

## UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

# SISMOESTRATIGRAFÍA MARINA DEL SECTOR COSTERO ENTRE BAHÍA BLANCA Y PUNTA ALTA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Lic. Darío Andrés Giagante

**BAHÍA BLANCA** 

ARGENTINA

2009

### **PREFACIO**

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Departamento de Geología durante el período comprendido entre el 07 de setiembre de 2004 y el 25 de marzo de 2009, bajo la dirección del Dr. Salvador Aliotta y Dra. Silvia Susana Ginsberg.

.....



#### <u>RESUMEN</u>

Las condiciones geomorfológicas, sedimentológicas y la dinámica marina resultan los principales factores que determinaron los diversos sistemas ambientales, que hoy en día conforman las regiones costeras y sus respectivas zonas marinas adyacentes. Al sur de la provincia de Buenos Aires se encuentra el estuario de Bahía Blanca, cuya configuración morfológica es el resultado de los procesos hidrológicos y sedimentarios vinculados con las variaciones cuaternarias del nivel del mar. Este sistema estuarino ocupa una extensa región costera caracterizada por una densa red de canales de marea, de variadas dimensiones y profundidades. Numerosas islas de escasa altitud y amplias llanuras intermareales limo arcillo arenosas completan la fisonomía del sector. Sobre la base del escaso conocimiento geológico estratigráfico que se posee de su cubierta sedimentaria, se ha desarrollado el presente trabajo de tesis. Es por ello que el objetivo de la investigación es definir regionalmente la geología del fondo y subsuelo marino que caracteriza a la costa norte del estuario de Bahía Blanca. Este objetivo se fundamenta en el análisis estratigráfico del subsuelo marino por medio de sísmica de alta resolución (perfilador de 3,5 kHz), con el propósito de definir las secuencias cuaternarias, describir sus estructuras sedimentarias e inferir condiciones paleoambientales de sedimentación. Asimismo, a través de sonar de barrido lateral, ecosonda y muestreo de fondo, se estudian los rasgos morfológicos y sedimentológicos submarinos tendientes a establecer procesos actuales.

El análisis sismoestratigráfico realizado, en conjunción con la correlación litológica de perforaciones establece que el basamento acústico esta representado por sedimentos arcillo limosos y limo areno arcillosos, cementados, de color marrón claro. Estos materiales conforman las secuencias sísmicas denominadas como S1 y S2, y se vinculan con un paleoambiente continental-fluvial, correlacionable con la Fm Arroyo Chasicó-Fm Pampiano (Mioceno tardío-Pleistoceno). Hacia arriba, en el sector sur del área de estudio, se depositan facies de sedimentos fluviales de llanura aluvial (S3a), y sedimentos areno arcillosos grises en la zona norte (S3b y S4), que se asocian con un extenso paleodelta que conformaba el río Colorado. Estructuras de paleocanales y reflectores inclinados, son rasgos frecuentes en estas unidades. Asimismo, se han registrado configuraciones sísmicas de antiguos cauces del arroyo Napostá Grande, asociados al drenaje costero desarrollado previo al avance marino holoceno. El material de relleno de estos canales, bajo condiciones fluvio-estuarinas, así como las extensas acumulaciones de sedimentos areno limosos y limo arcillosos, representan a las unidades S5a, S5b y S5c. Estas secuencias, formadas durante el proceso transgresivo-regresivo holoceno, completan la columna sismoestratigráfica definida en el presente trabajo. Durante el descenso del nivel del mar, se desarrollaron las planicies de

marea limo arcillo arenosas, características de la región. Las condiciones hidrodinámicas actuales del estuario, evidencian un aporte sedimentario por erosión en los canales de marea, lo que genera áreas de depositación y transporte de sedimentos hacia la zona externa del mismo.

### ABSTRACT

Marine dynamics as well as geomorphological and sedimentological conditions play a key role in determining the environmental systems which, at present, constitute coastal regions and their adjacent marine areas. Bahía Blanca estuary, which is located in the south of the province of Buenos Aires, Argentina, has a morphological configuration resulting from hydrological and sedimentary processes related to Quaternary changes at the sea level. This estuarine system occupies a large coastal area that is characterized by the presence of a dense net of tidal channels of different dimensions and depths. Other features that characterize this area include the presence of numerous low-altitude islands and large sandy clayey silt intertidal flats. Little is known from the stratigraphic point of view on the sedimentary cover of this estuarine system. This thesis has been therefore carried out to define regionally the geology of the bottom and marine sub-bottom that characterizes the northern coast of Bahía Blanca estuary. A stratigraphic analysis of the marine sub-bottom by means of high resolution seismic (3.5 kHz profiler) was therefore carried out in order to: i) define its Quaternary sequences, ii) describe its sedimentary structures, and iii) infer the paleoenvironmental conditions of sedimentation. In addition, the sub-bottom sedimentological and morphological features were analyzed by means of side scan sonar, echo sounder and bottom sampling in an attempt to determine the current geological processes in Bahía Blanca estuary.

The seismostratigraphic analysis conducted together with drilling lithological correlation shows that the acoustic basement is represented by light brown, cemented silty clay and clayey sandy silt sediments. Seismic sequences known as S1 and S2 and associated with a continental-fluvial paleoenvironment correlated with Fm Arroyo Chasicó-Fm Pampiano (Miocene-Pleistocene) are made up of silty clay and clayey sandy silt sediments. Furthermore, facies of fluvial sediments of alluvial plain (S3a) are deposited in the south of the study area whereas in the north (S3a, S3b, and S4) there are facies of grey clayey sand sediments which are associated with a large paleodelta that constituted the Colorado river. Structures of paleochannels and cross-bedding reflectors are also common features of these sequences. Seismic configurations of ancient river-beds of arroyo Napostá

Grande related to coastal drainage produced earlier than Holocene marine rise have also been found in the study area. The filling material of paleochannels under fluvioestuarine conditions together with large accumulations of silty sand and clayey silt sediments constitute sequences S5a, S5b and S5c. These sequences which were formed during Holocene transgressive-regressive processes complete the seismostratigraphic column defined in this thesis. It was also observed that sandy clayey silt tidal plains which are typical of the study area were formed during sea level fall. In addition, the hydrodynamic conditions of Bahía Blanca estuary evidence a sedimentary supply resulting from erosion in the tidal channels, thus forming depositional areas and transport sediments towards the outer zone of the estuary.

#### AGRADECIMIENTOS

A través de estas palabras, deseo expresar mi más sincero agradecimiento a aquellas personas que estuvieron presentes, anímica y logísticamente, durante el desarrollo de este trabajo de tesis. Deseo remarcar mi reconocimiento a quienes me guiaron y ayudaron, y actualmente lo hacen, en este camino de especialización hacia una rama de la geología y geofísica marina.

A mi director de tesis, Dr. Salvador Aliotta, quien cuando corría el año 2004 me invitó a formar parte de su grupo de trabajo, depositando su confianza y ofreciendo desinteresadamente todos sus conocimientos sobre la especialidad. Por su coherente y comprometida dirección durante este trabajo, implicando muchas horas de dedicación y sacrificio. Deseo destacar que en numerosas oportunidades actuó como consejero, no sólo en situaciones relacionadas con lo académico, sino en cuestiones de la vida cotidiana, hecho que genera en mí un profundo respeto y afecto hacia su persona.

A mi directora, Dra. Silvia Susana Ginsberg, por sus valiosas sugerencias y aporte de conocimientos y material en el desarrollo de la tesis. Agradezco su apoyo en las campañas y su esfuerzo inagotable durante la elaboración de esta investigación. Quiero destacar su calidez humana y optimismo, valores que comparte diariamente.

A mi amiga y colega Lic. Laura Vecchi, con quien empezamos juntos este camino y compartimos las enseñanzas sobre la especialidad. Por los debates sobre los temas y dudas que iban surgiendo en el camino, y por los momentos gratos compartidos junto a otras personas de la institución.

Deseo expresar un especial agradecimiento al Dr. Jorge Spagnuolo y al Dr. Guillermo Lizasoain, colegas de profesión, quienes siempre atendieron mis inquietudes, y ofrecieron innumerablemente de veces su ayuda en diversas tareas. Me atrevo a decir que con Jorge se fue cultivando una amistad, fruto de los buenos momentos compartidos a diario. También deseo destacar a los Sres. Roberto Zibecchi y Carlos Galán, quienes estuvieron siempre atentos a cualquier consulta, y además destaco la actitud humana de ambos. Con ellos he compartido charlas enriquecedoras sobre variados temas. Quiero mencionar al Dr. Roberto Schillizzi quien oportunamente me facilitó bibliografía y en muchas ocasiones con sus "relatos de la vida" hizo más placentero el quehacer cotidiano.

Al personal del Laboratorio de Geología Marina, Sr. Hugo Pellegrini y Miguel

Colombani, quienes me enseñaron las técnicas y procedimientos del laboratorio, y además compartimos varias momentos de distensión gratos.

Al personal de la embarcación "Buen Día Señor", Sr. Camilo Bernárdez, Sr. Alberto Conte y Sr. Enio Redondo, por su asistencia durante las campañas, lo cual favoreció a que las mismas resultaran exitosas.

A los señores Luis Kaufman, Daniel Galfón y Eduardo Fernández, integrantes del Laboratorio de Electrónica, quienes asistieron el mantenimiento del instrumental utilizado tanto en campañas como en gabinete.

A todas aquellas personas del IADO que de alguna manera u otra compartimos diariamente la actividad laboral.

A la directora del Instituto Argentino de Oceanografía, Dra. María Cintia Piccolo, y sucesivas autoridades del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, Dr. Pedro Maiza y Dra. Graciela Mas, que me posibilitaron desarrollar esta tesis de postgrado. Asimismo, agradezco al CONICET, que a través del otorgamiento de una beca de postgrado hizo viable el desarrollo de la tesis doctoral.

Un especial y emotivo agradecimiento va dedicado a mi esposa y compañera de vida, Sra. Fernanda González, quien me alentó siempre, y en algunos momentos críticos fue mi sostén incansablemente. Con Fernanda hoy compartimos la alegría de disfrutar y educar a nuestro primer hijo, Mariano.

También deseo realizar un cálido agradecimiento a mis padres, quienes con su sacrificio y enseñanza me brindaron todo lo necesario para proyectar mi vida, y a mis amigos y demás familiares que estuvieron presentes compartiendo este camino enriquecedor.

# ÍNDICE

<u>CAPÍTULO I</u>	
INTRODUCCIÓN	1
ÁREA DE ESTUDIO	3
TRABAJOS PREVIOS	8
<u>CAPÍTULO II</u>	
MÉTODOS DE TRABAJO	11
TAREAS DE CAMPO	11
PROSPECCIÓN ACÚSTICA DEL FONDO Y SUBFONDO MA	<u>RINO</u> <b>13</b>
Ecosonda	13
Sonar de barrido lateral	13
Perfilador sísmico de alta resolución	16
MUESTREO DE SEDIMENTOS DE FONDO	18
TAREAS DE LABORATORIO	19
TAREAS DE GABINETE	19
DATOS BATIMÉTRICOS Y GEOMORFOLÓGICOS	19
DATOS SÍSMICOS	

# CAPÍTULO III

RESULTADOS	.22
MORFOLOGÍA SUBMARINA REGIONAL	.22
Características morfológicas del sector noroeste	.22
Características morfológicas del sector sureste	27
SECUENCIAS SISMOESTRATIGRÁFICAS Y RASGOS MORFOLÓGICOS FONDO	DE .31
<u>Secuencia S1</u>	.31
<u>Secuencia S2</u>	.37
<u>Secuencia S3</u>	.43
Secuencia S3a	.43
	.40
<u>Secuencia S5</u>	.40
Secuencia S5a	.51
Secuencia S5b	.58
Secuencia S5c	.62
SEDIMENTOS DE FONDO Y RASGOS MORFOLÓGICOS RELACIONADOS	.65

# CAPÍTULO IV

	)
SECUENCIAS SÍSMICAS: CORRELACIÓN GEOLÓGICA Y PALEOAMBIENTAL	•
RASGOS MORFOLÓGICOS DE FONDO: SU VINCULACIÓN CON LAS SECUENCIAS SISMOESTRATIGRÁFICAS Y LOS SEDIMENTOS DE FONDO	S E 6
Rasgos morfológicos erosivos116	6
Rasgos morfológicos depositacionales119	•
<u>CAPÍTULO V</u>	
CAPÍTULO V CONCLUSIÓN	2
CAPÍTULO V CONCLUSIÓN	2
CAPÍTULO V CONCLUSIÓN	
CAPÍTULO V CONCLUSIÓN	

# CAPÍTULO I

### INTRODUCCIÓN

Los estudios referidos a geología costera, especialmente aquellos orientados a los procesos evolutivos, examinan y exploran las razones y consecuencias de la constante variabilidad de la línea de costa. Estas variaciones, estrechamente relacionadas con lo eventos transgresivo-regresivos cuaternarios, traen aparejados continuos cambios geológicos que han dejado sus evidencias en el ambiente costero. 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. El análisis de las características de las diversas unidades sedimentarias, y sus facies laterales y verticales en el subsuelo, permite definir la historia geológica evolutiva y los diferentes paleoambientes sedimentarios relacionados a los cambios marinos cuaternarios. Tales evidencias, en especial en el ambiente subácueo, son modificadas o enmascaradas en mayor o menor medida por las condiciones hidrodinámicas, sedimentológicas y morfológicas actuales. La determinación y evaluación de las mismas resulta conducente a inferir tendencias futuras, ligadas a la evolución de la región.

En la zona costera de la República Argentina, existen numerosos y destacables testimonios de los procesos físicos que ocurrieron durante el Cuaternario, en respuesta a los cambios del nivel del mar. Al respecto se han realizado numerosas investigaciones. Las mismas abarcan metodologías variadas con el fin de poder considerar diversos puntos de vista o especialidades. Así, se incluyen estudios sobre las características de los sedimentos y geoformas, contenido paleontológico y/o estratigrafía de depósitos marinos de diferentes localidades, y en zonas emergidas adyacentes al litoral (Schnack *et al.* 1982; Aliotta y Farinati 1990; Codignotto 1990; Parker 1990; Codignotto y Aguirre 1993; Farinati y Aliotta 1998; Isla 1998; Violante y Parker 2000; Schillizzi *et al.* 2001; Aramayo *et al.* 2005; Cavallotto 2005; entre otros).

En contraposición, al analizar las investigaciones geológicas que incluyen nuestro territorio submarino, el balance es considerablemente menor con respecto a los estudios realizados en las áreas costeras emergidas. En ciertas oportunidades, las características operativas que se requieren en la especialidad de geología y geofísica marina necesitan de una logística cuyo alcance resulta restringido para los equipos de investigación. Además, la masa ácuea que cubre nuestra amplia plataforma resulta muchas veces una barrera inaccesible para las investigaciones científicas. De ello surge el escaso grado de conocimiento que poseemos del fondo y subfondo marino de la costa argentina. Tanto sus recursos renovables y no renovables, como aquellos potencialmente utilizables, han sido muy pocos estudiados, lo cual revela el escaso conocimiento geológico que se posee de la cubierta sedimentaria submarina.

