y se sitúa entre los 38° 56.45' y 38° 59.5' latitud Sur y 61° 56.91' y 62° 02.08' longitud Oeste, próximo a Puerto Rosales. Al norte del área se ubica la costa de la Base de Infantería de Marina "Baterías" mientras que al sur se extiende una amplia zona intermareal, en la cual se encuentra delimitado de oeste a este por las desembocaduras del canal del Sur y del arroyo Laborde, a continuación, por el banco Cuchillo y más hacia el extremo sureste por el banco Redondo. (Fig. 1b). En el sector de mayor profundidad del área de estudio (24 m) se desarrolla un extenso campo de dunas, donde las formas de fondo alcanzan las mayores alturas de todo el estuario (5.5 m) (Minor Salvatierra et al. 2015).

El objetivo del presente trabajo es profundizar el conocimiento geológico de la zona de entrada al estuario de Bahía

Blanca, abordando las características morfológicas de fondo y definiendo la sismoestratigrafía pleistocena-holocena, considerando sus variaciones laterales y su continuidad regional.

MARCO GEOLOGICO

El encuadre geológico regional del estuario de Bahía Blanca está dominado por la evolución de la cuenca cretácica del Colorado. La estratigrafía de la cuenca se compone de un basamento precretácico (Precámbrico a Jurásico), constituido por rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias muy diagenizadas (Zambrano 1980). En tiempos jurásicos medios o tardíos se inicia la fracturación del basamento y comienza en forma gradual la subsidencia con una sedimentación de ambiente lacustre. En el Cretácico medio se deposita la Formación Fortín y sus equivalentes laterales, compuesta de areniscas y lutitas de planicie aluvial. Durante el Coniánciano se produce una fase tectónica con una mayor subsidencia de la cuenca y una elevación de las áreas que la limitan. Este mayor desnivel entre zonas de aporte y de acumulación se refleja en la granulometría más gruesa de la Formación Colorado, en la parte más profunda de la cuenca, y que se asocian a ambientes deltaicos.

Al continuar la subsidencia un mar epicontinental cubre la cuenca. Así, durante el Maastrichtiano-Paleoceno se depositan los sedimentos marinos de la Formación Pedro Luro. En el Paleoceno Superior tiene lugar un ascenso de la cuenca provocando un retroceso del mar. Bajo condiciones de un ambiente litoral se acumulan los sedimentos calcáreos de la Formación El Fuerte. A fines del Eoceno se produce una reactivación de la subsidencia representada por la Formación Elvira con areniscas y arcillas de la plataforma continental y depósitos aluviales (arcillitas, lutitas y tobas grises rosadas a rojo ladrillo con abundante yeso) de la Formación Ombucta. La subsidencia de la cuenca llega a su máximo en el Mioceno dando origen a la acumulación de los depósitos de plataforma, con intervalos litorales de la Formación Barranca Final (arcillitas, lutitas y limolitas verdosas o gris oscuras).

A partir del inicio del Plioceno comienza un ascenso de la cuenca, el cual está representado por la depositación continental de las Formaciones Chasico y Belén. La primera compuesta por limos arcillosos o arenosos, pardos o rojizos, en parte calcáreos y yesíferos, de llanura aluvial con participación eólica. En cambio, la Formación Belén (o Rio Negro) se constituye por arenas y areniscas azul grisáceas de ambiente fluvial, generalmente poco consolidadas, medianas a gruesas.

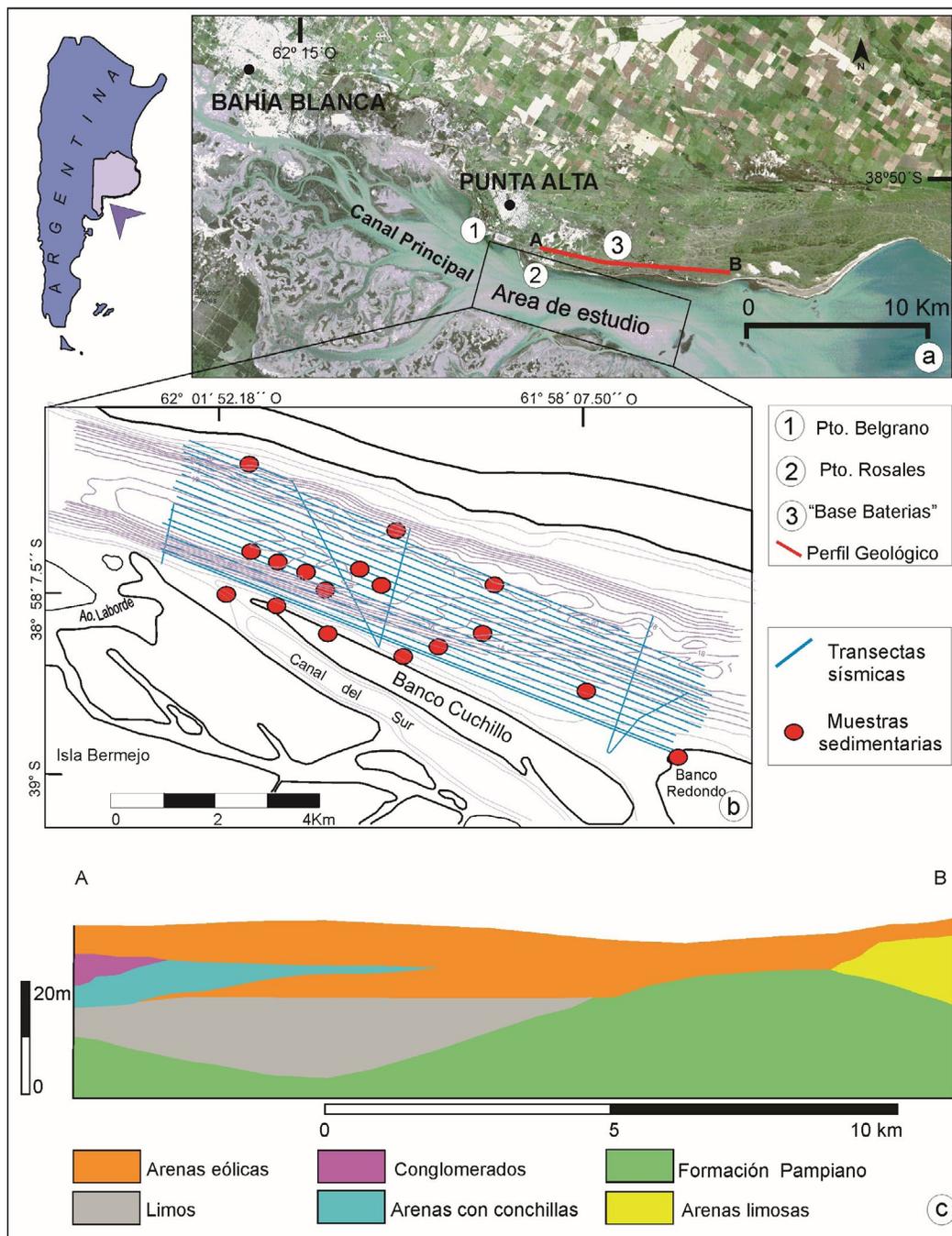


Figura 1. a) Imagen satelital de la región costera-marina de Bahía Blanca con la ubicación del área de estudio; b) Mapa batimétrico de la zona de estudio según carta H212-1 del Servicio de Hidrografía Naval y datos propios referida al cero del puerto patrón del estuario de Bahía Blanca (Puerto Belgrano), con líneas sísmicas y localización de muestras sedimentarias; c) Perfil geológico costero del área de estudio, modificado de Ruffo (2022).