Pensando a la Argentina como un país en franco progreso y desarrollo, los estudios vinculados al ámbito marino resultan imprescindibles. Un acabado conocimiento del mar y su región costera es un factor básico y fundamental a la hora de evaluar o propulsar el desarrollo de nuestro litoral marítimo, considerando un correcto manejo y diagramación de la zona en cuestión. Es por ello que en los últimos años el estudio del Mar Argentino ha sido incluido como uno de los Programas de Investigaciones Prioritarios del Plan Nacional Plurianual de Ciencia y Tecnología. Conjuntamente, la Ley de Reordenamiento Minero (Ley Nº 24.244) obliga al Gobierno Nacional a impulsar el relevamiento geológico del ambiente marino.

En numerosas investigaciones realizadas durante las últimas décadas en distintos ambientes costeros del mundo, los métodos de prospección sismoacústicos han aportado resultados relevantes. Desde los trabajos pioneros de Damuth (1975, 1980) y Mitchum *et al.* (1977), no son pocos los estudios que han demostrado que la sísmica marina de alta frecuencia es una poderosa herramienta para la determinación de características geológicas superficiales y subsuperficiales, tendientes a analizar procesos o paleoambientes de sedimentación.

A lo largo de las costas del mundo se están realizando numerosas investigaciones científicas que abarcan, entre otras disciplinas, estudios del subfondo marino destinados a establecer características sismoestratigráficas. Las mismas, se constituyen en evidencias invalorables a la hora de definir procesos evolutivos costeros que involucraron diferentes ambientes, como bahías, estuarios, fiordos y deltas (Stefanon 1985; Suba Raju *et al.* 1991; Evans *et al.* 1992; Karisiddaiah *et al.* 1992, 2002; Riggs *et al.* 1992; Papatheodorou *et al.* 1993; Duncan *et al.* 2000; Fleischer *et al.* 2001; Hiscott 2001; Quaresma *et al.* 2001; Garcia-Gil *et al.* 2002; Lobo *et al.* 2003; Mallinson *et al.* 2005; Nordfjord *et al.* 2005; Artusi y García de Figueiredo 2007; Dalrymple y Choi 2007; Liquete *et al.* 2008; entre otros)

Contrariamente, si bien los estudios de esta naturaleza son relevantes para un completo conocimiento científico geológico, particularmente en la región suratlántica (Argentina, Uruguay y Brasil) sólo en los últimos años se están intensificando las investigaciones costero-marinas que se fundamentan en datos sísmicos (Mouzo *et al.* 1974; Parker 1990; Parker y Paterlini 1990; Parker *et al.* 1990; Aliotta *et al.* 1999, 2000, 2001; Quaresma *et al.* 2001; Bujalesky *et al.* 2004; Kostadinoff 2004; Corrêa *et al.* 2005; Weschenfelder *et al.* 2006, 2008a; Tassone *et al.* 2008). Al respecto, la actividad petrolera permitió alcanzar un alto grado de conocimiento de las cuencas sedimentarias profundas, pero es muy limitado lo que se sabe de los niveles estratigráficos superiores, donde quedan registradas las diversas etapas evolutivas que afectaron a la región en la última parte de su historia geológica.

Sobre la base del escaso conocimiento geológico estratigráfico que se posee de la cubierta sedimentaria del área costera-marina del sur de la provincia de Buenos Aires, se ha desarrollado el presente trabajo de tesis. El objetivo general de la investigación es la realización de un estudio, por primera vez de carácter regional, de la geología del fondo y subsuelo marino que involucra la costa norte del estuario de Bahía Blanca. Este objetivo se fundamenta en el análisis estratigráfico del subsuelo marino por medio de sísmica de alta resolución, con el propósito de definir las secuencias cuaternarias, describiendo sus estructuras sedimentarias y correlacionando geológicos y sedimentológicos submarinos, tendientes a establecer procesos geológicos actuales y dinámica sedimentaria. Dentro de este contexto se plantean lo siguientes objetivos específicos:

- Determinar y evaluar los rasgos geomorfológicos submarinos.
- Caracterización sedimentológica y distribución areal de las secuencias y facies sedimentarias cuaternarias.
- Definir la columna sismoestratigráfica representativa del área de estudio.
- Determinar y analizar las configuraciones sísmicas del subsuelo marino, infiriendo condiciones paleoambientales de sedimentación.

### ÁREA DE ESTUDIO

El área estudiada en el presente trabajo de Tesis está localizada al sur del la provincia de Buenos Aires (Argentina), en la región costera de Bahía Blanca (Fig. 1). Allí, se desarrolla

3

un sistema estuarino cuyo encuadre geológico está dominado por la evolución de la cuenca del Colorado. La estructura de esta megacuenca, de más de 120.000 km<sup>2</sup>, afecta toda la costa oeste de la provincia de Buenos Aires desde Bahía Blanca hasta la desembocadura del río Negro (Kostadinoff 2004). En la parte más profunda de la cuenca, los depósitos sedimentarios alcanzan un espesor máximo de 7.500 m. Concretamente, el entorno geológico superficial del ambiente costero de la región de Bahía Blanca, corresponde a una planicie de marea formada durante el último evento regresivo marino postglacial (Aliotta y Farinati 1990). Así, durante este período, la progradación de sedimentos finos conformó las condiciones actuales del estuario de Bahía Blanca, el cual, morfológicamente, se halla caracterizado por una amplia llanura intermareal limo arcillo arenosa. En estos sedimentos se han encontrado fósiles de material conchilífero, en posición de vida, los cuales revelan edades radiocarbónicas entre 3000 y 1200 años A.P. (Farinati y Aliotta 1997; Aliotta *et al.* 2004).

Diferentes subambientes constituyen el sistema estuarial de Bahía Blanca, encontrándose los canales de marea, las áreas intermareales y las islas. Los primeros son los rasgos más significativos ya que ejercen un control fundamental sobre la hidrodinámica de las planicies y determinan la cantidad de flujo que llega a los distintos lugares de las mismas. Estos cauces constituyen un sistema mesomareal de canales, muchas veces interconectados y de diversas dimensiones, con diseño generalmente de tipo meandroso. Las extensas planicies intermareales y marismas caracterizan las áreas adyacentes a los mismos (Fig. 1).

El canal Principal es la vía de acceso al complejo portuario más importante de la región (Galván, Ingeniero White, Belgrano y Rosales), donde se encuentran asentadas industrias petroquímicas que le dan a la zona relevancia económica a nivel nacional e internacional. Dicho canal posee una configuración en forma de embudo, presentando una longitud total de 68 km y una profundidad promedio de 20 m. Su ancho varía de 200 m en su cabecera y 3 km a 4 km en su desembocadura. Sobre la costa norte se ubican las cuencas hídricas de los ríos Sauce Chico y Sauce Grande, y los arroyos Saladillo de García, Napostá Grande y Napostá Chico. Los principales tributarios fluviales que aportan agua dulce al sistema son el río Sauce Chico, que se sitúa en la cabecera del estuario, y el arroyo Napostá Grande, cerca de Ingeniero White. El caudal medio anual de agua dulce para el primero de ellos es de 1,9 m<sup>3</sup>/s y de 0,8 m<sup>3</sup>/s para el segundo (Perillo *et al.* 1987). La costa sur está surcada por la compleja red de canales de marea cuya orientación general es NO-SE.

La circulación general del estuario es dominada por una onda de marea semidiurna

4

(Perillo y Piccolo 1991) con un rango medio en el Canal Principal de 3,04 m en sicigia y 2,5 m en cuadratura. Las corrientes son reversibles, con velocidades máximas promediadas verticalmente de 1,2 m/s y 1,05 m/s para condiciones de reflujo y flujo, respectivamente.

El sector estudiado en el presente trabajo comprende la región costera-marina norte que se extiende desde el puerto de Ingeniero White hasta puerto Belgrano (Fig. 2). Allí se localiza un trayecto del canal Principal, que en los primeros 8 km de extensión exhibe una orientación general NNO-SSE para luego cambiar a un rumbo general NO-SE. En la primer parte, la máxima profundidad que presenta el tramo estudiado del canal de navegación es del orden de los 13 m. Estos valores se mantienen constantes a lo largo del canal, a través de tareas de mantenimiento de dragado. En tanto que, al sur de puerto Belgrano fue determinada una profundidad máxima de 20 m.

Sobre la sección norte del área estudiada se desarrolla un único canal de marea, cuyo cauce fluye aproximadamente paralelo al canal Principal. El mismo es denominado canal Vieja, y presenta una profundidad máxima de 10 m cercano a su extremo sur. Este canal se encuentra separado del canal de navegación por altos topográficos que emergen parcialmente en bajamar y que conforman las denominadas islas del Globo y el banco Los Cuatro Vientos. Este último presenta las mayores dimensiones, alcanzando una longitud de 8 km y un ancho máximo de 2 km. Las áreas emergidas de las islas del Globo exhiben longitudes que varían entre 200 m a 800 m y un ancho que oscila entre 600 m y 50 m. Las mismas están surcadas por pequeños canales de marea que permiten la comunicación entre el canal Principal y el canal Vieja, llegando a presentar profundidades del orden de los 3 m. Estas islas y el banco Los Cuatro Vientos, ubicado al sur de ellas, están separados por un canal de marea que no supera los 6 m de profundidad y se comunica con el canal Principal.



Figura 1.- Imagen satelital de la región costera-marina de Bahía Blanca.



Figura 2.- Ubicación del área de estudio.

#### **TRABAJOS PREVIOS**

A lo largo de la costa Argentina son numerosas y relevantes las evidencias morfológicas, sedimentológicas y paleontológicas de los cambios cuaternarios del nivel del mar. Las mismas fueron objeto de un gran número de trabajos de investigación que abarcaron diversas disciplinas de la geología. Estas investigaciones, en su gran mayoría, se refieren a aquellos depósitos ubicados en sectores emergidos, por encima del nivel del mar actual. De este modo los trabajos se limitan a considerar los paleoambientes relacionados a los máximos transgresivos cuaternarios.

Se debe destacar que en la zona del presente trabajo de Tesis las localidades de Punta Alta e Ingeniero White, además de todos los puertos de la región y los numerosos complejos industriales y petroquímicos, se asientan en sedimentos cuaternarios. Los procesos transgresivos-regresivos que actuaron sobre la costa (Aliotta y Farinati 1990; Aliotta *et al.* 1991, 1996b) modificaron las condiciones hidrológicas, morfológicas y sedimentarias de los antiguos ambientes fluviales.

A nivel mundial, los eventos de ascenso y descenso del mar han sido identificados en varias investigaciones relacionadas al estudio estratigráfico de ambientes fluvio-marinos (Hori et al. 2002; Wellner y Bartek 2003; Dalrymple y Choi 2007; Abrahim et al. 2008). Estos trabajos incluyen la determinación y análisis sismoestratigráfico en diversos sectores costeros. Así, en la plataforma atlántica occidental, son varias las publicaciones orientadas a investigar secuencias sedimentarias y presencia de canales "sepultados" (buried channels) en el subfondo marino, producto de la migración de la línea de costa (Anderson et al. 1992; Riggs et al., 1992; Duncan et al. 2000; Mallinson et al. 2005; Nordfjord et al. 2005). De la misma forma, estudios realizados con métodos sísmicos de alta resolución, perforaciones y/o testigos y observaciones bioestratigráficas (Subba Raju et al. 1991; Evans et al. 1992; Weber et al. 2004; Tesson et al. 2005; Weschenfelder et al. 2008b), han permitido reconocer estructuras de antiguos cursos fluviales, las cuales resultan de gran interés para la interpretación de los procesos evolutivos ocurridos en los márgenes costeros. La información aportada en estas investigaciones, presenta un complemento en los diversos estudios morfológicos de las regiones costeras-marinas (Amos y King 1984; Dalrymple y Rhodes 1995; Hanna y Cooper 2002; Correa et al. 2005; Sloss et al. 2006, entre otros).

En cambio, a lo largo de la costa argentina, desde el primer trabajo científico sobre geofísica de la plataforma continental (Ewing *et al.* 1963), de acuerdo a lo expresado por Urien (2007), resultan muy escasos los trabajos concernientes a sismoestratigrafía del

subsuelo marino. Entre estos se destacan las investigaciones realizadas por el Grupo de Geología y Geofísica del Servicio de Hidrografía Naval. Estas, en su gran mayoría, llevadas a cabo en el río de la Plata y plataforma marina adyacente, establecen procesos evolutivos cuaternarios sobre el área mencionada (Parker y Violante 1982; Parker 1990; Parker y Paterlini 1990; Violante *et al.* 1992, 2001; Parker *et al.* 1994, 1996, 1999, 2005; Violante y Parker 1999, 2000, 2004).

En la plataforma continental patagónica las prospecciones geofísicas de especialidad sísmica son numerosas, aunque todas orientadas a la exploración petrolera, por lo que en su gran mayoría son de carácter reservado. Entre los estudios de investigación sismoestratigráficos de la cubierta sedimentaria cenozoica pueden mencionarse unos pocos. Aliotta *et al.* (2000) analizan el umbral y sector interno del golfo San Matías, mientras que Bujalesky *et al.* (2004), definen facies sísmicas postglaciarias del canal de Beagle. Por su parte, Mouzo (2005a, 2005b) interpreta las características morfológicas, estratigráficas y estructurales de la plataforma continental al noreste de Tierra del Fuego. En tanto que, a partir de anomalías en la sísmica de reflexión marina, Kostadinoff (2001) infiere la existencia de hidratos de metano en el margen continental argentino.

Particularmente, en el estuario de Bahía Blanca se vienen desarrollando investigaciones geológicas submarinas, las cuales incluyen como método principal de trabajo la implementación de sistemas geofísicos de prospección sísmica de alta resolución para el estudio del fondo y subfondo marino, y la determinación y análisis de facies acústicas y características estratigráficas. Estas investigaciones se refieren a diversos aspectos geológicos. Pueden mencionarse estudios morfológicos y de dinámica de sedimentos (Aliotta 1987; Aliotta y Perillo 1987; Ginsberg 1991; Aliotta y Lizasoain 1997; Aliotta *et al.* 1998, 2004; Ginsberg *et al.* 2001, 2003; Cuadrado *et al.* 2001, 2003; Lizasoain 2007) y análisis sismoestratigráficos del subsuelo marino, relacionados a los procesos evolutivos del cuaternario y a los yacimientos gasíferos someros (Lizasoain y Aliotta 1995; Aliotta *et al.* 1997, 1999, 2001, 2002, 2003; Aliotta y Lizasoain 1998, 2004).

Asimismo, sobre la base de perfiles sísmicos, correlacionados con datos de perforaciones se han podido evidenciar antiguos eventos fluvio-marinos previos a la transgresión holocena (Aliotta *et al.* 1996a, 1996b, 2002, 2004; Spagnuolo 2005). Así, en la plataforma contigua al sistema costero de Bahía Blanca, se ha reconocido un paleocanal vinculado a una antigua desembocadura del río Colorado (Aliotta *et al.* 1999). En el mismo contexto, Spalletti e Isla (2003) han puesto en evidencia la influencia de un antiguo proceso fluvial de gran desarrollo areal, al mencionar la existencia de un lóbulo deltaico no operativo

(originado por un antiguo curso del Colorado) ubicado en el área de Bahía Blanca.

## CAPÍTULO II

## MÉTODOS DE TRABAJO

Durante las actividades desarrolladas en el trabajo de Tesis se llevaron a cabo tareas de campo, de laboratorio y gabinete. Los diferentes métodos de trabajo realizados son detallados a continuación.

#### TAREAS DE CAMPO

Las tareas de campo consistieron en la realización de campañas oceanográficas para el relevamiento sismoestratigráfico, morfológico y sedimentológico de la región de interés. Como plataforma de trabajo se utilizó la embarcación "Buen Día Señor", perteneciente al Instituto Argentino de Oceanografía (IADO). La misma, equipada con modernos elementos náuticos (ecosonda digital, GPS, radar), posee 12 m de eslora y 3,5 m de manga (Fig. 3).

Como base de navegación y proyecto de relevamiento se utilizó la carta H256 del Servicio de Hidrografía Naval. Para cubrir la inexactitud que presentó dicha carta en aquellos sectores alejados del canal de navegación, se construyeron mosaicos con fotos aéreas del Instituto Geográfico Militar, los cuales fueron convenientemente georeferenciados y llevados a un soporte digital.

La navegación y posicionamiento de todos los relevamientos realizados fue controlado en tiempo real con un sistema de GPS diferencial. Para ello se empleó un programa de navegación, con el cual se realizó la adquisición y grabación digital de los datos de manera constante.



Figura 3.- Embarcación oceanográfica "Buen Día Señor".

#### Prospección acústica del fondo y subfondo marino

### Ecosonda

Con el objeto de establecer con precisión las diversas profundidades existentes en el sector de interés, se recurrió al uso de una sonda acústica de alta frecuencia. El equipo utilizado fue un OCEAN DATA, BATHY 500MF (Fig. 4). Con esta ecosonda se empleó un transductor de 200 kHz, el cual se fijó en una estructura metálica. La misma se posicionó a una profundidad (*off set*) de 0,50 m de la superficie del agua.

En el inicio del relevamiento la ecosonda fue convenientemente calibrada. Para ello se usó un reflector metálico artificial, el cual se colocó de manera alternante a profundidades conocidas. Estos datos fueron de referencia para ajustar, según la velocidad de propagación del sonido en el agua de mar, la profundidad señalada por el equipo.

#### Sonar de barrido lateral

Para la determinación y análisis de las características morfológicas del fondo marino, fue utilizado un sonar de barrido lateral. Este equipo permite obtener imágenes del fondo marino por medio de la transformación de señales acústicas en contrastes gráficos visibles. Las imágenes sonográficas, las cuales son equivalentes a la fotografía aérea, resultan una herramienta fundamental a la hora de realizar una caracterización ambiental del fondo. En la figura 5, la cual esquematiza el modo de relevamiento con sonar de barrido lateral, se observa como la embarcación remolca en el agua el *fish* con los transductores acústicos. Los mismos generan un cono acústico, por medio del cual se determinan, a 100 m a ambos lados de la trayectoria del barco, las características morfológicas del fondo. El empleo en simultáneo del sonar lateral y ecosonda, posibilita realizar determinaciones cualitativas (en perfil), respectivamente.

El sonar de barrido lateral empleado se compone de una fuente de transmisión SONARLINK de SEAMAP modelo SL4 y un Transductor EG&G (*Tow Fish*) modelo 272. La registración se llevó a cabo de modo digital mediante computadora, con el programa SONARWIZ.MAP de CHESAPEAKE TECHNOLOGY, INC. Los elementos constituyentes del sonar lateral se muestran en la figura 6.



Figura 4.- Ecosonda analógica-digital de alta frecuencia.



Figura 5.- Esquema de relevamiento con sonar de barrido lateral.



**Figura 6.-** Elementos constituyentes del sonar de barrido lateral; **a)**: Transductor (*fish*);

b): Instrumental electrónico-digital.

#### Perfilador sísmico de alta resolución

Para el relevamiento sismoestratigráfico se empleó un perfilador sísmico de alta resolución (Fig. 7). La operación del sistema y la adquisición de la información sísmica durante el relevamiento se llevó a cabo de manera digital mediante una PC y un *software* específico. El referenciamiento de los sismogramas se realizó automáticamente con marcas numeradas correlativamente (*fix*), cuya posición latitud-longitud fue almacenada por el programa de navegación anteriormente mencionado.

El equipo sísmico empleado se compone de un transmisor-receptor, modelo GEOPULSE TRANSMITER 5430A, con frecuencia de emisión variable entre 2 y 12 Khz. Durante los relevamientos se seleccionó 3,5 Khz por ser esta la frecuencia más indicada a los fines propuestos. Un arreglo de cuatro transductores GeoAcoustics 137D (emisores-receptores de la onda sísmica) completan el sistema, permitiendo operar con una potencia máxima de 10 Kw., optimizando así la penetración sísmica, alcanzando varios metros de profundidad en el subsuelo marino. Los transductores sísmicos fueron fijados a una estructura metálica ubicada a un costado de la embarcación (Fig. 8).



Figura 7.- Esquema de relevamiento con perfilador sísmico de alta resolución.



Figura 8.- Elementos constituyentes del perfilador sísmico de 3,5 kHz; a): Transductores;

b): Estructura soporte de los transductores durante el relevamiento;

c): Instrumental electrónico-digital.

#### Muestreo de sedimentos de fondo

Durante la realización de los relevamientos geofísicos se utilizó un muestreador de sedimentos de fondo (Fig. 9). Dicho captor fue construido por Aliotta *et al.* (1997) para ser usado durante la navegación, sin necesidad de detener la embarcación y de manera simultánea con la prospección sismo-acústica del fondo y subfondo marino.

Del área de estudio se extrajeron muestras sedimentarias que han permitido establecer, en forma generalizada, el tipo de sedimento del fondo. Asimismo se pudo vincular a estos materiales con la registración acústica obtenida. Las muestras fueron rotuladas y anotada su posición según el DGPS.



Figura 9.- Muestreador oceanográfico de sedimentos de fondo.

### TAREAS DE LABORATORIO

Las muestras sedimentológicas obtenidas se sometieron a análisis granulométrico. Para ello, se siguió la metodología estándar de Folk y Ward (1957) y Folk (1980). Las muestras fueron secadas a estufa a temperaturas inferiores a 60° C para evitar posibles alteraciones de los minerales arcillosos. Posteriormente se separó la fracción fina (<62 $\mu$ ) compuesta por limo y arcilla, a través de tamizado por vía húmeda. A tal fin, se utilizó un tamiz de malla 230 ASTM (4  $\Phi$ ). En los casos en que se analizó separadamente la fracción fina, se eliminó la materia orgánica presente por medio de ataque con peróxido de hidrógeno.

La determinación granulométrica de la fracción arena se realizó por tamizado en seco durante 15 minutos en columna de tamices con intervalos de separación de  $\frac{1}{2} \Phi$  en tamizadora RO-TAP. En los casos que se dispuso de pequeñas cantidades de sedimento (inferior a 10 g) se utilizó una tamizadora sónica (ATM Sonic Sifter).

La fracción fina (limo-arcilla) fue analizada por el método de la pipeta. Se estableció como límite mínimo de fracción fina para justificar la realización del pipeteado un valor igual o superior al 15 % de fango. En todos los casos se empleó como dispersante oxalato de sodio y las extracciones se efectuaron hasta el grado 8 Φ.

Cuando se presentaron gravas, tanto biogénicas como líticas, las mismas se tamizaron a partir del grado -2  $\Phi$  (4 mm). Los tamaños mayores se midieron con calibre. Las gravas líticas se sometieron a observación con lupa binocular, sobre fractura fresca, a fin de determinar sus composiciones.

## TAREAS DE GABINETE

#### Datos batimétricos y geomorfológicos

Con los datos de profundidad obtenidos con la ecosonda se confeccionó una carta batimétrica, de manera de actualizar la información topográfica submarina del área de estudio. Las profundidades determinadas en el relevamiento fueron corregidas por marea. Así, todos los datos se refirieron a un plano equipotencial denominado Plano de Reducción, definido como el valor medio de las bajamares de sicigias menos su desviación estándar. Este nivel cero de referencia es el utilizado por el Servicio de Hidrografía Naval (SHN) en

todas sus cartas náuticas. Para la zona de estudio se utilizó como Plano de Reducción el correspondiente al mareógrafo del puerto de Ingeniero White y Puerto Belgrano, dependiendo de la cercanía del sector considerado.

La información aportada por el sonar de barrido lateral permitió establecer los rasgos morfológicos que caracterizan el fondo marino. Todos los registros (sonogramas) fueron reprocesados digitalmente, mediante el empleo del mismo software que se utilizó durante la adquisición de los datos en campaña, con el objeto de optimizar la calidad de la información.

#### Datos sísmicos

El análisis de los datos sísmicos se llevó a cabo a través de la interpretación de los sismogramas obtenidos con el perfilador de 3,5 kHz. Todos los registros fueron también reprocesados digitalmente por medio de la aplicación de TVG (ganancia variable en tiempo) y filtros, de manera de destacar la configuración acústica del subsuelo.

La interpretación sísmoestratigráfica de los resultados obtenidos se basó en: 1) el análisis de las terminaciones laterales de los diversos reflectores del subsuelo, definiendo las diferentes secuencias, en concordancia con conceptos generales de estratigrafía sísmica (Mitchum *et al.* 1977); 2) la caracterización de las facies acústicas establecidas con 3,5 kHz según el criterio aplicado por Damuth (1975, 1980).

La optimización y análisis de todos los perfiles sísmicos permitió realizar el cálculo de los espesores de las facies sísmicas identificadas a lo largo de la zona relevada. Para ello fue aplicada la siguiente ecuación general:

Donde: D (metros)= espesor de la capa considerada.

V (m/seg) = velocidad de propagación del sonido.

T (seg) = tiempo de doble recorrido (ida-vuelta) de la onda acústica.

Para este cálculo se empleó una velocidad de propagación de 1650 m/seg, en concordancia con el material arenoso fino que prevalece en el fondo marino, según atestiguan las perforaciones existentes. Además, dicha velocidad fue elegida teniendo en cuenta las secuencias sedimentarias identificadas en el subsuelo marino del área de tesis, y

considerando las velocidades de propagación sísmica establecidas para diversos materiales (D'Olier 1979; Reynolds 1997).

# CAPÍTULO III

#### RESULTADOS

#### MORFOLOGÍA SUBMARINA REGIONAL

La carencia de una base cartográfica precisa y actualizada que comprenda la costa norte del estuario, fue el motivo principal que condujo, en el presente trabajo de tesis, a la realización de una nueva carta batimétrica. Por medio de la misma se establecieron las características del área de estudio, las cuales constituyen el marco morfológico de esta investigación.

Con el objeto de realizar la presentación de la batimetría a una escala gráfica adecuada, al plano que comprende la descripción topográfica se lo ha dividido en dos sectores. Uno de ellos, el sector noroeste, involucra el canal Principal desde la boya 32 hasta el par de boyas nº 27, incluyendo parte del canal Vieja. El otro sector, ubicado al sureste, se extiende desde el par de boyas nº 27 hasta el sector marino frente a Puerto Belgrano.

#### Características morfológicas del sector noroeste

La carta topográfica que muestra la distribución de las isobatas en este sector corresponde a la figura 10. En ella se observa que el canal Principal y el canal Vieja están separados por una serie de islas, localmente denominadas "islas del Globo", que poseen una longitud variable entre 700 m y 1800 m, y un ancho con valores mínimos y máximos de 100 m y 600 m. Las mismas se encuentran divididas por canales de marea de poca profundidad (hasta 4 m) y de un ancho máximo de 300 m. La configuración de estas islas, en su conjunto, revela un desarrollo alargado en sentido noroeste-sureste. En la figura 10, también está representado el extremo norte del banco Los Cuatro Vientos, que en parte separa a los canales mencionados. A su vez, en este sector, y debido a la presencia del banco, se produce una bifurcación del canal Vieja, en la cual el trayecto más ancho se orienta norte-sur y se conecta con el canal Principal, mientras que el tramo más estrecho tiende a prolongarse hacia el este.

La orientación general de los canales Principal y Vieja es noroeste-sureste, y en el tramo entre boyas 31-29 manifiestan un suave arqueamiento, cuya parte convexa tiende al noreste. Por otro lado, en el área de los veriles se desarrollan extensas llanuras de marea, de baja altitud, que están frecuentemente disectadas por numerosos canales de pequeñas dimensiones, con orientación dominante noreste-suroeste. Asimismo, en el sector costero norte se emplaza el cauce del arroyo Napostá, y hacia el este del mismo se localiza el ducto cloacal de la región de Bahía Blanca. Entre ambos cursos, en el sector marino coincidente con el extremo norte del canal Vieja, se desarrolla un banco alineado según la misma dirección que el canal. Este rasgo morfológico no aparece identificado en las cartas náuticas locales ni en las del Servicio de Hidrografía Naval, por lo cual se lo denominó banco "Napostá", debido a su cercanía con el mencionado arroyo. El banco tiene una longitud de 850 m y un ancho máximo de 120 m, que tiende a disminuir hacia sus puntas. La cresta del mismo se ubica a 1,3 m por encima del nivel de reducción.

La profundidad máxima determinada para este sector del canal Principal es de 15 m, localizándose al sur del arroyo Napostá. Sin embargo, gran parte del trayecto navegable representado en la figura 10, posee una profundidad promedio de 13,5 m y un ancho variable entre 150 m-200 m. Se destaca que este tramo de canal fue profundizado por tareas de dragado llevadas a cabo entre los años 1989-1992.

El ancho promedio del canal Principal, medido desde la cota 0, es de 700 m. El flanco oeste se presenta mas o menos uniforme desde la boya 32 a la 30, notándose sólo una disminución en su pendiente de norte a sur (2,65° a 1,96°, respectivamente). En el sector ubicado frente a la desembocadura del canal Cabeza de Buey, hasta donde fue definido con precisión el flanco, las isobatas manifiestan una disminución de la pendiente. Por otro lado, el flanco oriental del canal Principal está limitado en la zona norte por la llanura de marea costera, en la parte central por las islas del Globo y hacia el sur por el extremo norte del banco Los Cuatro Vientos. De esta manera, la pendiente del talud del canal varía de 3,71°, en el trayecto adyacente a la desembocadura del arroyo Napostá, a 2,48° en la zona sur. No obstante, en el centro del área, entre el par de boyas 30 y 31, este veril presenta una plataforma con suave inclinación (0,38°), limitada por taludes escarpados de 2,45° (Fig. 11a). En el sector de la boya 27, el flanco se conecta con el canal Vieja, el cual disminuye paulatinamente su profundidad desde 9 m, en el extremo sur, a 3 m en la parte más interna. En el sector de unión Principal-Vieja se evidencia un alto topográfico (notable hasta los 5 m de profundidad), que constituye la prolongación submarina de la más austral de las islas del Globo. Dicha característica se nota en el registro de ecosonda de la figura 11b, donde se observa como el alto separa a ambos canales, lo que se evidencia también en el mapa batimétrico (Fig. 10).

El canal Vieja posee un ancho variable entre 200 m y 600 m. Su profundidad no es constante en todo su trayecto. En el plano batimétrico se observan varias depresiones a lo largo del canal (Fig. 10), de las cuales la más profunda alcanza los 8 m, en la parte interna, y los 9 m en el sector más externo, hacia el sur. Los flancos del canal Vieja desarrollan pendientes diversas. Así, el ubicado al este es más pronunciado (3,57°) que el del oeste, cuya pendiente promedia los 1,9°. Además, en el veril norte se desarrollan numerosos cursos de marea que se disponen más o menos perpendiculares a la orientación del canal.