Particularmente, en el entorno geológico superficial de la región costera de Bahía Blanca, correspondiente al Plioceno-Pleistoceno se destaca la Formación Pampiano, cuya presencia se extiende en gran parte de la provincia de Buenos Aires, (Fig. 1c). La misma corresponde a depósitos originados por agentes fluviales y eólicos (Fidalgo et al. 1975). En la zona de Bahía Blanca, la Formación Pampiano está constituida por arenas limosas y limos arenosos, cementados en mayor o menor grado, por carbonato de calcio (Fidalgo 1983).

En el Pleistoceno y durante el Holoceno se producen los avances y retrocesos del mar que dieron lugar la configura-

ción actual de la cuenca y, en particular, a la región costera marina de Bahía Blanca. Así, los depósitos marinos del Pleistoceno Tardío, están presentes en el subsuelo de manera saltuaria entre los 8 y 4 m sobre el n.m.m. (nivel medio del mar). Los mismos fueron estudiados sedimentológicamente y paleontológicamente por González (1984), Chaar y Farinati (1988), Chaar et al. (1992), Aliotta et al. (1996).

El último proceso transgresivo-regresivo marino ocurrido durante el Holoceno, da origen a muchas evidencias geológicas de diversas características. Un rasgo relevante lo constituye una serie de cordones arenosos con abundantes restos

de moluscos, entre cotas de 6 y 7 m por sobre el n.m.m., dispuestos más o menos en forma continua y paralela al litoral actual (Farinati 1985, González 1989, Farinati y Aliotta 1997, Aliotta et al. 2001). Las amplias marismas o llanuras costeras que limitan el estuario fueron desarrolladas por progradación de sedimentos finos durante el último evento regresivo marino postglaciar (Aliotta y Farinati, 1990). Sus fósiles en posición de vida indican para dicho evento edades radiocarbónicas entre 3300 y 3900 años A.P. (González et al. 1983, Farinati et al. 1992).

METODOLOGIA

La prospección sismo-acústica se realizó a través de la embarcación oceanográfica "Buen día Señor", del Instituto Argentino de Oceanografía (IADO). La batimetría se llevó a cabo empleando un sistema batimétrico multihaz de alta resolución (GeoSwath Plus de GeoAcoust, 250 kHz). Se realizaron 17 perfiles longitudinales y 4 transversales al canal Principal (Fig. 1b), alcanzando 120 km de prospección sismoacústica. La navegación se posicionó mediante DGPS y se controló por un programa de navegación específico. En simultáneo con el relevamiento batimétrico, se realizó una prospección sísmica de alta resolución del subsuelo marino empleando un perfilador 3,5 kHz. El equipo sísmico empleado se compone de un Transmisor-receptor, modelo Geopulse-Transmitter 5430^a, con frecuencia de emisión variable entre 2 y 12 Khz. Los emisores-receptores de la onda sísmica se presentan en un arreglo de cuatro transductores GeoAcoustics 137D, estos permiten operar con una potencia máxima de 10 Kw, optimizando así la penetración sísmica. Los datos se adquirieron en forma digital, mediante la utilización del software GeoTrace 2009. Un primer procesamiento de los datos sísmicos incluyó el filtrado de las frecuencias según diversas pasabanda (frecuencia alta-baja) con el objeto de minimizar el ruido de la señal. El procesamiento incluyó la aplicación de ganancia ya sea lineal o variable en tiempo (TVG). Además, fueron seleccionadas las escalas para optimizar la resolución y visualización de los reflectores del subsuelo.

La información batimétrica fue corregida por marea utilizando los datos del mareógrafo más cercano al área (Puerto Belgrano). A partir del análisis de los datos batimétricos 3D procedentes de la sonda multihaz y de la información sísmica, se identificaron y caracterizaron los diversos rasgos morfológicos de fondo. Además, mediante muestras obtenidas con un extractor shipek (860-A10, Wildlife Supply Company) se determinaron los materiales del lecho marino.

Las muestras de sedimento recolectadas (Fig. 1b) se ana-

lizaron granulométricamente siguiendo la metodología estándar reseñada por Folk (1974). El sedimento se tamizó utilizando una columna de tamices Taylor ASTM, con un intervalo de separación de $\frac{1}{2}$ grado ϕ (escala de Wentworth o escala phi). Cabe destacar, que en este trabajo se considera como grava a todo material de tamaño mayor o igual a 2 mm (-1ϕ). En general esta fracción está dada por la presencia de restos biogénicos, aunque también puede estar formada por clastos de sedimentitas o mezcla de ambos.

Para realizar la correlación sismo-litológica de las secuencias identificadas en el área de estudio, se utilizaron datos de perforaciones costeras de 35 m de profundidad, ubicada en cercanías a Puerto Rosales (Oiltanking Ebytem 2000), sobre el límite noroeste de la zona de trabajo. De esta manera fue posible una directa vinculación altimétrica entre los estratos de la perforación y la información sísmica obtenida.

RESULTADOS

Morfología de fondo

El sector de entrada al estuario de Bahía Blanca presenta variedad de rasgos morfológicos, los cuales son definidos en base a la configuración acústica aportada por la sonda multihaz en conjunto con los datos sísmicos subsuperficiales obtenidos. De esta manera, se establecen diversos tipos de fondos que son descriptos de manera particular. Un fondo constituido por afloramientos rocosos conformando terrazas y desniveles escarpados de hasta 3 m, con bordes irregulares caracteriza el flanco norte del canal (Fig. 2, Fondo a). En dirección sur hacia las mayores profundidades (15-19 m), se identifican afloramientos aislados, de la misma configuración sonográfica que las terrazas, los cuales aparecen en forma de relictos mesetiformes.

En el sector centro-sur del canal se determina un fondo arenoso, caracterizado por el desarrollo de grandes dunas (Fig. 2, Fondo b), agrupadas en un campo con límites bien definidos. Entre este campo de dunas y la plataforma rocosa del flanco norte del canal (Fig. 2, Fondo a) se exhibe un fondo relativamente plano con pequeñas irregularidades parcialmente cubiertas por sedimentos (Fig. 2, Fondo c). Este tipo de fondo ocupa una franja angosta que hacia los extremos oeste y este del área de estudio sufre un importante ensanchamiento. Lindante con la parte este del campo de dunas se presenta un fondo arenoso plano, sin la presencia de rasgos morfológicos notables (Fig. 2, Fondo d). Este fondo también se extiende sobre el talud norte del banco Cuchillo.

El campo de dunas se desarrolla en el sector de mayor profundidad (entre 19 y 24 m) del área de trabajo y posee una

configuración elongada ONO-ESE, coincidente con la orientación del canal (Fig. 2). La morfología general de las dunas permite observar que las crestas de las grandes geoformas se disponen con una orientación general perpendicularmente al eje del canal. Las crestas de las dunas grandes-muy grandes, adquieren mayormente una configuración sinuosa. Sus extremos norte y sur tienden a curvarse hacia el exterior del estuario. También, algunas grandes formas de fondo presentan bifurcaciones de sus crestas. En el sector oeste del campo, se desarrollan dunas de grandes dimensiones (5 m de altura), las que se caracterizan por su forma tipo barján (Fig. 2b).

Sedimentos superficiales del fondo

Los sedimentos superficiales del fondo del canal son depósitos que, en general, responden a las condiciones hidro-sedimentológicas actuales. Una evaluación general de las muestras sedimentarias obtenidas (Cuadro 1) indica una predominancia de la fracción arena (mayoritariamente mediana a fina), a la cual se asocian, porcentajes menores de arcilla y/o grava. En particular, en el sector del campo de dunas el sedimento más conspicuo es arena mediana con cantidades menores a 10% de fango o grava. Hacia el sector este del campo, las dunas poseen menor altura, presentando un predominio de arena mediana a fina y arena mediana a gruesa. La media (x) de las muestras analizadas varía entre 0.6ϕ y 2.8ϕ . En la mayoría de los casos, estos sedimentos manifiestan

selección moderada a buena ($0.2 \phi < \text{desviación estándar } (\sigma) < 1 \phi$). Hacia el veril sur del canal, el material sedimentario varía de una arena fina con fango a arena mediana ($0.2 \phi < x < 2 \phi$) pobremente seleccionada. Hacia el sector del banco Redondo (Fig. 1b) el sedimento es arena fina con fango ($x = 2.8 \phi$) bien seleccionada ($\sigma = 0.47 \phi$).

En cercanía del veril norte del canal, donde el fondo se caracteriza por niveles aterrizados y relictos rocosos (Fig. 1b), el sedimento superficial es fundamentalmente arena, con una considerable cantidad de grava (18 %). Los valores de la media se ubican entre 1ϕ y 2.4ϕ , en tanto que su selección es pobre ($0.47 \phi < \sigma < 2.99 \phi$).

Sismoestratigrafía

El análisis integral de la registración con 3.5 kHz permitió definir cuatro secuencias sísmicas (S1, S2, S3 y S4), cada una de ellas con configuraciones acústicas particulares. En la figura 3 a, se esquematiza la sucesión sismoestratigráfica de las secuencias establecidas a lo largo de un bloque 3D transversal al canal. Algunas de las unidades se hallan aflorantes en distintos sectores del área de estudio, presentando cada una de ellas rasgos morfológicos particulares reconocibles en el fondo.

La secuencia sísmica más antigua (S1) definida en el área de estudio constituye el basamento acústico de todos los materiales suprayacentes determinados. El techo de S1 se presenta, en general, como un reflector bien definido, de

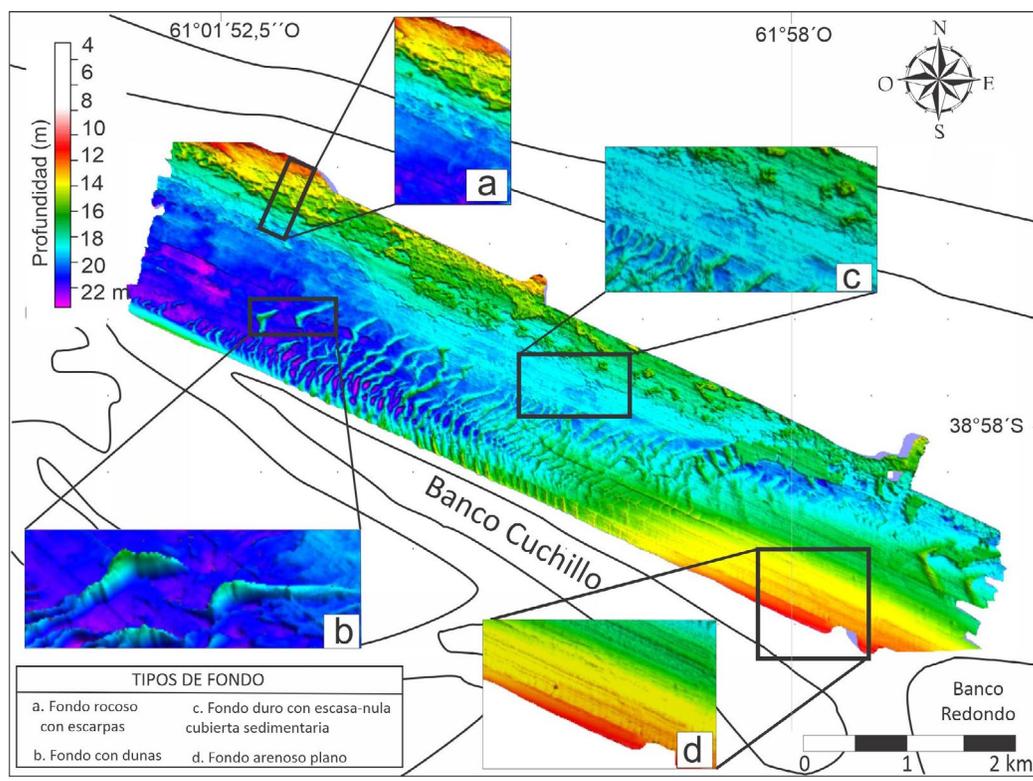


Figura 2. Morfología por imagen multibeam que muestra los detalles de los diferentes tipos de fondos en el área de estudio caracterizados por sus rasgos morfo-sedimentarios.

Cuadro 1. Caracterización general de los sedimentos del fondo marino en vinculación a los tipos de fondos definidos.

SECTOR		MEDIA ϕ	SELECCIÓN σ
CAMPO DE DUNAS	Arena mediana a fina	0.6-2.8	Moderadamente buena
VERIL NORTE	Arena con 18% de grava	1-2.4	Mala
VERIL SUR	Arena fina a arena mediana	0.2-2	Pobrementemente seleccionada
BANCO REDONDO	Arena fina con fango	0.47	Bien seleccionada

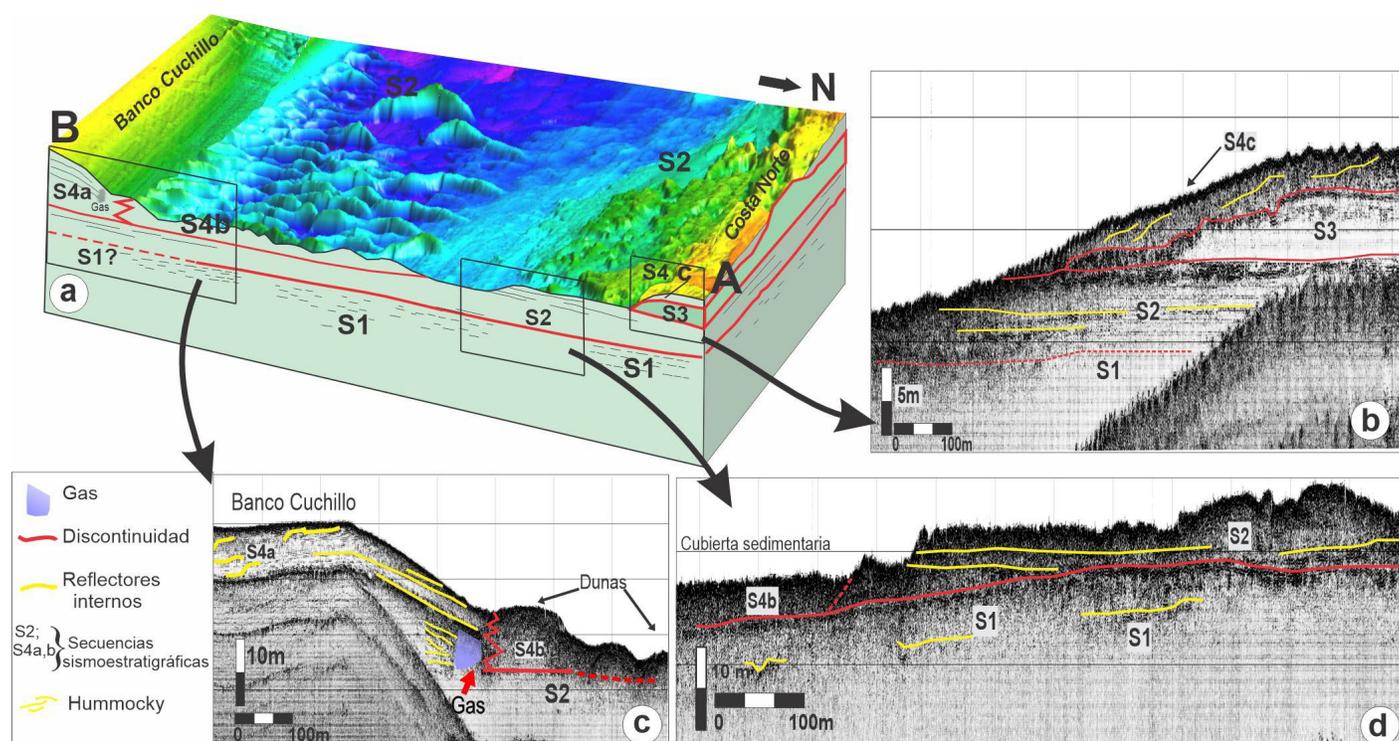
elevada respuesta acústica, el cual marca una superficie de discontinuidad erosiva, ubicada a profundidades mayores a 30 m (con respecto al n.m.m.). Si bien, su distribución regional es bastante horizontal, se observa una suave tendencia a profundizarse hacia el sur (Fig. 3 d), exhibiendo pequeñas variaciones e irregularidades. La unidad es acústicamente opaca, solo se distinguen algunos reflectores poco definidos y de escasa continuidad lateral. Dicho detalle puede visualizarse en la figura 3 b y d, la cual muestra tramos de registro procesado con elevada ganancia.