Figura 10.- Carta batimétrica de detalle del sector noroeste.

26



Figura 11.- a) y b): Perfiles de ecosonda en el sector noroeste.
# Características morfológicas del sector sureste

Este sector, contiguo con el anteriormente tratado, se extiende desde la boya 27 hasta el par nº 1, que constituye la señalización del extremo sur del canal de acceso a puerto Belgrano (Fig. 12). En el plano batimétrico realizado, se encuentra representado el fondo y flanco norte del canal Principal, el cual se dispone con una orientación dominante noroeste-sureste. La profundidad en el centro del canal se mantiene relativamente constante en 13 m, aunque hacia el norte de la boya 27 el valor alcanza los 14 m y hacia el sur de la boya 23 se han medido profundidades de 20 m.

El banco Los Cuatro Vientos, de alineación dominante noroeste-sureste, delimita un amplio trayecto del flanco norte del canal Principal, que en el extremo noroeste, manifiesta una pendiente pronunciada de 2,7°, notable hasta la isobata de 7 m. En este sector del flanco se observa una depresión de 11 m de profundidad, la cual conforma un diseño elongado en el mismo sentido que el banco, superando los 1300 m de extensión. Hacia el noroeste, esta concavidad se vincula morfológicamente con la entrada del canal Vieja (ver figura 10).

Al norte de la boya 25, las isobatas manifiestan un sector de menor profundidad que se prolonga hacia el sureste, conformando un alto cuya morfología se relaciona con un banco submareal, de orientación noroeste-sureste. El mismo se halla unido, en su extremo noroeste, con el talud del banco Los Cuatro Vientos. Esta geoforma, que constituye un alto topográfico representado en el perfil de la figura 13a, se encuentra definida por la isobata de 11 m, la cual configura un canal adyacente al flanco del banco mencionado. Dicho canal posee profundidades máximas de entre 10 m y 12 m, y una configuración alargada que alcanza los 2000 m de extensión, según una orientación noroeste-sureste. Hacia el norte, este canal esta limitado por el talud del banco Los Cuatro Vientos. Aquí, la pendiente del fondo es de 2,7° hasta la isobata de 7 m, para luego suavizarse hacia profundidades mayores.

Otra característica morfológica notable en el plano batimétrico (Fig. 12), lo constituye el extremo sureste del banco Los Cuatro Vientos, cuya punta mantiene su diseño hasta los 8 m debajo del nivel del mar. En el registro de ecosonda de la figura 13b se observa claramente la prolongación de dicho banco, el cual conforma el talud sur del canal Vieja. En este sector, dicho canal llega a alcanzar los 9 m de profundidad y un ancho promedio de 1050 m. Hacia el interior del canal, se observa que el trayecto más profundo tiende a situarse sobre el lateral sur, cuyo flanco acusa una pendiente de 2,3° (1,9° en la parte más

externa), valor notablemente mayor a la inclinación de 0,49° del flanco norte (0,83° en la entrada del canal). Siguiendo hacia el noreste, se destaca otro alto topográfico (Fig. 13b) cuya prolongación submarina queda delimitada por la isobata de 3 m. Esta extremidad, cuya orientación aparente es noroeste-sureste, probablemente guarde relación con la región costera norte.

Al oeste de Puerto Belgrano (Fig. 12), se presenta un canal de orientación norte-sur, que en las cartas náuticas no presenta denominación. A tal efecto, se decidió nominarlo como canal "Villa del Mar", ya que el mismo conduce al complejo de esparcimiento costero homónimo. Este canal es de escaso desarrollo longitudinal y en el sector donde se registra su profundidad máxima, que no supera los 4 m, el flanco oeste posee una mayor pendiente (1,14°) con respecto al este (0,5°).

Al sur de Puerto Belgrano se ubica una amplia plataforma (0,1º de pendiente media), delimitada entre las isobatas de 5 m y 7 m (Fig. 13c). La misma se extiende alrededor de 1800 m en dirección noroeste-sureste y en sentido perpendicular a esta orientación se prolonga unos 1000 m. Se conecta con el centro del sector navegable del canal Principal mediante un talud pronunciado de 2º de inclinación promedio.

A lo largo de toda esta región, representada por las figuras 10 y 12, y en diferentes niveles de profundidad, se han identificado y caracterizado diversas secuencias sismoestratigráficas. Estas unidades geológicas serán descritas y analizadas en este trabajo de tesis.



Figura 12.- Carta batimétrica de detalle del sector sureste.



Figura 13.- a), b) y c): Perfiles de ecosonda del sector sureste.

# SECUENCIAS SISMOESTRATIGRÁFICAS Y RASGOS MORFOLÓGICOS DE FONDO

A partir de un completo análisis de los registros sismo-acústicos obtenidos durante los relevamientos geofísicos se identificaron, entre otras características, diferentes secuencias sismoestratigráficas. Asimismo, es frecuente que rasgos morfológicos particulares se asocien a aquellas unidades que afloran o constituyen parte del fondo marino en determinados sectores del estuario. Estos diferencian a las secuencias superficialmente, y en muchos casos les imprimen características propias. Es por ello que, con el objeto de elaborar una precisa y completa columna sismoestratigráfica, considerando sus variaciones laterales y continuidad regional, se describirán las secuencias sísmicas ordenadas según su posición o cota altimétrica en los sismogramas, comenzando desde la más profunda hacia la más somera. Conjuntamente, se adicionará la información obtenida con sonar de barrido lateral (sonogramas) de aquellas unidades cuyos rasgos de fondo resulten significativos, a efecto de caracterizar morfológicamente a las secuencias identificadas.

### Secuencia S1

La secuencia sísmica más antigua definida en el área de estudio constituye el basamento acústico de todos los materiales suprayacentes determinados. Esta unidad aflora en el canal Principal, entre las boyas 29 y 31 (Fig. 14). En este sector los materiales que la componen constituyen parte de la superficie del fondo, los cuales en algunos lugares se encuentra parcialmente cubiertos por sedimentos modernos. En los sonogramas de las figuras 14a y 14b, la secuencia manifiesta, por su elevada reflectividad, una tonalidad relativamente más oscura que los materiales adyacentes, siendo frecuente identificar pequeños resaltos. Un rasgo notable y característico en esta área lo constituyen las marcas que fueron efectuadas con la draga de corte, durante las tareas de profundización del canal de navegación llevadas a cabo en años anteriores.

En los registros de sonar lateral las marcas de dragado se distinguen por su matiz, que resulta diferente al fondo marino adyacente (Fig. 14c). Estas marcas están constituidas por surcos curvados y paralelos entre si, con forma de semicírculo, que se disponen en sentido perpendicular al eje central del canal (Fig. 14c). Los surcos pueden alcanzar una extensión lateral de hasta 200 m y sus límites laterales frecuentemente son bordes escarpados profundos (Fig. 14c), que en algunos sectores poseen 5 m de desnivel. Estas escarpas profundas, aunque en su mayoría fueron originadas durante el dragado, también afectan parcialmente a la secuencia S1, y se identifican superficialmente como franjas de espesor

relativamente continuo y de aspecto diferente al material marino superficial. En las figuras 14a, b y c se puede apreciar la sombra acústica que genera la presencia de la escarpa, cuya tonalidad es más clara que los materiales adyacentes. Investigaciones previas sobre el canal de navegación han establecido la presencia de estos rasgos antrópicos en el fondo marino (Aliotta *et al.* 2001; Aliotta y Lizasoain 2004; Lizasoain 2007).

La identificación de S1 se restringe a aquellos sectores donde se ha logrado obtener una buena definición de los materiales más profundos del subfondo marino. No obstante, la base de la secuencia no ha sido observada en los diversos sismogramas obtenidos durante los relevamientos. Por otro lado, en la zona donde S1 se presenta aflorante (Fig. 14), la información sísmica determina que el techo de la unidad disminuye notablemente su profundidad hacia el norte, por lo cual la secuencia se sitúa en cotas menos profundas (Fig. 15a).

El límite superior de la secuencia S1 se presenta como un reflector bien definido, de elevada respuesta acústica, y, en la mayoría de los sismogramas, debajo del mismo no se observan reflectores menores, o sólo algunos de escasa continuidad lateral. Al respecto, se ha podido identificar dentro de S1 un conjunto de reflectores curvos, cóncavos hacia arriba, cuyo arreglo sugiere la presencia de una configuración sísmica correspondiente a un antiguo cauce fluvial (Fig. 15a, b y c). En los perfiles de la figura 15, se puede apreciar que esta estructura aparece con una relativa continuidad en un trayecto del subfondo marino del canal Principal. Por otro lado, hacia el sur, siguiendo en el canal navegable, el límite superior tiende a profundizarse en algunos sectores, y en otros vuelve a posiciones más someras (Fig. 16a). Esto refleja que el techo de S1 se presenta irregular en algunos sectores del subsuelo, constituyendo una superficie de discontinuidad con pequeñas concavidades y altos topográficos.

En el área ubicada al sur de puerto Belgrano, particularmente en cercanías de la boya 1 (extremo oriental del área que ocupa la presente tesis), la secuencia S1 posee una configuración sísmica relativamente homogénea, sólo notándose escasos reflectores, algunos de ellos horizontales subparalelos, y otros levemente inclinados (Fig. 16b). Estos frecuentemente manifiestan una débil definición acústica. El techo de S1 lo marca una superficie de discontinuidad, que, en el perfil de la figura 16b, aparece en profundidades superiores a los 18 m, y a lo largo de su trayecto presenta pequeñas irregularidades. Éste límite está representado por un reflector de elevada respuesta acústica, que según la orientación del perfil, manifiesta una muy suave pendiente hacia el suroeste.

Otro sector donde fue establecida la secuencia S1 fue al norte de la boya 23, adyacente a la punta sur del banco Los Cuatro Vientos. Allí, el límite superior de la unidad se localiza a partir de los 17 m de profundidad, y se observa bien definido y con cierta continuidad lateral (Fig. 16c). Aquí también esta superficie de discontinuidad manifiesta una incipiente pendiente hacia el sur. Asimismo, se identificaron dentro de S1, reflectores horizontales o suavemente curvados con diferentes espaciamientos entre ellos, en todos los casos exhibiendo escasa continuidad lateral.



**Figura 14.- a)**, **b)** y **c)**: Registros de sonar lateral donde se muestran afloramientos y rasgos de fondo de la secuencia S1.

A **Canal Principal** TS1 SEÑ SCH BEEN THEN STON Secuencia 50 m **S1** B B **Canal Principal** ecuencia **S1** 50 m b) 2071 С **Canal Principal** Secuencia **S1** 50 m c) \* TAY!\* 62º 14 O Banco Naposta 62° 12' O REFERENCIAS Techo de la TS1 secuencia S1 Reflectores internos de Islas la secuencia S1 Canal Cabeza de 30 Buey Canal Viela del 38° 50 E Figura 15.- a), b) y c): Perfiles 1 km sísmicos que muestran la Afloramiento de S1 Globo anal Par 29 configuración de la secuencia S1 A' Perfil sísmico A٠ Banco Los Cuatro en el sector noroeste. Boyas Vientos 2 Isobata Equidistancia: 2 m Par 28 Proyección Mercator



Figura 16.- a), b) y c): Perfiles sísmicos que muestran la configuración de la secuencia S1 en el sector sureste.

### Secuencia S2

Esta secuencia se manifiesta aflorante en diferentes sectores del estuario, y generalmente se la ha identificado en áreas localizadas a partir de los 10 m de profundidad. En los sonogramas, la respuesta acústica de S2 es similar a la de la secuencia subyacente (S1), es decir se la identifica por su tonalidad más oscura que aquella de los sedimentos adyacentes (Fig. 17a). En algunos sitios, cuando la secuencia S2 queda expuesta en el sector navegable del canal Principal, se encuentra limitada por escarpas, que, tal como se aprecia en la figura 17b, pueden alcanzar unos 8,5º de inclinación aparente, y entre 7 m y 8 m de desnivel. También, sobre esta unidad se han observado marcas de dragado (Fig. 17a y c), de diseño levemente curvado y orientadas en sentido transversal al eje central del canal Principal. Estas marcas generan, de manera alternada, una señal bien reflectiva propia del surco y su sombra acústica. El resultado de ello es la registración de una configuración "bandeada" de diferentes tonalidades de grises (figura 17c).

Los materiales que componen a esta unidad mantienen una extensión de carácter regional, debido a que se han identificado en la mayoría de los registros sísmicos. El piso de S2 sólo ha sido observado en aquellos sectores donde aparece la unidad S1, ya que constituye el techo de la misma. Tal es el caso del perfil representado en la figura 18a, localizado al sur de la boya 31. En este perfil, la base de S2 se manifiesta como una superficie irregular, sobre la cual se depositaron los sedimentos de la secuencia, que reflejan una estructura interna conformada por reflectores horizontales y paralelos entre si, de buena definición y continuidad lateral. Aquí, S2 alcanza un espesor de 4 m en la sección donde forma parte de una escarpa profunda, originada durante las tareas de profundización del sector navegable del canal Principal, y prácticamente duplica su potencia hacia el extremo noreste del perfil A-A'.

Al sur de la boya 29, el piso de la secuencia S2 se encuentra más profundo, y está constituido por una superficie de discontinuidad bien marcada, representada por un reflector sísmico de elevada respuesta acústica (Fig. 18b y c). En esta zona, esta discontinuidad basal se mantiene relativamente homogénea a lo largo de los perfiles, aunque, como lo expone el sismograma de la figura 18c, manifiesta una tendencia a situarse en cotas menos profundas en dirección este-noreste, generándose un acuñamiento de S2. En esta zona, la secuencia sísmica aflora en el centro del sector navegable, y se ha medido para la misma una potencia máxima que promedia los 4 m, al igual que en los perfiles ubicados más al norte (como muestra la figura 18a).

En el área situada al sur de puerto Belgrano, la penetración acústica permitió definir reflectores internos que presentan una mayor nitidez cuando la secuencia S2 se encuentra cerca de la superficie marina. La misma se halla aflorante especialmente en aquellos lugares donde se registran las mayores profundidades. Dentro de los sedimentos que conforman a S2 se identificaron estratos horizontales y subparalelos (Fig. 19a y b). Estos se manifiestan bien definidos y con significativa continuidad lateral, al igual que en el extremo norte del área comprendida en la presente tesis (Fig. 18a). Asimismo, también se identificaron estructuras curvas y estructuras en "v", correspondientes a pequeños paleocanales. Los reflectores que representan a los estratos poseen entre si un espaciamiento promedio de 1 m y, con menor frecuencia, valores inferiores. Esta estratificación horizontal, característica de la secuencia, también se encuentra bien definida al sureste del banco Los Cuatro Vientos (Fig. 19c).