El techo y piso de S2 están acústicamente bien definidos, en tanto su configuración interna se halla integrada por reflectores horizontales paralelos, que en algunos sectores tienen gran continuidad lateral (Fig. 3 b y d). Estos reflectores pueden aparecer intersectando la superficie del fondo con terminaciones *toplap* (Fig. 4), lo cual evidencia la intervención de intensos procesos erosivos. En cambio, en la base de la

secuencia pueden observarse terminaciones *downlap* sobre el techo de S1 (Fig. 4).

En el flanco norte del canal, se reconoce la unidad sismoestratigráfica (S3), con piso y techo claramente definidos, posee una configuración acústica con elevada transparencia, sin reflectores notables, lo cual se constituye en una característica distintiva del depósito (Fig. 3b). El espesor máximo observado fue de hasta 5 m.

Asimismo, se ha determinado que la S3 puede hallarse aflorante en el fondo del canal, a lo largo del flanco norte (Fig. 2), en torno a los 6-8 m, de manera discontinua. En dichos casos esta unidad conforma un escalón de 2-3 m de desnivel, el cual tiende a prolongarse, si bien de manera muy irregular, aproximadamente paralelo a la costa. La conjunción entre datos sísmicos y batimetría 3D permitió una clara visualización de la característica morfológica de los afloramientos de las unidades S3 y S2. Así, las figuras 3 y 4 establecen la correla-


Figura 3. Diagrama 3D con corte transversal al canal que muestra la sismoestratigrafía del subfondo.

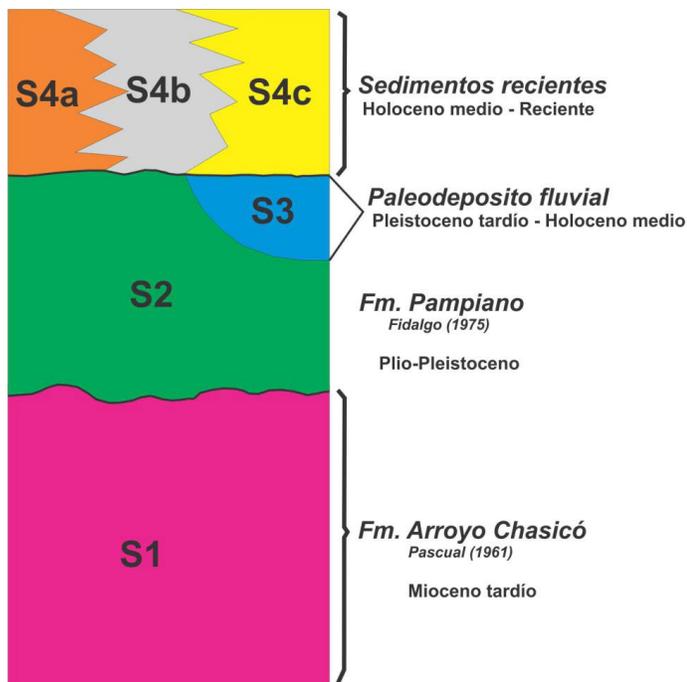


Figura 6. Columna sismoestratigráfica y unidades definidas en el área de estudio.

sísmica más antigua (S1, Fig. 3d) está constituida por arena limosa a limo arcillosa, castaña, con presencia de nódulos calcáreos y niveles muy compactos enriquecidos en arcilla, de color rojizo. Esta unidad se correlaciona con la Formación Arroyo Chasicó (Pascual 1961) del Mioceno tardío (Tonni et al. 1998). Dicha formación se extiende ampliamente hacia el área noreste de Bahía Blanca (Zárate et al. 2007). 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 expuesta en el fondo de algunos canales de marea como el Tres Brazas y Cabeza de Buey. Según Aliotta et al. (1992) y Lizasoain y Aliotta (1995) el techo de la Formación Arroyo Chasicó se hallaría a una profundidad promedio de 18 m en el canal de navegación del sector interno del estuario.

La columna sismoestratigráfica definida en el área de estudio (Fig. 6) continúa hacia arriba con la secuencia sísmica S2. La correlación entre los registros sísmicos y los testigos extraídos en la zona por Oiltanking Ebytem (2000) permitió establecer que la secuencia S2 correspondería a la Formación Pampiano (Fidalgo et al. 1975).

El origen de esta unidad de edad Plio-Pleistocena (Fidalgo et al. 1973, Farinati 1983, Aliotta et al. 2009) se relaciona con procesos fluviales y eólicos; en un período en el que el mar aún no había alcanzado la línea del litoral actual Spagnuolo (2005). Las facies de pequeños canales identificados dentro de la estructura interna de S2 evidencian la intervención fluvial en la génesis de la secuencia (Fig. 6).

La mencionada Formación Arroyo Chasicó, conjuntamente con la Formación Pampiano, más conspicua en niveles someros, constituye un basamento rocoso de suave pendiente y amplia distribución regional sobre el cual se depositaron los sedimentos arenofangosos transgresivos-regresivos durante el Holoceno (Aliotta y Farinati 1990, Spagnuolo 2005, Aliotta et al. 1992, 1996, 2001, 2013, 2014). Este tipo de fondo se vincula a una antigua plataforma de abrasión, labrada por el último proceso transgresivo marino, durante el Holoceno temprano (Aliotta 1987, Aliotta y Perillo 1990).

En el veril norte del área de estudio se reconoce la secuencia S3 (Fig. 3b). Esta unidad, también determinada por Spagnuolo (2005), se compone, según datos de las perforaciones de OILTANKING EBYTEM (2000), de arena fina a mediana, con niveles enriquecidos en limo y variaciones en su grado de compactación. Por otro lado, hacia el interior del estuario, Giagante (2009) reconoce a la base de esta secuencia como una superficie de discontinuidad erosiva, debido a la presencia de paleocanales labrados sobre S2 y ubica temporalmente a esta unidad en un período con el nivel del mar por debajo del actual.