El techo de la secuencia aparece bien definido en aquellos sectores donde el espesor de las materiales superiores es escaso o de unos pocos metros. En general, a lo largo de toda la región, este límite tiende a disminuir su profundidad hacia el este-noreste, es decir hacia el sector continental. Particularmente, en el sismograma de la figura 19b se aprecia que el techo de S2 posee una fuerte señal acústica, lo cual permite identificarlo claramente a lo largo del perfil. Esta superficie de discontinuidad tiene pequeños resaltos en el sector sur, mientras que a profundidades más someras el reflector denota un diseño más regular, aunque se notaron depresiones curvas, en forma de "v", que representan la superficie basal de pequeños paleocauces. Este perfil (Fig. 19b), perpendicular a la costa, revela que el techo de S2 posee una inclinación aparente hacia el sur, cuya pendiente aumenta de 0,05°, en la zona cercana a la costa emergida, a 0,5°, donde se encuentran las mayores profundidades, es decir en el canal de navegación de acceso al estuario.

Al norte de la boya 23, al sureste del banco Los Cuatro Vientos, el techo de S2 posee un diseño particular, caracterizado por un reflector que hacia profundidades menores adopta una forma "en lomadas", con diseños convexos hacia arriba (Fig. 19c). La superficie de discontinuidad posee un relativo escalonamiento, que resulta en una disminución de profundidad de la secuencia y un aparente incremento de su espesor.

En el trayecto del canal Principal adyacente a las islas del Globo (Fig. 18a, b y c), el techo de la secuencia S2 está representado por un reflector en el cual no se han observado irregularidades o pequeños resaltos. Se ha notado que esta superficie de discontinuidad, como ocurre al sur de puerto Belgrano, disminuye su profundidad hacia el norte (Fig. 19c). Este patrón, conlleva a que S2 se sitúe en posiciones más someras hacia el noreste, es

decir que la secuencia tiende a disminuir su profundidad de yacencia hacia la región costera norte del estuario de Bahía Blanca.





Figura 17.- a) y c): Registro de sonar lateral donde se muestra el afloramiento y rasgos de fondo de la secuencia S2; b): Perfil de ecosonda.



Figura 18.- a), b) y c): Configuración sísmica de la secuencia S2 en el sector noroeste.



Figura 19.- a), b) y c): Sismogramas donde se muestra la configuración sísmica de la secuencia S2 en el sector sureste del área de estudio.

### Secuencia S3

En esta secuencia se describen aquellos sedimentos depositados sobre S1 y S2. No obstante, dado que la configuración sísmica de los materiales varía lateralmente, la secuencia S3, a fines de ordenar su descripción sismoestratigráfica, fue dividida en dos subunidades.

## Secuencia S3a

La presencia de esta secuencia sísmica se restringe a la región sureste del área contemplada en este trabajo de tesis. Se han identificado afloramientos de S3a en sectores que superan la isobata de 6 m de profundidad, como así también en varios tramos localizados cerca del sector navegable del canal Principal y del canal de acceso a puerto Belgrano (ver plano de la figura 20). En un área adyacente a la boya 22, se aprecia la configuración y reflectividad superficial de la secuencia S3a (Fig. 20), en la cual se distinguen pequeños resaltos así como la escarpa que delimita el borde norte del canal navegable.

La base de la secuencia S3a esta conformada por una superficie de discontinuidad erosiva, la cual resulta evidente en los sismogramas de las figuras 21a y b. Aquí, se observan claramente varios paleocauces, contenidos por el límite inferior de S3a. Estas antiguas estructuras, que afectaron erosivamente a la secuencia subyacente (S2), presentan, en los segmentos donde los cauces adquieren su mayor profundidad, un diseño irregular, constituido por cortes en "v". Entre las depresiones frecuentemente se distinguen altos topográficos (Fig. 21a). El mayor de los paleocauces determinados tiene un ancho aparente que alcanza los 270 m y una profundidad estimada de 10 m. Otro patrón notorio en la superficie basal que limita a S3a, es su aumento de profundidad hacia el sur, donde además se observa el desarrollo de irregularidades y escalones topográficos (Fig. 21b y c).

Hacia arriba, los materiales correspondientes a S3a se presentan, en su mayor proporción, más o menos homogéneos, lo que se manifiesta como una secuencia bastante transparente desde el punto de vista acústico. No obstante, en el relleno de los paleocanales, la unidad S3a posee estructuras agradantes-progradantes y reflectores suavemente curvados, que sugieren la colmatación de los cauces. A su vez, se han identificado algunos reflectores, localizados en la parte media y superior de S3a, dispuestos en posición horizontal, o bien inclinados o formando concavidades, sugiriendo pequeños

canales. En general los reflectores son de reducida continuidad lateral, aunque se han notado algunos con mayor extensión que se sitúan hacia el extremo este del perfil A-A' (Fig. 21a).

La secuencia S3a posee un espesor promedio de 5 m, aumentando en los sectores donde se localizan los paleocauces. Hacia el oeste, en dirección al banco Los Cuatro Vientos y a la punta emergida adyacente al canal Villa del Mar, la secuencia se acuña gradualmente hasta desaparecer. Esto es debido a la somerización del techo de la secuencia S2 (Fig. 21c).

El techo de S3a lo constituye un reflector, que en determinados sectores aparece bien definido. Este manifiesta pequeñas irregularidades, entre las cuales se han identificado cortes en "v" (Fig. 21a y b), lo cual permite inferir una discontinuidad de carácter erosivo. Puede observarse, en general, que el techo de S3a se presenta algo más irregular en aquellos perfiles sísmicos perpendiculares a la costa (Fig. 21b).



Figura 20.- Afloramiento y rasgos de fondo de la secuencia S3a.



### Secuencia S3b

Esta unidad sísmica es la equivalente lateral de la secuencia S3a, descrita para la zona frente a puerto Belgrano. La S3b ha sido identificada sobre las escarpas que delimitan al sector navegable del canal Principal y a lo largo del flanco norte del mismo. Sus afloramientos más representativos se localizan desde el norte de la boya 31 hasta el sur de la 27. Entre ésta última y la boya 28, la secuencia S3b también queda expuesta en el fondo del canal Principal (Fig. 22).

El piso de la unidad lo constituye un reflector con señal acústica fuerte y bien definida. Este, de considerable continuidad lateral, corresponde a una superficie de discontinuidad. Cuando la misma es coincidente con el techo de S1 se dispone horizontal (Fig. 22a). En cambio, cuando S3b sobreyace a S2, la superficie de discontinuidad se manifiesta suavemente curvada y frecuentemente inclinada (Fig. 22b). Como característica regional se ha observado que el límite inferior de la secuencia denota una tendencia a disminuir gradualmente su profundidad hacia el noreste.

Los materiales que conforman a S3b alcanzan un espesor máximo de 5 m en el sector comprendido entre las boyas 30 y 31, y fue medido en el perfil B-B' (Fig. 22b). Estos sedimentos poseen una estructura interna constituida por reflectores de inclinación aparente hacia el este (Fig. 22a y b). Esta estratificación es bien definida en los sectores donde la secuencia se encuentra sobre el flanco oeste del canal Principal. Allí, los reflectores son truncados erosivamente por la superficie de discontinuidad que marca la escarpa adyacente al mencionado canal (Fig. 22b, *E*). Por otra parte, sobre el lado oriental, S3b se manifiesta más transparente y con escasos reflectores, situados en la parte inferior de la unidad. Sobre este mismo flanco, se ha notado que la secuencia sísmica va disminuyendo su espesor hacia el este, hasta desaparecer. Así, en el perfil A-A' (Fig. 22a) este fenómeno ocurre debido a la profundización del piso de la secuencia superior, mientras que en el perfil B-B' (Fig. 22b) el acuñamiento se da por la tendencia a disminuir la profundidad del piso de S3b.

El techo de la unidad lo constituye un reflector bien marcado que se mantiene subhorizontal hacia el extremo oeste del área. Este límite constituye una superficie de discontinuidad erosiva, ya que trunca a los reflectores internos de la secuencia, los cuales evidencian una terminación *toplap* (Fig. 22a y b, *T*). Hacia el este, el techo de S3b se manifiesta bastante irregular y además constituye la superficie basal de pequeños paleocanales con típico corte en "v" (Fig. 22a).



### Secuencia S4

Bajo esta denominación se encuadran los sedimentos depositados sobre S3b y en algunos casos sobre secuencias más antiguas. Esta secuencia sísmica posee su afloramiento más representativo sobre el flanco este del canal Principal, básicamente entre las boyas 29 y 31. De hecho, es la unidad que constituye la plataforma topográfica de suave pendiente descrita en el ítem de topografía. Así, en el sonograma de la figura 23a la secuencia S4 refleja varios rasgos sobre el fondo marino. Se identificaron estructuras relícticas de geometría irregular y variadas dimensiones. También se observó la presencia de un nivel escarpado bastante continuo, que genera una sombra acústica dentro del registro de sonar lateral. Otro rasgo presente en este sector, son los planos de estratificación de la secuencia S4, en los cuales puede visualizarse las diferentes capas sedimentarias que constituyen a la unidad.

El piso de la secuencia lo constituye, en gran parte, la superficie de discontinuidad que representa al techo de S3b, aunque también el techo de S1 y S2 coincide, en algunos sectores, con el límite inferior de S4. Los depósitos que constituyen a esta unidad presentan una potencia mayor que la de S3b, y su límite lateral aparente se extendería hasta el flanco este del canal Vieja. Como se ha mencionado anteriormente, en el piso de S4 existen cortes en "v" correspondientes a antiguos cauces, los cuales han sido colmatados por los sedimentos de la unidad (Fig. 23b y c). Así, en la parte inferior de los paleocanales identificados en el subsuelo al este de la boya 30 (Fig. 23b, perfil B-B`), los materiales manifiestan una configuración sísmica compleja, mientras que hacia arriba las estructuras son levemente curvadas y ondulantes, indicando la colmatación de las depresiones.

Hacia arriba, los sedimentos de la secuencia S4 desarrollan una estratificación bien marcada, con reflectores inclinados en dirección aparente hacia el este, los cuales manifiestan una terminación *downlap* (Fig. 23b, *D*). En la zona donde la secuencia es limitada por las escarpas que acotan al sector navegable del canal Principal, los estratos son truncados erosivamente (Fig. 23b y c, *E*), y la unidad constituye dicha escarpa. El espesor máximo determinado para la secuencia S4 fue de 8 m. El techo de la unidad está representado por una discontinuidad acústicamente bien marcada y relativamente continua. Cuando S4 aflora, el techo posee una configuración con resaltos e irregularidades, y son frecuentes las terminaciones *toplap* de los reflectores internos (Fig. 23b, *T*). Justamente estos conforman los planos de estratificación que aparecen señalados en el registro de sonar lateral de la figura 23a. En cambio, cuando el límite superior de la secuencia se encuentra en el subfondo marino, es bastante regular y sólo posee una leve inclinación

hacia el este (Fig. 23b y c).



Figura 23.- a): Registro de sonar lateral mostrando afloramiento y rasgos de fondo de la secuencia S4; b) y c): Configuración sísmica de S4.

### Secuencia S5

La respuesta acústica de los materiales que componen a esta unidad, varía de acuerdo al sector del subfondo marino que se observe. Así, se han determinado características particulares para la parte interna del estuario, más precisamente en el subsuelo del canal Vieja, que difieren de la configuración que manifiesta la unidad en la zona más externa. A tal efecto, esta secuencia se ha dividido dependiendo de las facies sísmicas que la caracterizan.

## Secuencia S5a

La presencia de esta unidad sobre el fondo marino se restringe a los veriles de los canales Principal y Vieja, y al subfondo de este último. El piso de S5a está representado por un reflector de elevada respuesta acústica, cuya particularidad distintiva es que actúa como la superficie basal de notables estructuras de paleocanales (Fig. 24a y b). Estos, exhiben un diseño típico en "v", y las pendientes que delimitan a los antiguos cauces poseen inclinaciones que oscilan entre 2º y 3º. Los paleocanales identificados son de variadas dimensiones y formas, determinándose anchos aparentes entre 100 m y 350 m. La configuración sísmica de los reflectores internos de S5a, señala un diseño progradante en el sector de relleno de los paleocauces, aunque también es frecuente encontrar reflectores que adoptan una disposición compleja. En los paleocanales de mayor extensión, se ha notado que los reflectores poseen una inclinación similar a la tendencia adoptada por la superficie basal de los cauces. Continuando hacia la parte superior de la secuencia, los sedimentos evidencian estructuras cuyos diseños pueden ser horizontales, curvos y hasta inclinados.

En esta secuencia es común encontrar acumulaciones de gas, que por su fuerte señal acústica ocultan parcial o totalmente las estructuras subyacentes. Los sedimentos gasíferos se concentran cerca del techo de S5a, y se encuentran posicionados en la zona donde la superficie erosiva basal de los antiguos cauces adopta un diseño cóncavo, es decir en el centro de los paleocanales (Fig. 24a y b). Se han encontrado depósitos gasíferos cuyas longitudes van desde los 80 m hasta los 250 m.

El techo de S5a lo constituye un reflector bien notable, que presenta pequeñas irregularidades. Este límite representa una superficie de discontinuidad erosiva, ya que trunca los reflectores internos de la secuencia, quedando como resultado estructuras con terminaciones *toplap* (Fig. 24a y b, *T*).



Figura 24.- a) y b): Configuración sísmica y detalle de paleocanales presentes en la secuencia S5a.

Con el objeto de analizar en detalle las estructuras de los paleocanales encontrados en la secuencia S5a, fueron considerados varios sismogramas conformando esquemas 3D, con lo cual se pudo establecer, no sólo su correlación geológica, sino también la trayectoria y disposición de los antiguos cursos. Particularmente, para el sector norte del canal Vieja (Fig. 25), se define como más profunda la secuencia S2, con estratificación horizontal subparalela evidenciada por reflectores bien definidos, aunque de escasa continuidad. Los cortes erosivos en "v", correspondientes a los antiguos cauces, generan un truncamiento de los estratos identificados en S2.

Sobre S2 está labrado un paleocauce cuya sección transversal oscila aproximadamente entre 100 m y 340 m. Su orientación es prácticamente norte-sur (Fig. 25), aunque hacia el continente la alineación dominante es noroeste-sureste. Presenta un diseño divagante, levemente meandriforme. En la figura 25 se pueden observar las superficies inclinadas que delimitan el antiguo cauce. Las pendientes son del orden de los 3º para el flanco izquierdo, mientras que para el derecho los valores son levemente menores (2º). Como se mencionara, un detalle particular es la ocurrencia de acumulaciones de gas en el sector donde el paleocauce presenta su mayor profundidad. El gas se concentra cerca de la superficie del fondo marino y debido al enmascaramiento que genera su señal acústica, no se ha podido determinar la profundidad de la depresión.

El material de relleno del antiguo cauce permite ver débiles reflectores oblicuos y subparalelos a la discontinuidad de la base. La inclinación de las líneas es hacia la zona de mayor profundidad del paleocanal. Estas estructuras son cortadas en su tramo superior por una superficie erosiva, evidenciado por terminaciones *toplap* de los reflectores (Fig. 25, 7). En el extremo sur del perfil B-B' se ponen de manifiesto reflectores levemente curvados con la concavidad hacia arriba, observándose aquí también culminaciones tipo *toplap* hacia el techo de S5a (Fig. 25, 7). En el trayecto medio del perfil, se evidencian estructuras inclinadas subparalelas y progradantes hacia el centro del cauce.