Las características sísmicas (homogeneidad y transparencia) que presenta la secuencia S3 definida en este trabajo, se asocia a un proceso de sedimentación relativamente uniforme, donde los materiales depositados presentan una elevada semejanza litológica, con escasa disparidad entre las fracciones granulométricas. Aliotta et al. (2013) reconoce en cercanías al área de estudio, paleocanales en el piso de S3 con pronunciadas pendientes, así como una configuración irregular que sugiere un proceso inicial durante el cual tanto la incisión como la erosión del sustrato resultaron de una fuerte influencia fluvial. En este sentido, los estudios experimentales de Wood et al. (1993) demostraron que una incisión vertical es la respuesta inicial de los sistemas fluviales a la caída en el nivel de base. De acuerdo con esto, para otras secuencias fluviales adyacentes al área de estudio, Zavala y Quattrocchio (2001) propusieron un modelo evolutivo con una primera etapa de erosión / no deposición. En la costa de Bahía Blanca, frente al área del presente trabajo, la acción de ríos antiguos con un patrón de drenaje dendrítico dio lugar a paleocanales formados durante un proceso erosivo de alta energía (Fig. 7, Estadio I). Además, las observaciones morfológicas regionales y el análisis de la distribución de estos paleocanales descriptas por Giagante et al. (2011) muestran que ellos están relacionados con el sector continental costero (Fig. 7).

Por otro lado, la posición topográfica de las incisiones en forma de V observadas parece indicar que la sección inferior del S3 se formó durante un período en el que el nivel del mar estaba muy por debajo de la posición actual. Estas

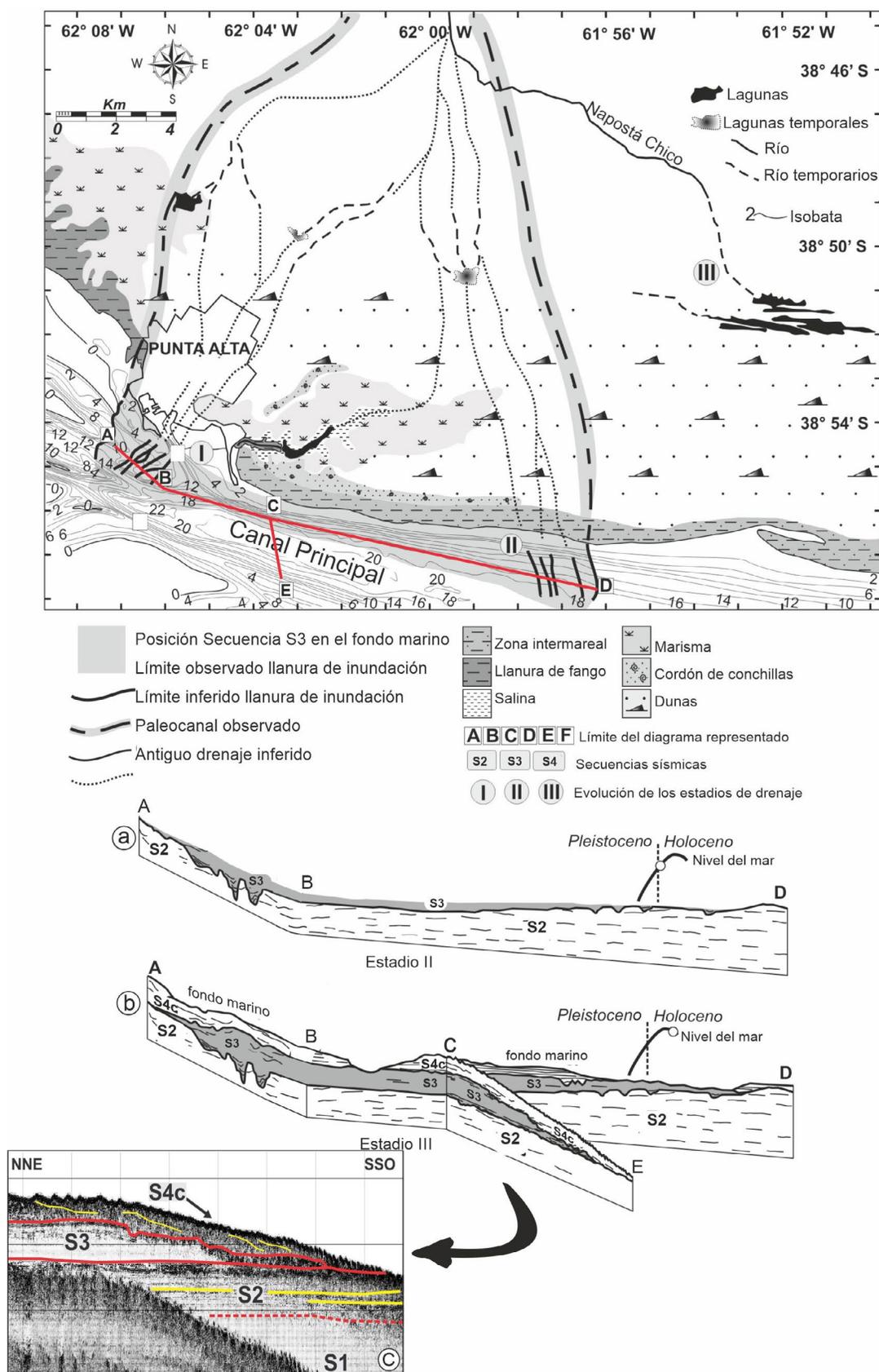


Figura 7. Etapas evolutivas del antiguo sistema de drenaje asociado con secuencias sísmicas. Esquema interpretativo 3D que muestra la evolución de la secuencia S3 (a y b) en respuesta a la última transgresión marina, (c) registro sísmico. (Modificada de Giagante et al. 2011).

características paleoambientales son consistentes con las observadas por Rabassa et al. (2005), que correlacionó las glaciaciones patagónicas con unidades pertenecientes a la región Pampeana, dentro de las cuales se incluye el área de Bahía Blanca. Rabassa et al. (2005) afirmó que durante el Plioceno tardío-Pleistoceno las áreas continentales emergidas se duplicaron y el nivel del mar disminuyó a 140 m. En este sentido, las discontinuidades sísmicas en los ambientes costeros podrían ser indicativos de una caída significativa del nivel del mar (Weschenfelder et al. 2008). Además, Vital y Stattegger (2000) definieron etapas de evolución para el Cuaternario tardío y categorizaron una caída relativa del nivel del mar, relacionada con el último máximo glacial, hace 20000 y 18000 años, como estadio 1. Las estructuras de paleocanales registradas en la región costera de Bahía Blanca, que indican una caída marcada del nivel del mar que afectó significativamente la costa atlántica meridional, están temporalmente relacionadas con un sistema de paleodrenaje que fue explorado en la zona costera de la Laguna de Patos (Brasil) por Weschenfelder et al. (2008), donde se formaron grandes paleocanales al final del Pleistoceno tardío, cuando el nivel del mar cayó a 120 m por debajo del nivel actual (Corrêa et al. 2004). Las condiciones paleoambientales predominantes en la región de Bahía Blanca hacia el final del Pleistoceno, que se caracterizaron por períodos de extrema aridez y fuerte actividad eólica (Quattrocchio et al. 2008), modificaron el patrón del sistema fluvial. La disposición sísmica de los reflectores presentes en el sedimento de colmatación del paleocanal demuestra su gradual sedimentación. Además, el enterramiento de canales antiguos resulta indicativo del cambio relativo del nivel de base en el sistema fluvial, con la consecuente migración de los tributarios fluviales. Este evento geológico, que involucra el desplazamiento de los antiguos cursos, es una característica común entre las diferentes vías de drenaje que actuaron y aún persisten a lo largo de la región costera del estuario (Spalletti e Isla 2003, Giagante et al. 2008). Así, tanto el avance de los depósitos eólicos, probablemente como resultado de la alta influencia de los vientos predominantes del noroeste, y los cambios en las condiciones hidrológicas (aridez, flujo decreciente), produjeron la migración gradual de los canales fluviales hacia el este, dando lugar a nuevas vías de escorrentía y cuerpos fluviales (Fig. 7, Estadio II).