Figura 25.- Esquema 3D que muestra la configuración de los paleocanales presentes en S5a.

ъ 4 Un poco más al sur, siempre dentro del canal Vieja, se ha verificado la existencia de dos paleocauces (Fig. 26). Estas antiguas estructuras fluviales también reflejan un típico corte erosivo en "v", con pendientes laterales del orden de los 3º. Una particularidad de las trayectorias de estos paleocanales es que confluyen hacia el sur. El paleocauce ubicado más al este está orientado según un rumbo noreste-suroeste. En su base se ha encontrado un alto topográfico de aproximadamente 40 m de extensión (Perfil A-A', Fig. 26). El ancho aparente, medido entre los quiebres de las pendientes que configuran la "v", promedia los 180 m. El otro paleocauce, emplazado en el límite oeste del sector de estudio, mantiene una trayectoria noroeste-sureste y su sección transversal es del orden de 90 m. También en los paleocanales de este sector se identificaron acumulaciones de gas, las cuales resultan una barrera parcial o total que oculta las estructuras subyacentes. El gas se concentra en sedimentos cercanos a la superficie del fondo, y se encuentra posicionado donde la superficie erosiva basal de los cauces antiguos adopta una estructura cóncava. La longitud de estos depósitos gasíferos oscila entre 80 m y 250 m. La acumulación de gas con mayor desarrollo ocurre en el extremo sur, es decir hacia el veril sur del canal Vieja (Fig. 26).

La secuencia que conforma el relleno de los paleocauces revela un proceso de colmatación de los mismos caracterizado por estructuras sedimentarias progradantes (Fig. 26). No obstante, los reflectores internos presentan variadas configuraciones entre las cuales son comunes las facies compuestas por estratificación oblicua subparalela, líneas levemente curvadas con la concavidad hacia arriba y diseños complejos. Se determinaron terminaciones *onlap* (Fig. 26, *O*) donde los reflectores son acotados por los límites laterales de la unidad S5a, mientras que hacia el techo de la secuencia, constituido por una superficie de discontinuidad erosiva, el truncamiento de los reflectores evidencia diseños *toplap* (Fig. 26, *T*).

En una zona adyacente al flanco sur del banco Los Cuatro Vientos, donde los canales Vieja y Principal se conectan, la secuencia S5a está representada por sedimentos que poseen una estratificación interna subhorizontal (Fig. 27). Se ha notado que los reflectores están truncados erosivamente en el fondo marino (Fig. 27a, *E*). Así pues, cuando estos estratos quedan expuestos en la superficie del lecho, son identificables en los registros de sonar lateral (Fig. 27b), exhibiéndose como bandas angostas de diferente tonalidad y paralelas entre sí.

55



Figura 26.- Esquema 3D que muestra la configuración de los paleocanales presentes en la secuencia S5a.



Figura 27.- a): Configuración sísmica de la secuencia S5a; b): Registro de sonar lateral que muestra afloramiento y rasgo de fondo de la secuencia S5a.

### Secuencia S5b

Los afloramientos de esta secuencia aparecen saltuariamente en la región comprendida entre las boyas 24 y 27. A lo largo del flanco sur del banco Los Cuatro Vientos y en algunos sectores del canal Principal son los sitios en donde S5b queda, en mayor medida, expuesta en el fondo marino. En el registro de sonar lateral de la figura 28a, la secuencia desarrolla una escarpa de pendiente suavizada. En ese sector la reflectividad es mayor, lo que genera un bandeado con tonalidad más oscura, que representa la pendiente de la escarpa. A su vez, son notables algunos lineamientos, aunque muy tenues, que evidencian los estratos de la secuencia. Al norte de la boya 26,5 los estratos de la unidad se hallan claramente definidos (Fig. 28b), y se visualizan en el registro como bandas finas y alargadas de diferente tonalidad. A su vez, son comunes pequeños resaltos en la superficie de la secuencia S5b, generando una señal muy reflectiva, de geometría irregular.

El piso de S5b está constituido por un reflector bien definido, de considerable continuidad lateral, que en los perfiles perpendiculares al banco Los Cuatro Vientos manifiesta una inclinación aparente hacia el suroeste. No obstante, en algunos sectores como al este de la boya 27 y al sur de la boya 26, la secuencia subyacente configura un alto topográfico, que genera una inversión en la pendiente del reflector basal. Precisamente, este patrón se hace notable en el perfil sísmico A-A' (Fig. 29a). Allí se puede observar que los reflectores internos de la unidad están erosivamente truncados por la superficie que configura el fondo marino (Fig. 29a, *E*). Cuando los sismogramas son paralelos al flanco sur del banco mencionado, el piso de S5b se exhibe como una superficie suavemente curva, cóncava hacia arriba, simulando a una gran cubeta sobre la cual se depositaron los sedimentos de la secuencia (Fig. 29b). Es común encontrar terminaciones *onlap* de los reflectores internos, cuando el piso de S5b tiende a ubicarse en posiciones mas someras (Fig. 29c, *O*). Con frecuencia, el límite basal de la unidad presenta pequeños cortes en "v", que adicionan cierta irregularidad al reflector. Este piso, usualmente y en varios sismogramas, coincide con el techo de la secuencia S2.

El rasgo característico de la secuencia S5b, lo constituye su configuración sísmica interna, determinada por la manifestación de varios reflectores de extensa continuidad lateral, subhorizontales a levemente curvados y paralelos entre sí (Fig. 29a, b y c). Estos estratos tienden a copiar la topografía preexistente y poseen entre si un espaciamiento que promedia los 0,6 m. La secuencia se acuña hacia los extremos donde se encuentran las boyas que delimitan su afloramiento, como así también hacia el flanco sur del banco Los Cuatro Vientos. El techo de la unidad, es un reflector cuya señal acústica es bien reflectiva

en algunos sectores, mientras que en otros se dificulta su identificación. Esto ocurre principalmente cuando yace una capa de sedimentos espesa sobre S5b (Fig. 29b). Donde la secuencia se encuentra aflorante, el techo lo conforma la superficie del fondo marino (Fig. 29a y b).



Figura 28.- a) y b): Registros de sonar lateral con afloramiento y rasgos de fondo de la secuencia S5b.



Figura 29.- a), b) y c): Configuración sísmica de la secuencia S5b.

### Secuencia S5c

Esta unidad comprende depósitos sedimentarios que presentan una equivalencia sismoestratigráfica con las secuencias S5a y S5b. Particularmente, S5c se desarrolla al sur de puerto Belgrano, y posee una extensión de carácter regional que se prolonga hacia el sureste. Los sectores en donde esta unidad se encuentra aflorante poseen una alta reflectividad, que en los sonogramas queda registrado como zonas de tonalidad más oscura que el fondo marino adyacente (Fig. 30a). Es frecuente encontrar resaltos en el fondo marino, que adoptan un diseño irregular. Asimismo, se han identificado ciertos lineamientos que se corresponden con estratos de la secuencia que se encuentran cortados por la superficie del fondo marino. En este sector se han identificado objetos de origen antrópico (por ejemplo resto de cadena, Fig. 30a), vinculados a las tareas portuarias.

La secuencia S5c yace, mediante una superficie de discontinuidad, sobre S3a y S2. El piso de la unidad lo configura un reflector bien definido y de buena continuidad lateral. Se han identificado en esta superficie basal, pequeños cortes en "v", que representan a antiguas vías de escurrimiento (Fig. 30b y c). Esto proporciona cierta geometría irregular al piso de S5c, y refleja su carácter erosivo. Hacia arriba, la unidad se caracteriza por exhibir una estructura interna que manifiesta el relleno progradante y colmatación de los pequeños canales (Fig. 30b y c). En cambio, hacia posiciones más someras sus reflectores adquieren un diseño prácticamente horizontal, aunque también hay estructuras levemente inclinadas y otras curvadas. Esta estratificación es bien notoria y de considerable continuidad a lo largo de los sismogramas. Los reflectores se disponen subparalelos entre sí y, en general, adoptan la forma de la topografía preexistente. En algunos trayectos, la superficie que configura el techo de S5c limita a los reflectores inclinados, configurando terminaciones toplap para los mismos (Fig. 30b y c, T). Asimismo, se ha identificado el truncamiento erosivo de los estratos de la secuencia (Fig. 30c, E), generado por la presencia de una depresión similar a una cárcava. En general, se ha notado que la estratificación configurada por los reflectores, posee su mayor concentración en la base de la secuencia, mientras que hacia profundidades menores el espaciamiento de las estructuras resulta mayor.

Se ha determinado que la secuencia S5c posee un espesor máximo que alcanza los 5,5 m, sobre todo en aquellos sectores donde el piso se profundiza por la presencia de canales. Asimismo, se nota que la potencia de la unidad es muy variable, debido a las irregularidades altimétricas del piso y techo del depósito. Precisamente, el techo de S5c resulta, en muchas oportunidades, coincidente con el fondo marino. Cuando esto ocurre, el reflector posee una elevada respuesta acústica y mantiene un diseño caracterizado por los


Figura 30.- a): Afloramiento y rasgos de fondo de la secuencia S5c en un registro de sonar lateral; b) y c):

Configuración sísmica de la secuencia S5c.

## SEDIMENTOS DE FONDO Y RASGOS MORFOLÓGICOS RELACIONADOS

Aquí se integran aquellos materiales que se encuentran en el tope de la columna sismoestratigráfica descripta y su yacencia responde a condiciones hidrosedimentológicas recientes. Sus depósitos pueden tener como base cualquiera de las secuencias determinadas. Frecuentemente, estos sedimentos se asocian a algún rasgo morfológico particular desarrollado en el fondo marino. Sin dudas, las dunas constituyen la geoforma más representativa de aquellos sectores con elevada disponibilidad de material arenoso. Por otro lado, en determinados sitios predominan las acumulaciones de sedimentos finos (fracciones limo y arcilla), las cuales frecuentemente poseen estructuras internas propias del proceso de depositación.

Una descripción generalizada del sector noroeste comprendido en la presente tesis, permite definir una predominancia de arena como fracción principal en todas las muestras (Fig. 31). En la parte interna y en el extremo norte del canal Vieja, las muestras CV01 y CV03 manifiestan una mala selección (Promedio: 3,41 Φ) y una media que oscila entre arena muy fina y limo. La particularidad de estas muestras es que presentan un porcentaje de grava, representada por pequeños clastos de tosca, líticos y de cuarzo, fragmentos de conchilla y pequeños gastrópodos. Entre estas muestras, el fondo cambia a un sedimento moderadamente bien seleccionado, con una media de 2,91  $\Phi$  (Fig. 31, CV02). En el trayecto del canal Vieja situado al norte del banco Los Cuatro Vientos, la muestra CV05 refleja una arena fina, bien seleccionada. Un canal de marea conectado con este sector, posee sedimentos superficiales representados por la fracción de arena fina, con limo y arcilla, y un contenido de grava que alcanza el 8,75% de la muestra denominada CV06. La selección de estos materiales es mala y los mismos poseen una media de 3,10 Φ. En un canal situado entre las islas del Globo, que a su vez comunica al canal Principal con el Vieja, se extrajo una muestra (CV04) que marca un sedimento areno arcillo limoso (valor medio: 6,31 Φ; mal seleccionado: 2,93 Φ).

En el extremo sur de esta área, al norte de la boya 27 (Fig. 31), el material moderno tiende de una arena fina (adyacente a la boya, muestra CP02) a una arena mediana a gruesa con grava (Muestra CP01). Estos sedimentos poseen, en promedio, una selección de 0,57  $\Phi$ , y una media de 1,91  $\Phi$ .



Figura 31.- Sedimentos de fondo del sector noroeste.

En cuanto a las formas de fondo relevantes, en un sector del canal Vieja se evidenciaron dunas medianas (Fig. 32), con valores promedios de 8 m de longitud (L) y 0,5 m de altura (H). Poseen una marcada asimetría, donde el talud presenta una orientación dominante hacia el sureste (Fig. 32b). La configuración de sus crestas, dispuestas en dirección noreste-suroeste, pasa de ser levemente curvada en el tramo norte a sinuosa en el sur. El espesor de la capa sedimentaria donde se desarrollan las mismas alcanza un valor máximo de 0,8 m (Fig. 32c). Estas dunas se continúan hacia el sur y hacia el trayecto del canal Vieja adyacente al flanco norte del banco Los Cuatro Vientos. El sedimento del fondo marino que tapiza este último sector se corresponde con una arena fina fangosa, bien seleccionada (0,63  $\Phi$ ) y con una media de 2,91  $\Phi$  (Muestra CV05).

Una superficie con dunas pequeñas se desarrolla al norte de las medianas y también en un pequeño canal que conecta al canal Principal con el Vieja. Allí, los sedimentos poseen una selección extremadamente mala, tal como lo revela la muestra CV04 (Fig. 31). Las mismas tienen una altura promedio de 0,2 m y un espaciamiento de 4 m. Sus crestas manifiestan un aspecto sinuoso, aunque tienden a ser rectas en pequeños tramos, con una orientación similar a las dunas medianas. Cabe destacar que en el registro de sonar lateral (Fig. 32a), el sedimento donde se desarrollan las dunas medianas y pequeñas presenta una configuración similar a los "parches de arena" (*sand patches*). Este tipo de acumulación es claramente identificable ya que el mismo posee una tonalidad diferente con respecto al material del fondo adyacente.

En el área también se identificaron lineaciones sedimentarias que se presentan como franjas o lineaciones que contrastan con el fondo más reflectivo sobre el cual yacen (Fig. 32a). Las mismas se disponen subparalelas, siguiendo una orientación nor noroeste-sur sureste, con un espaciamiento que promedia los 6 m. Sus longitudes alcanzan hasta 50 m. Las lineaciones sedimentarias registradas en el canal Vieja se manifiestan a partir de los 4 m de profundidad.

Siguiendo hacia el sur, en sectores de mayor profundidad, los sedimentos del fondo conforman los denominados parches de arena. En el registro de sonar lateral de la figura 33, queda bien delimitado este tipo de rasgo morfosedimentológico, ya que su baja reflectividad acústica, evidenciada por la tonalidad clara, permite diferenciarlo del fondo marino adyacente, que contrasta con un matiz más oscuro. En este tipo de acumulación es frecuente encontrar dunas medianas y pequeñas (Fig. 33). Las dunas en este sector presentan una longitud de onda que alcanza como máximo los 6 m y una altura que no supera los 0,6 m. El sedimento (muestra CP01) se clasifica como una arena mediana a

gruesa, con 1,92% de la fracción grava (Fig. 31). Estos materiales están moderadamente bien seleccionados (0,75  $\Phi$ ) y con una media de 1,37  $\Phi$  (arena mediana).



Figura 32.- Rasgos de fondo en el canal Vieja; a): Registro de sonar lateral; b): Registro de ecosonda; c): Sismograma.



Figura 33.- Registro de sonar lateral con rasgos de fondo al norte de la boya 27.

En el área comprendida entre la boya 27 y el canal de acceso a puerto Belgrano, las muestras de fondo marcan una dominancia de sedimentos arenosos, aunque en determinados sectores también resultó importante el porcentaje de las fracciones limo y grava (Fig. 34). El sector noroeste del flanco sur del banco Los Cuatro Vientos posee sedimentos pobremente seleccionados (1,59  $\Phi$ ), tal como lo refleja la muestra CP03. La media abarca el rango de las arenas finas (2,33  $\Phi$ ) y además estos sedimentos tienen un 6,4% de grava. Hacia el sureste, sobre el flanco sur del mencionado banco, se depositan sedimentos mas finos que están representados por la muestra CP05, la cual posee una media de 5,20  $\Phi$  y una selección de 2,40  $\Phi$  (muy pobre). Siguiendo en la misma dirección, la muestra CP07 marca que los sedimentos presentan características similares a los anteriores. De esta manera están constituidos por una arena fina limo arcillosa (media 5,22  $\Phi$ ), aunque poseen una selección extremadamente mala y además contienen un mínimo porcentaje de fracción grava.

En la región comprendida entre el flanco sur del banco Los Cuatro Vientos y el sector navegable del canal Principal, entre las boyas 24 y 26, se desarrolla un alto topográfico, con una configuración en espiga, la cual posee un diseño alargado en sentido noroeste-sureste. Allí los sedimentos de fondo corresponden a la fracción arena fina a mediana, aunque cerca de la boya 26 la muestra CP04 posee 4,14% de grava (Media: 1,63 Φ; Selección: 0,83 Φ). La muestra CP06, ubicada más al sureste, refleja una media de 2,21 Ф y una selección de  $0,34 \Phi$  (Fig. 34). Sobre esta espiga submarina, los sedimentos marinos se integran sustancialmente a un campo de dunas que se desarrolla en esta zona. Así, entre las boyas 25 y 26 se han identificado dunas grandes (Fig. 35a y b), que alcanzan longitudes de onda cercanas a los 100 m y alturas de hasta 2 m (Fig. 35b). Las crestas de estas dunas se manifiestan con suaves curvaturas y poseen una alineación noreste-suroeste. A su vez las geoformas evidencian una marcada asimetría, cuyo talud se direcciona al sureste. Sobre la rampa, se desarrollan dunas pequeñas (L= 5 m, H= 0,35 m), y hacia el sur se asocian dunas de crestas sinuosas (Fig. 35a), que presentan una longitud de onda variable entre 10 m y 20 m, y una altura que no supera 1 m. Estas últimas, revelan una asimetría concordante con las dunas grandes.

En el perfil S-S' se encuentra marcado el piso de los sedimentos de fondo, que en este caso está representado por el techo de la secuencia sísmica S5b (Fig. 35c). El mismo se manifiesta como un reflector continuo, que disminuye su profundidad en el sector donde se desarrollan las dunas grandes. Hacia arriba, el material sedimentario superficial manifiesta cierta transparencia acústica, culminando en un reflector bien definido y de alto contraste. Los sedimentos de este sector, están representados por arena fina a mediana

(muestra CP04, Fig. 34). El contenido de grava y una selección moderada (0,83  $\Phi$ ), caracterizan a esta muestra cuya media se ubica en la fracción de arena mediana (1,63  $\Phi$ ). El máximo espesor de la cobertura sedimentaria, medido en el sector de cresta de las dunas grandes, alcanza los 3,25 m de potencia.



Figura 34.- Sedimentos de fondo del sector sureste.



Hacia el sureste de la espiga mencionada, hasta profundidades cercanas a los 10 m, se desarrolla un campo de dunas medianas (7,5 m < L < 10 m y 0,55 m < H < 1 m) que en planta presentan crestas subparalelas y sinuosas (Fig. 36a). En el perfil batimétrico, se aprecia la asimetría de las dunas (Fig. 36b), cuya dirección de avance es hacia la parte externa del estuario. También, el perfil denota un aumento de profundidad hacia el sur, y cuando los sedimentos de fondo se localizan a partir de la isobata de 11 m, generalmente desaparecen dando lugar al afloramiento de S5b (Fig. 36c). Los sedimentos en este sector son arenas finas a medianas (Media: 2,21  $\Phi$ ; muestra CP06), de muy buena selección (0,34  $\Phi$ ).

Sobre el veril sur del banco Los Cuatro Vientos, en cotas menores a 6 m, los sedimentos tienden a ser más finos, tal como lo señala la muestra CP05. Aquí también se registraron dunas, pero con la particularidad de que sus crestas son entrecruzadas (Fig. 36d), las cuales se orientan según dos direcciones dominantes, nor noroeste-sur sureste y este-oeste. Las crestas se manifiestan rectas a levemente sinuosas. En el perfil F-F', se aprecia una tenue asimetría direccionada hacia el sureste (Fig. 36e). En tanto que, al noroeste, se asocian dunas con longitudes de onda cercanas a los 10 m y amplitudes que oscilan entre 0,5 m y 0,8 m. Sus crestas son paralelas, rectas pero con algunos trayectos curvos, y alineadas con un sentido norte-sur.

La prolongación submarina de la punta sureste del banco Los Cuatro Vientos refleja dos tipos de sedimentos de fondo (Fig. 34). Así, la muestra CP08, situada sobre el flanco sur, señala un limo arcillo arenoso muy pobremente seleccionado (2,38  $\Phi$ ) y con una media de 6,92  $\Phi$ . En tanto que sobre la cresta de esta punta, los sedimentos son más gruesos, y están conformados por una arena fina limo arcillosa, con un pequeño porcentaje de la fracción grava. Estos materiales están representados por la muestra CP09 que posee una media de 5,20  $\Phi$  (fracción limo), y una mala selección (2,71  $\Phi$ ).

Al este de la boya 23 se puede diferenciar acústicamente al sedimento suelto superficial de los materiales relativamente compactados correspondientes a la secuencia aflorante adyacente (S5c). Además, se destaca un escalón topográfico que separa a ambos tipos de depósitos. También se nota un bandeado tenue, representado por franjas de pequeño espesor que alternan matices, que constituyen la estratificación interna de los sedimentos de fondo. Así, en el sismograma de la figura 37b, se aprecian los reflectores internos de los depósitos sedimentarios modernos, cuyo diseño semeja a suaves lomadas.

En el área de la boca del canal Vieja (Fig. 34), las muestras recolectadas indican una

arena arcillo limosa. El material que constituye el sector más profundo del canal (muestra CV07) presenta algo de fracción grava (5,48 %) y un valor de media de 4,04  $\Phi$ . En tanto, hacia el veril norte (muestra CV08) el tamaño medio es sensiblemente más fino (6,89  $\Phi$ ), mientras que su selección es muy pobre (2,42  $\Phi$ ).

Los sedimentos de fondo del canal Villa del Mar evidencian una tendencia a disminuir su tamaño de grano hacia el interior del mismo. Así lo reflejan las muestras CVM01 y CVM02 (Fig. 34), donde se aprecia que la primera de ellas corresponde a una arena arcillo limosa, cuya media de 4,88  $\Phi$  está en el rango del limo. La selección de esta muestra es muy pobre (2,59  $\Phi$ ). Por su parte, los materiales representados por CVM02 indican sedimentos limo arcillosos con escaso porcentaje de arena muy fina (valor medio: 7,46  $\Phi$ ), siendo su selección muy pobre (2,06  $\Phi$ ).

En el extremo sureste del alto topográfico que separa a los canales Vieja y Villa del Mar, se recolectó la muestra CP10 (Fig. 34). El análisis textural de la misma indica que se compone de una arena arcillo limosa, con una selección extremadamente pobre (2,66  $\Phi$ ). La media de estos sedimentos es de 6,04  $\Phi$ .

Al sureste de puerto Belgrano, en un área contigua a su canal de acceso, los sedimentos de fondo tienen la particularidad de contener la fracción grava en considerable proporción. Esto queda expuesto en las muestras CP11, CP12 y CP13 (Fig. 34). La primera de ellas revela la presencia de una grava arenosa en el fondo marino. Los parámetros estadísticos indican una media de 0,85  $\Phi$  y una selección extremadamente pobre (2,74  $\Phi$ ). Las muestras CP12 y CP13 están constituidas por una arena gravosa, con diferentes porcentajes de limo-arcilla. En promedio ambas muestras poseen una selección extremadamente pobre y una media que ronda los 2,14  $\Phi$ .

La registración con sonar lateral en cercanías del canal Villa del Mar evidencia que los sedimentos de fondo se manifiestan muy reflectivos (Fig. 38). Este tipo de fondo marino, coherente con sedimentos de fracción granulométrica gruesa, también ha sido observado al oeste de la boya 3. De hecho, en ese sector los materiales de fondo están representados por una grava arenosa (Muestra CP11). No obstante, en el sonograma de la figura 38 se nota que hacia el oeste el fondo posee una respuesta acústica con tonalidad mas clara, lo cual indica una variación lateral de los sedimentos superficiales. Así, en esa dirección y a profundidades acotadas entre las isobatas de 2 m y 4 m, se ha obtenido la muestra CP09 (arena fina limo arcillosa). Esta diferencia entre las fracciones de los sedimentos muestreados, explica la diferente respuesta acústica de los materiales, manifiesta en una



tonalidad variable en el sonograma (Fig. 38).

Figura 36.- Dunas en el flanco norte del canal Principal; a) y d): Registros de sonar lateral; b) y e): Registros de ecosonda; c): Registro sísmico.





- Figura 37.- Estratificación en sedimentos de fondo;
  - **a)**: Registro de sonar lateral; **b)**: Sismograma.



Figura 38.- Registro de sonar lateral donde se muestra un fondo muy reflectivo.

## **CAPÍTULO IV**

## DISCUSIÓN

## SECUENCIAS SÍSMICAS: CORRELACIÓN GEOLÓGICA Y PALEOAMBIENTAL

Durante las últimas décadas, los métodos de prospección sismoacústicos se han constituido en una importante herramienta para la obtención de resultados conducentes a la realización de estudios morfológicos y sismoestratigráficos. A través de ellos, se analizan cambios del nivel del mar, paleoambientes sedimentarios y procesos evolutivos. Dichas investigaciones involucran diversas plataformas continentales y regiones costeras, particularmente aquellas afectadas por los cambios ocurridos durante el Cuaternario (Damuth 1980; Anderson *et al.* 1992; Riggs *et al.* 1992; García-Gil *et al.* 2000; Karisiddaiah *et al.* 2002; Wellner y Bartek 2003; Corrêa *et al.* 2005; Sloss *et al.* 2006; Artusi y Figueiredo Jr. 2007; entre otros). Particularmente, en el estuario de Bahía Blanca, en los últimos 20 años se han realizado investigaciones oceanográficas donde los relevamientos geofísicos de alta resolución se constituyen en una de las metodologías principales para analizar, interpretar y caracterizar el fondo y subfondo marino de la región (Aliotta 1987; Aliotta y Perillo 1987, 1990; Aliotta y Lizasoain 1997, 1998; Aliotta *et al.* 2001, 2002, 2004; Ginsberg *et al.* 2001, 2003; Cuadrado *et al.* 2003; Spagnuolo 2005; Vecchi *et al.* 2005, 2008).

La caracterización litológica de las secuencias sísmicas definidas en el subfondo marino del área considerada en este trabajo de tesis, resulta necesaria para la interpretación estratigráfica de la región costero-marina entre Bahía Blanca y Punta Alta. De hecho, la sísmica de alta resolución, en conjunto con perforaciones y testigos, así como datos bioestratigráficos, constituyen una valiosa asociación para el análisis de los procesos evolutivos que actuaron en los márgenes costeros (Suba Raju *et al.* 1991; Evans *et al.* 1992; Weber *et al.* 2004; Tesson *et al.* 2005). Para concretar la correlación sismo-litológica de las secuencias identificadas en el estuario de Bahía Blanca, se utilizaron datos de perforaciones (Nedeco-Arconsult 1983), realizadas durante las tareas de profundización del canal de acceso a los puertos de la zona.

Los materiales más antiguos identificados con los métodos sismoacústicos empleados durante los relevamientos, poseen la característica de actuar como basamento para los depósitos sedimentarios previos y posteriores a la transgresión holocena. De acuerdo a las perforaciones, están constituidos, en parte, por una arcilla limosa dura, de coloración marrón clara a rojiza, representados por la denominada secuencia S1 (Fig. 39). En tanto, en otros sectores, se manifiesta dominante un limo areno arcilloso cementado, de color marrón claro, que contiene niveles arcillosos compactados, clasificado como secuencia S2 (Fig. 39). Si se tiene en cuenta las características sedimentológicas y texturales de estos materiales, como ser color, litología y grado de compactación o cementación, en una primera apreciación general, los mismos poseen una similitud con los "sedimentos pampianos" que Fidalgo *et al.* (1975) reconocieran en la zona de Bahía Blanca.

En particular, se ha notado que las propiedades de los sedimentos correspondientes a S1, son similares a otros depósitos reconocidos en el interior del estuario (Aliotta *et al.* 1996a, 1996b, 2004) y en la parte más externa, frente a la localidad de Punta Alta (Spagnuolo 2005), lo cual hacen posible la correlación de la unidad S1 con la Formación Arroyo Chasicó (Mioceno tardío), de amplia difusión al noroeste de Bahía Blanca (Tonni *et al.* 1998, Zárate *et al.* 2007). Así, en un perfil representativo de la unidad geomorfológica "nivel de planación general", descripta por González Uriarte (1984), se cita un subyacente profundo, de limolitas de importante espesor, perteneciente a la formación mencionada.

En la región marina, según lo enunciado por 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. Esta cota resulta coincidente con el techo de S1 en aquellas zonas correspondientes al extremo sureste del área investigada, es decir hacia el exterior del estuario. En cambio, hacia el norte de la boya 29 la secuencia S1 configura un alto, y queda expuesta en el fondo debido a las actividades de dragado. Esta intervención antrópica condiciona su aparición en el subfondo marino a partir de los 11 m desde el plano de reducción local (Fig. 39).

La estructura interna de S1, se caracteriza por la presencia de reflectores sísmicos escasos y aislados, que han sido observados tanto en la región adyacente a Puerto Belgrano como en la parte interna del estuario. Justamente, en un área situada al norte de la boya 30, se ha detectado una estructura sísmica vinculada a la configuración de un antiguo cauce (Fig. 40). Este rasgo sismoestratigráfico indicaría que los sedimentos correspondientes a S1 se vinculan con antiguos ambientes de sedimentación de carácter fluvial. Asimismo, es de destacar, que el hallazgo de este paleocanal resulta una evidencia novedosa en el subfondo marino del estuario, ya que ella se constituye en una prueba estratigráfica de la existencia del antiguo drenaje contemporáneo con la sedimentación de la Formación Arroyo Chasicó. En concordancia, Zambrano (1976) señala un ambiente deposicional de llanura aluvial madura para los depósitos que constituyen a dicha formación.

En tanto que, Zárate *et al.* (2007), interpretan para las diferentes litofacies de la Formación Arroyo Chasicó, identificadas en afloramientos cercanos a la laguna homónima, procesos episódicos de sedimentación fluvial, entre los que predominan depósitos de barra de canal, flujos densos de canal marginal y ambientes de planicie de inundación, así como también ambientes pantanosos.