Por otra parte, la facies sísmica superior-media de la unidad S3 descrita en este trabajo se caracteriza por la presencia de débiles reflectores horizontales, que ocasionalmente forman concavidades (Fig. 7c). Esta configuración sísmica evidencia un cambio en las condiciones de deposición que podría ser debido a diferentes pulsos de deposición del material sedimentario, derivado de reactivaciones esporádicas

de las corrientes. Desde el punto de vista paleoambiental, la parte superior de la unidad corresponde a depósitos cercanos al nivel de base del río. En este sentido, las observaciones de Catuneanu et al. (2009) indican que el concepto de cambio de nivel de base es equivalente al concepto de cambio relativo a nivel del mar. Si hay acuerdo en que el nivel de base está asociado con el nivel del mar (Posamentier y Allen, 1999), se podría concluir que esta sección de S3 está influenciada por el proceso de aumento del nivel marino, el cual acaeció durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (Fig. 7a).

Sobre la base de las características sismoestratigráficas y geológicas antes mencionadas, y teniendo en cuenta las posiciones geográficas de los paleocanales, a la Unidad S3 determinada en este trabajo se la relaciona con los depósitos sedimentarios de la antigua llanura fluvial del río Napostá Chico, desarrollada durante el Pleistoceno medio, bajo condiciones paleoclimáticas semiáridas a áridas que prevalecieron en el área de estudio (Quattrocchio et al. 2008).

La presencia de arena fina y de limo en S3 se vincularon, su respuesta acústica, caracterizada por su transparencia y homogeneidad (Fig. 7c). Esto es, en general, asociado con procesos de sedimentación relativamente uniformes en los que los materiales depositados tienen una alta similitud litológica.

Al comienzo del aumento del nivel del mar durante el Pleistoceno tardío-Holoceno, la línea costera retrocedió hacia el continente, cambiando así la desembocadura de los cursos fluviales. La acción de este proceso transgresivo marino se evidencia por la presencia de una discontinuidad derivada de la erosión de S3. Así, en respuesta al aumento del nivel del mar, el frente costero migró hacia el continente enterrando parcialmente S3 con sedimentos marinos arenosos en las áreas profundas y con materiales finos (llanura de marea) en los sectores más someros. Al respecto, Posamentier et al. (1988) y Catuneanu et al. (2009), han concluido que el proceso transgresivo del Holoceno que afectó al Atlántico Sur fue clave para el cambio que ocurrió en el nivel de base de los sistemas de drenaje costero. En respuesta al ascenso marino y al desarrollo de un gran campo de dunas de arena en el sector continental costero, Giagante et al. (2008), infieren una evolución hacia el este de la antigua cuenca fluvial del río Napostá Chico (Fig. 7 I, II y III), tornándose endorreica.

Finalmente, a lo largo de la región costera de Bahía Blanca el máximo transgresivo produjo una serie de cordones arenosos. Estos depósitos que, en general, contienen un alto porcentaje de material biogénico, constituyen una característica morfosedimentaria típica de la región costera (Farinati y Aliotta, 1997). Cavallotto et al. (2004) generaliza y menciona que en el Holoceno la progradación costera fue el proceso

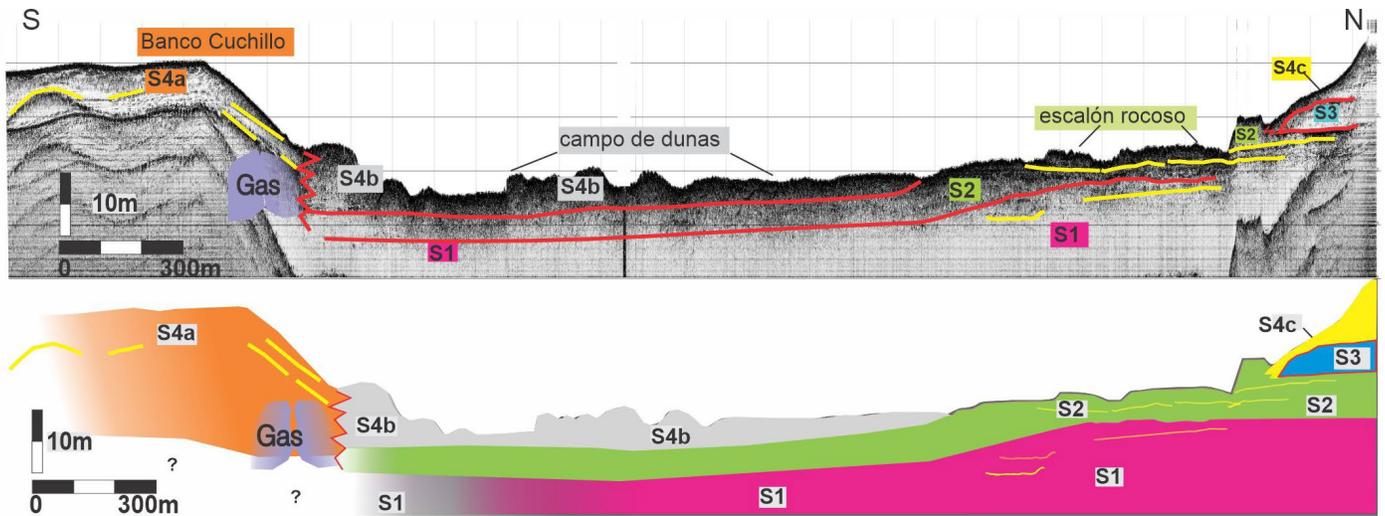


Figura 8. Síntesis esquemática de las características morfológicas y sismoestratigráficas. Las referencias corresponden a las utilizadas en la figura 3.

más importante en la costa norte de la Argentina durante el período regresivo marino, generándose, a posteriori de los cordones litorales, llanuras y marismas. En particular en la región de Bahía Blanca, el evento regresivo produjo una importante migración de la línea de costa y la formación de grandes llanuras de marea fango-arenosas, características del estuario.

La secuencia sísmica S4a definida en este trabajo presenta reflectores inclinados (Fig. 3 c), los cuales evidencian el proceso de crecimiento del cuerpo arenoso que conforma el banco Cuchillo. Dentro de dicha unidad se determinaron acumulaciones de gas somero (*shallow gas*). Particularmente lindante al banco Cuchillo (Fig. 3a y c), han sido determinadas anomalías gasíferas del tipo de pantalla acústica. La configuración sismoestratigráfica asociada a las concentraciones gasíferas que conforman pantallas acústicas, generalmente, evidencia una estructura sedimentaria de relleno de paleocanal, cuya presencia en el subsuelo se correlaciona a la antigua red de drenaje costera (Giagante et al. 2008, Aliotta et al. 2011, Weschenfelder et al. 2016).

Otros rasgos depositacionales en el área de estudio, en equilibrio con las condiciones hidrosedimentológicas actuales, está dado por la subunidad S4b que constituye las formas de fondo que componen el campo de dunas. Dichas estructuras, agrupadas en un gran campo, se hallan conformadas, en general, por arena mediana. Este material no posee una configuración acústica particular, observándose solo en algunas grandes geoformas reflectores progradantes que demuestran la dirección de migración de la estructura (Fig. 5).

En cuanto a la morfología de las dunas, sus crestas se disponen generalmente sinuosas, aunque en el sector oeste del área de estudio se forman dunas barjanoides (Fig. 2 b).

El tipo de duna (barján o sinuosa) se vincula con una disponibilidad sedimentaria diferencial. Así, cuando la corriente no puede poner a todas las partículas de sedimento en movimiento o cuando hay un déficit de arena, las dunas son en su mayoría barjanoides, mientras que sus crestas tienen una forma lineal-sinuosa cuando la corriente está saturada por sedimento arenoso (Garlan 2007). Así, la formación de las dunas barjanoides, desarrolladas en nuestra área de estudio, estarían relacionadas, dada su localización sobre el sector norte del campo de dunas, con la menor disponibilidad de sedimento. Asimismo, la presencia de un área sin cubierta sedimentaria limitando el sector donde ellas se desarrollan (Fig. 2c) reforzaría esta hipótesis.

CONCLUSIÓN

A partir de la correlación de datos batimétricos de alta resolución con registros sísmicos y muestras sedimentológicas se determinaron cuatro tipos de fondo, definiéndose su geología y distribución areal. Un fondo rocoso con niveles aterrazados y una amplia plataforma con estructuras relícticas, vinculadas a un intenso proceso erosivo actuante durante la última transgresión holocena, caracteriza el sector norte del área de estudio. Hacia el centro del canal una franja con escasa o nula cubierta sedimentaria separa a un amplio sector constituido, predominantemente, por arena mediana a gruesa, en el cual se desarrollan grandes dunas de hasta 5 m de altura. La configuración de sus crestas es de tipo barján y sinuosa, siendo, en todos los casos, su perfil asimétrico indicando su migración hacia el exterior del estuario. El cuarto tipo de fondo definido en el área de estudio se ubica en el límite sur

y este del mencionado campo de dunas, y lo constituye un fondo plano por arena mediana-fina.

En la figura 8 se ha sintetizado esquemáticamente la correlación entre la morfología del fondo y las unidades sismoestratigráficas del subsuelo marino. En el área de estudio se reconoce un basamento acústico de carácter regional, conformado por la secuencia S1 (Fm. Arroyo Chasicó) y S2 (Fm. Pampiano). Ambas, de características litológicas similares (limolitas y areniscas finas), se presentan con elevada compactación y niveles con cementación calcárea. La columna sismoestratigráfica continúa con la secuencia S3, cuya configuración acústica se individualiza por su elevada transparencia y débiles reflectores horizontales. Esta unidad corresponde al paleoambiente fluvial (Pleistoceno tardío-Holoceno temprano) vinculado con el antiguo río Napostá Chico. El último ascenso postglaciar produjo una intensa acción erosiva, tanto sobre S2 como S3, originando estructuras relícticas y niveles aterrazados que caracterizan el flanco norte del canal y evidencian, entre 18 y 13 m de profundidad, un antiguo nivel costero. En el techo de la columna estratigráfica definida en la entrada al estuario de Bahía Blanca se ubica la secuencia S4 (Holoceno medio-reciente), la cual, según su localización, conforma el banco Cuchillo (S4a), los sedimentos arenosos que conforman un gran campo de dunas (S4b) el depósito superior del veril norte (S4c), con una configuración sísmica, en general, progradante.

REFERENCIAS

- Aliotta, S. 1987. Estudio de la geomorfología y de la dinámica sedimentaria del Estuario de Bahía Blanca entre Puerto Rosales y Fondeadero. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur (inédita), 180 p., Bahía Blanca.
- Aliotta, S. y Farinati, E. 1990. Stratigraphy of Holocene sand-shell ridge in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology* 94: 353–360.
- Aliotta, S. y Perillo, G.M.E. 1987. A sand wave field in the entrance to Bahía Blanca estuary, Argentina. *Marine Geology*, 76: 1–14.
- Aliotta, S. y Perillo, G.M.E. 1990. Línea de costa sumergida en el estuario de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 300–305.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Lizasoain, W.O. 1992. Sedimentos subsuperficiales entre puerto Galván e Ing. White, Canal Principal del estuario de Bahía Blanca, Argentina. 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses, Comisión Investigaciones Científicas, provincia de Buenos Aires, Actas: 213–217, La Plata.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O., Lizasoain, W.O. y Ginsberg, S.S. 1996. Late Quaternary sedimentary sequence in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Journal Coastal Research*, 12: 875–882.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Ginsberg, S.S. 2001. Diferenciación de fondos de canales del estuario de Bahía Blanca, Argentina. 9º Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar (CoLaCMar). Actas: 360, San Andrés, Colombia.
- Aliotta, S., Spagnuolo J.O. y Farinati, E.A. 2009. Origen de una roca de playa en la región costera de Bahía Blanca, Argentina. *Pesquisas em Geociências* 36(1): 107-116.
- Aliotta, S., Spagnuolo, J.O. y Farinati, E.A. 2011. Geomorfología del Fondo Marino del sector de entrada al Estuario de Bahía Blanca, Argentina. 18º Congreso Geológico Argentino, Actas: 246-247, Neuquén.
- Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Spagnuolo, J.O., Farinati, E.A., Giagante D.A. y Vecchi, L.G. 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.
- Aliotta, S., Bravo, M.E., Fiori S. y Ginsberg, S.S. 2014. Estudio Geológico de sedimentos gasíferos del fondo del estuario de Bahía Blanca y evaluación de su impacto sobre las comunidades bentónicas: primera etapa del proyecto. Congreso 17º Reunión Científica de la Asociación de Geofísicos y Geodestas. San Juan.
- Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Vecchi, L. y Minor-Salvatierra, M. 2014. Sedimentos gasíferos someros del subsuelo marino del estuario de Bahía Blanca: un riesgo geológico para obras ingenieriles costeras. 14º Reunión Argentina de Sedimentología: 10-11, Puerto Madryn.
- Andreoli, A., Ginsberg S.S. y Aliotta S. 2022. Morphosedimentological features of the sea floor in the outer sector of the Bahía Blanca estuary, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 119: 104043.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. y Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth Science Reviews* 92: 1-33.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A. y Parker, G. 2004. Sea-level fluctuations during the last, 8600 years in the de la Plata River (Argentina). *Quaternary International* 114: 155-165.
- Chaar, E. y Farinati, E. 1988. Evidencias paleontológicas y sedimentológicas de un nivel marino pleistoceno en Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas I: 47-54.
- Chaar, E., Farinati, E., Aliotta, S. y Tassone, A. 1992. Pleistoceno marino al sur de la ciudad de Bahía Blanca, Argentina. 3º Jornadas Bonaerenses. La Plata. Actas: 59-62.
- Corrêa, I.C.S., Aliotta, S. y Weschenfelder, J. 2004. Estrutura e evolução dos cordões arenosos pleistocênicos no Canal de Acesso à Laguna dos Patos-RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 31: 69-78.
- Cuadrado, D.G., Gómez, E.A. y Ginsberg, S.S. 2003. Large transverse bedforms in a mesotidal estuary. *Revista Argentina de Sedimentología*

- 10: 163–172.
- Evans, K.G., Stephens, A.W. y Shorten, G.G. 1992. Quaternary sequence stratigraphy of the Brisbane River delta, moreton bay, Australia. *Marine Geology* 107: 61-79.
- Farinati, E.A. 1983. Paleontología, Paleoecología y Paleogeografía de los sedimentos marinos de los alrededores de Bahía Blanca. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur, 179p., Bahía Blanca.
- Farinati, E. 1985. Radiocarbon dating of Holocene marine deposits, Bahía Blanca area, Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 3: 197-206.
- Farinati, E. y Aliotta, S. 1997. Análisis de tafocías transgresivas-regresivas holocenas, estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(1): 56-64.
- Farinati, E., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S. 1992. Mass mortality of a Holocene *Tagelus plebeius* (Mollusca, Bivalvia) population in the Bahía Blanca estuary, Argentina. *Marine Geology* 106: 301-308.
- Fidalgo, F. 1983. Geología y geomorfología del área White-Cerri y los alrededores de Bahía Blanca. Dirección de Energía de Buenos Aires. Informe Técnico.
- Fidalgo, F., de Francesco, F.O. y Colado, U.R. 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J.M., Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino Actas 4: 27-39, Villa Carlos Paz.
- Fidalgo, F., de Francesco, F.O. y Pascual, R. 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. Relatorio de Geología de la provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas: 103-138, Bahía Blanca.
- Folk, R. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, 170 p., Austin Texas.
- Garlan T. 2007. Study on marine sand wave dynamics. *International Hydrographic Review* 8: 26-37.
- Giagante, D. 2009. Sismoestratigrafía marina del sector costero entre Bahía Blanca y Punta Alta, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, p. 156, Bahía Blanca.
- Giagante, D., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S. 2008. Análisis sismoestratigráfico de paleocanales en el subsuelo marino del estuario de Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Argentina de Geología* 63(1): 65-75.
- Giagante, D.A., Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Vecchi L.G. y Spagnuolo, J.O. 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. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, p. 176., Bahía Blanca.
- Ginsberg, S.S. y Aliotta, S. 2011. Sediment transport circulation pattern through mesotidal channels system. En: Ginsberg, S.S. (ed.), *Sediment Transport*, InTech, 14: 275–294, Rijeka.
- Ginsberg, S. S, Aliotta, S. y Minor-Salvatierra, M.E. 2012. Patrón de variabilidad espacio-temporal de las corrientes de marea en un canal estuarial. Congreso Brasileiro de Oceanografía.
- González, M.A. 1989. Holocene levels in the Bahía Blanca Estuary, Argentine Republic. *Journal of Coastal Research*, 51: 65-77.
- González, M.A., Panarello, H., Marino, H., y Valencio, S. 1983. Niveles marinos del Holoceno en el estuario de Bahía Blanca (Argentina). Isotopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleoambientales. Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el último Hemiciclo Deglacial en Argentina. Actas: 48-68. Mar del Plata.
- González Uriarte, M. 1984. Características geomorfológicas de la porción continental que rodea la Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas III: 556-576.
- Lizasoain, G.O. y Aliotta, S. 1995. Fondo rocoso en el canal de navegación del estuario de Bahía Blanca, Argentina. 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1: 295-303, Junín.
- Minor Salvatierra, M.E., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S. 2015. Morphology and dynamics of large subtidal dunes in Bahía Blanca estuary, Argentina. *Geomorphology* 246: 168-177.
- OILTANKING EBYTEM 2000. Muelle para inflamables. Puerto Rosales-Punta Alta (Provincia de Buenos Aires). Estudio de suelos, Informe geotécnico. Estudio de suelos. Pilotes Trevi, Ingeniería del Suelo: 63.
- 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., Arango, J.M. y Piccolo, M.C. 1987. Parámetros físicos del estuario de Bahía Blanca, Período 1967-1986. Instituto Argentino de Oceanografía, Informe Técnico.
- Perillo, G.M.E. y Piccolo, M.C. 1991. Tidal response in the Bahía Blanca Estuary. *Journal of Coastal Research* 7: 437–449.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42: 110-124, Tulsa.
- Posamentier, H.W. y Allen, G.P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Series: Concepts in Sedimentology and Paleontology* 7, p. 210, Tulsa.
- Quattrocchio, M.E., Borromei, A.M., Deschamps, C.M., Grill, S.C. y Zavala, C.A. 2008. Landscape evolution and climate changes in the Late Pleistocene e Holocene, southern Pampa (Argentina): evidence from palynology, mammals and sedimentology. *Quaternary International* 181: 123-138.
- Rabassa, J., Coronato, A.M. y Salemme, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 81-103.
- Raju, L.S., Krishna, K.S. y Chaubey, A.K. 1991. Buried Late Pleistocene fluvial channels on the inner continental shelf off Vengurla, west coast of India. *Journal of Coastal Research* 509-516.
- Ruffo, A.G. 2022. Hidrogeología de las dunas en el ambiente costero su-

- roccidental de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 306 p., Bahía Blanca.
- Spagnuolo, J.O. 2005. Evolución geológica de la región costera-marina de Punta Alta, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 269 p., Bahía Blanca.
- Spalletti, L.A. e Isla, F. 2003. Características y evolución del delta del río Colorado ("Colú-Leuvú"), provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10(1): 23-37.
- Tesson, M., Labaune, C. y Gensous, B. 2005. Small rivers contribution to the Quaternary evolution of a Mediterranean litoral system: The western gulf of Lion, France. *Marine Geology* 222-223: 313-334.
- Tonni, E.P., Scillato Yané, G., Cione, A.L. y Carlini, A. 1998. Bioestratigrafía del Mioceno continental en el curso inferior del arroyo Chasicó, provincia de Buenos Aires. 7º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 135, Bahía Blanca.
- Vecchi, L.G., Aliotta, S., Ginsberg, S.S. y Giagante, D.A. 2013. Morphodynamic behavior and seismostratigraphy of a sandbank: Bahía Blanca estuary, Argentina. *Geomorphology* 189: 1-11.
- Vital, H. y Stattegger, K. 2000. Lowermost Amazon River: evidence of Late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quaternary International* 72: 53-60.
- Weber, N., Chaumillon, E., Tesson, M y Garlan, T. 2004. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave-dominated-incised valley, revealed by HR seismic reflection profiling: the paleo-Chatente River, France. *Marine geology* 207: 17-38.
- Weschenfelder, J., Corrêa, I.C.S., Toldo Jr., E.E. y Baitelli, R. 2008. Paleocanais como indicativo de eventos regressivos quaternários do nível do mar no sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica* 26: 367-375.
- Weschenfelder, J., Klein, A.H., Green, A.N., Aliotta, S., de Mahiques, M.M., Neto, A.A., y Ginsberg, S.S. 2016. The control of palaeo-topography in the preservation of shallow gas accumulation: Examples from Brazil, Argentina and South Africa. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 172: 93-107.
- Wood, L.J., Ethridge, F.G. y Schumm, S.A. 1993. The effects of rate of base level fluctuations on coastal plain shelf and slope depositional systems: an experimental approach. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Int. Assoc. Sediment. Spec. Pub. 18., Blackwell Sciences: 43-53, Boston.
- Zambrano, 1980. Comarca de la Cuenca Cretácica del Colorado. Segundo simposio de Geología Regional argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Argentina II: 1033-1070.
- Zárate, M.A., Schultz, P.H., Blasi, A., Heil, C., King, J. y Hames, W. 2007. Geology and geochronology of type Chasicoan (late Miocene) mammal-bearing deposits of Buenos Aires (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 23: 81-90.
- Zavala, C.A. y Quattrocchio, M.E. 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 25-37.