Del análisis sísmico del antiguo cauce fluvial registrado se determina que su paleocurso se habría desarrollado con un rumbo noroeste-sureste (Fig. 40). Dicho tramo posee una orientación similar a lo que hoy representa el canal Principal del estuario. La tendencia que insinúa el lineamiento del paleocauce hacia la parte continental ubicada al noroeste, permite vincular los depósitos representados por S1 en el canal Principal con aquellos descritos por Zárate *et al.* (2007) en cercanías de la laguna Chasicó. En base a esto resulta muy probable la existencia de un paleodrenaje de orientación noroeste-sureste, cuyos depósitos conformaron, en parte, a la Formación Arroyo Chasicó. Además, la presencia del paleocauce sugiere que durante su funcionalidad, el antiguo sistema fluvial respondía a un nivel de base que reflejaba un nivel medio del mar bastante inferior al actual. Así, con un mar lejos, en la región dominaban los depósitos sedimentarios de origen fluvial y eólico, determinando un paleoambiente marcado por el dominio continental.

La columna sismoestratigráfica definida en el área de trabajo continua hacia arriba con la secuencia sísmica S2. La misma, como se mencionara previamente (Fig. 39), se halla constituida por un limo areno arcilloso cementado, cuyo color se manifiesta variable entre gris oscuro y marrón claro. Como se evidenció en los registros sísmicos y de sonar lateral, esta unidad también se encuentra aflorante en el fondo del canal Principal. Su distribución areal se observa en los mapas de las figuras 18 y 19. En trabajos previos realizados dentro del estuario (Aliotta *et al.* 1991, 1992; Aliotta y Lizasoain 1998; Spagnuolo 2005) se han reconocido secuencias sedimentarias con características afines a los materiales encuadrados dentro de S2. Esto permite asociar a la sedimentita identificada en el subfondo marino con la Formación Pampiano, cuyos depósitos de origen fluvio-eólico, pliopleistocenos, poseen gran distribución en la provincia de Buenos Aires (Fidalgo *et al.* 1975). Los mismos, conforman el sustrato compactado sobre el cual, en la parte costera de Bahía Blanca, se depositan los sedimentos movilizados durante el proceso transgresivo-regresivo holoceno (Aliotta y Farinati 1990, Aliotta *et al.* 1996b).

La configuración acústica de S2 es semi-transparente en la parte interna del estuario. Hacia la boca del mismo, resulta frecuente la estructura sedimentaria horizontal, marcada por reflectores subparalelos cuya señal acústica usualmente es discontinua. Por otro lado, facies de pequeños canales identificados dentro de la estructura interna de S2 confirman la intervención fluvial en la génesis de la secuencia, indicando un ambiente de depositación de dominio continental, similar a lo expresado para S1. Asimismo, este tipo de ambientes durante el Plio-Pleistoceno, ha dejado registros estratigráficos en otros sectores de la costa argentina. De hecho, en la llanura costera de la cabecera del río de la Plata, Cavalloto *et al.* (2005) mencionan a unos limos arcillo-arenosos de color castaño con calcáreos de origen continental, como pertenecientes a la secuencia depositacional Puerto Olivos, la cual resulta equivalente con la Formación Pampiano. Por su parte, Rabassa *et al.* (2005) correlacionan las glaciaciones de la Patagonia con las unidades de la región Pampiana, y para el Plioceno al Pleistoceno tardío, interpretan condiciones donde se duplicaron las áreas continentales emergidas y reducciones de hasta 100 m-140 m del nivel del mar durante los episodios de máximo glacial.

Otra característica a remarcar es que el techo de la secuencia S2 está definido por una superficie de discontinuidad, que va disminuyendo gradualmente su profundidad en dirección noreste, hacia el continente. El carácter sismoestratigráfico de dicha discontinuidad (intensidad de respuesta acústica, continuidad lateral) es indicativo que sobre la misma habrían actuado procesos erosivos. Los mismos son corroborados por la configuración de pequeños resaltos y escalones que posee dicha superficie de discontinuidad (Fig. 19b y c).



Figura 39.- Correlación de las secuencias S1 y S2 con datos de perforaciones.



Figura 40.- Detalle de estructura interna de la secuencia S1.

En la zona del área de estudio adyacente a Puerto Belgrano, se han definido los materiales correspondientes a la secuencia sísmica S3a. Al este del sector que comprende el trabajo de tesis, esta unidad también fue determinada por Spagnuolo (2005). Este autor correlacionó a dicha secuencia con perforaciones realizadas por OILTANKING EBYTEM (2000), estableciendo una composición de arena fina a mediana, con niveles enriquecidos en limo y variaciones en su grado de compactación. Esta litología es acorde a la respuesta acústica de la secuencia, la cual se manifiesta bastante transparente y homogénea (Fig. 21a, b y c). La base de S3a está constituida por una superficie de discontinuidad erosiva, claramente atestiguada por la presencia de cortes en "v" asociados a paleocanales labrados sobre S2 (Fig. 41a y b). Estas antiguas estructuras fluviales, confirman el proceso erosivo que actuó sobre los "sedimentos pampianos", que conjuntamente con un importante aporte sedimentario continental, manifiesto por su elevada continuidad lateral, dio origen al desarrollo de la secuencia. A esta unidad temporalmente se la ubica en un período con el nivel del mar por debajo del actual.

Los paleocanales configurados por el límite basal de S3a, han sido identificados tanto en perfiles paralelos como perpendiculares a la costa adyacente. Del análisis de su distribución surge que ellos manifiestan un aparente vínculo con el sector costerocontinental que emerge hacia el norte. La marcada pendiente de los paleocauces, así como su diseño bastante irregular sugiere un proceso inicial en donde la incisión y erosión del sustrato (aquí representado por S2) ha sido consecuencia de una importante acción erosiva fluvial. En concordancia con el proceso geológico enunciado, Zavala y Quattrocchio (2001) proponen un modelo evolutivo para las secuencias fluviales del suroeste de la provincia de Buenos Aires, donde la primer etapa es de erosión / no depositación.

Los reflectores presentes en las incisiones que constituyen los paleocanales, evidencian la paulatina colmatación de los mismos. Esta característica resulta evidente en los sismogramas de detalle representados en la figura 41a y b, donde claramente se aprecia la estructura del relleno de los paleocauces. Este soterramiento de los cauces denota el consecuente cambio de nivel de base del sistema fluvial, lo cual habría derivado en una migración de los tributarios fluviales. Este fenómeno geológico que implica el desplazamiento de antiguos cauces, es una característica común de diferentes cursos hídricos que actuaron y persisten a lo largo de la costa bonaerense (Schillizzi *et al.* 1992; Bayón y Zavala 1997; Spalletti e Isla 2003).

La configuración sísmica de la secuencia S3a se manifiesta bastante homogénea y relativamente transparente. Esta particularidad 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. La registración de esta secuencia determina que, especialmente en la parte media y superior de la unidad, se aprecian algunos reflectores horizontales y otros levemente curvos formando concavidades. Esto representa un cambio litológico parcial en la secuencia, posiblemente vinculado a diferentes pulsos de depositación del material sedimentario, con reactivaciones esporádicas de pequeños cursos fluviales. La sección superior de la unidad S3a, desde un punto de vista paleoambiental, se correspondería con depósitos cercanos al nivel de base del río, que en términos de facies distales se caracterizan, según el concepto de Nichols y Fisher (2007), por mantos de areniscas, sedimentos de derrames terminales y la presencia de pequeños canales y depósitos pobremente canalizados.

El origen fluvial de la secuencia queda establecido por su continuidad lateral con aquella unidad descripta y definida por Spagnuolo (2005), y sobre todo por la presencia de estructuras de paleocanales fluviales en el subfondo marino (Fig. 42a y b). Estas características geológicas y la posición geográfica de los paleocauces permiten asociar a la unidad S3a con depósitos sedimentarios de una antigua desembocadura del río Napostá Chico. Así, concordantemente a lo expresado por Spagnuolo (2005), la secuencia sedimentaria S3a representa el frente de un antiguo cono aluvial desarrollado antes del avance marino holoceno. La configuración sísmica de S3a en el subfondo marino, así como el diseño de su distribución areal vista en planta (Fig. 42), poseen gran similitud con depósitos fluviales de zona distal propuestos por Nichols y Fisher (2007) (Fig. 43a). La información sísmica obtenida en el área de estudio ha posibilitado determinar el límite lateral oeste de la secuencia, con lo cual se constituye un diseño en forma de lóbulo. Es probable que S3a se continúe hacia el continente, y en menor medida hacia el sur (Ver mapa de la figura 42), mientras que hacia el este se acuña debido a un alto del basamento, representado por S2 (Spagnuolo, 2005).

Las características litológicas y sismoestratigráficas permiten asociar a la unidad S3a con un paleoambiente vinculado a la parte terminal de la cuenca hídrica del río Napostá Chico, cercana a la desembocadura. En el área habría sido frecuente el desarrollo de llanuras aluviales, probablemente con forma de cono o abanico, en las cuales habrían actuado pequeños cursos fluviales bajo un diseño dendrítico (Fig. 42). En el perfil 3D de la figura 43b se manifiesta la configuración y distribución espacial de S3a. Allí se aprecian los límites laterales de la llanura aluvial del depósito fluvial, y su forma de cuña, tanto al este como al oeste (Fig. 43b). El diseño 3D que muestra la distribución espacial de la secuencia S3a, determina la gran similitud de esta unidad con aquellas originadas por sistemas

la probable migración de los cursos fluviales.



Figura 41.- Detalle de paleocanales en la base de la secuencia S3a.





Figura 43.- Esquema sismoestratigráfico y distribución espacial de S3a (a) Modificado de Nichols y Fisher 2007).

Hacia el interior del estuario, desde el flanco sur del banco Los Cuatro Vientos hasta la boya 31, se localiza a la secuencia sismoestratigráfica S3b. Según datos de perforaciones (Nedeco-Arconsult 1983), la misma se encuentra representada por una arena fina arcillosa, grisácea y medianamente compactada (Fig. 39 y 44a). El contacto con la secuencia inferior (S2) es a través de una superficie de discontinuidad acústicamente bien definida, cuyo diseño es suavemente ondulado. Dentro de las características litológicas de S3b se mencionan trozos de arcilla dura y de limo cementado, lo cual indica la acción de un proceso erosivo que actuó sobre el sustrato. La dureza del basamento erodado (secuencia S2) sugiere la intervención de un agente de mediana a alta energía, probablemente con una influencia fluvial preponderante. Al respecto, González Uriarte (1984) menciona que en la zona del estuario de Bahía Blanca actuó una vía de paleoescurrimiento, la cual probablemente se desarrollaba según un lineamiento caracterizado por la depresión Chasicó-Salinas Chicas-Salitral de la Vidriera y Canal Principal, cuyo drenaje aportó sedimentos a la región bajo características deltaicas.

Es de destacar que en el veril oeste del canal Principal, S3b posee una estructura interna inclinada y progradante hacia el este (Fig. 44a, b, c y d), lo cual indica un sentido aparente de sedimentación. Un análisis específico de la configuración interna de S3b, refleja una asociación entre su estructura progradante oblicua tangencial (Fig. 44 a y c) y aquella mencionada como *shingled*, denominadas así según la clasificación de Mitchum *et al.* (1977). Este tipo de diseños sismoestratigráficos se vinculan a depósitos generados por un aporte sedimentario relativamente alto, durante un período con el nivel del mar estacionario, y en un ambiente de aguas poco profundas. De ello se desprende la preponderante influencia fluvial que actuó en la región, conformando un ambiente con elevada depositación sedimentaria, reflejado en el gran desarrollo areal de la secuencia S3b. La identificación de configuraciones internas tipo divergente (Mitchum *et al.* 1977), como en el caso de la figura 44d, confirma el crecimiento lateral de la unidad durante la depositación de los sedimentos. Además, dicha disposición de los reflectores, se asocia con la inclinación aparente hacia el noreste de la superficie subyacente, representada por el piso de S3b.

De acuerdo a lo expresado, el patrón de las estructuras sedimentarias características de S3b manifiesta algunas variaciones. Así, en el perfil sísmico representado por la figura 44b, se han observado reflectores subparalelos entre si y con menor inclinación que en las estructuras progradante oblicua, divergente y *shingled*. Los mismos usualmente se sitúan en la parte superior de la secuencia S3b. Al respecto, Liquete *et al.* (2008) evidenciaron un diseño similar, con facies subparalelas ubicadas en el tope de secuencias sísmicas identificadas cerca de la desembocadura del río Llobregat (España). Dichos autores, en

concordancia con el ambiente depositacional propuesto para S3b, vinculan a este tipo de configuración con depósitos deltaicos horizontales. Por otra parte, dentro del estuario de Bahía Blanca, Aliotta *et al.* (2004) diferenciaron una facies sísmica con estratificación paralela-subparalela y de elevada continuidad lateral, que asociaron con facies de llanura de inundación desarrolladas durante el antiguo ambiente fluvio-deltaico pleistoceno.

El techo de la secuencia S3b es una superficie de discontinuidad, que en algunos sectores configura el límite basal de estructuras de paleocanales (Fig. 22a), con típico corte en "v". Este rasgo, conjuntamente con la terminación *toplap* de los reflectores internos de la unidad (Fig. 22b, *T*; 44a, c y d, *T*), sustenta el carácter erosivo del techo de S3b. El truncamiento de la parte superior de los estratos, y la configuración progradante oblicua, frecuente en los perfiles analizados, permiten interpretar que las condiciones paleoambientales durante la depositación de S3b no favorecían un proceso de agradación vertical de los sedimentos, sino que dominaban los depósitos con avance lateral. De manera análoga, Gökaşan *et al.* (2005) han identificado similares configuraciones sísmicas en los reflectores internos de una parasecuencia deltaica. En base a ello, dichos autores manifiestan condiciones de sedimentación semejantes a las descritas para S3b, con lo cual se reafirma que en acumulaciones deltaicas tipo lóbulo predomina el desarrollo o crecimiento lateral.

En particular, la configuración sísmica de la secuencia S3b, así como su litología (sedimentos areno arcillosos grises, medianamente compactados, figura 44a), se asocia con un ambiente de sedimentación fluvio-deltaico. Este tipo de materiales, caracterizados hacia el oeste (interior de los canales Tierra Firme y Tres Brazas) por facies acústicas con estratificación paralela-subparalela (suave inclinación y elevada continuidad lateral) y configuraciones progradantes y rellenos de paleocanales, fueron determinados por Aliotta et al. (2004). A la secuencia definida en el presente trabajo como S3b, se la correlaciona con la unidad sismoestratigráfica identificada por Aliotta et al. (2004), y se la vincula al paleoambiente fluvio-deltaico pleistoceno, que integraba a la antigua cuenca hídrica del río Colorado. Al respecto, González Uriarte (1984), en su trabajo que abarca la zona costera continental al sur de Bahía Blanca, hace mención de un paleodelta desarrollado en el dominio de la cuenca del Colorado. Asimismo, Spalletti e Isla (2003), a partir del análisis de imágenes satelitales, delimitaron paleolóbulos deltaicos del río Colorado, y definieron como lóbulo 2 al correspondiente a la región del estuario de Bahía Blanca, fuertemente degradado por la acción de las mareas. Por otro lado, Aliotta et al. (1999) determinan en el subsuelo de la plataforma marina adyacente a la región costera, materiales limo arcillosos, los cuales asignan a la parte terminal de un antiguo ambiente deltaico del río Colorado. En lo que

respecta al área del trabajo de tesis, determinando la posición en el subsuelo marino de S3b, se ha inferido el límite lateral este del lóbulo sedimentario depositado bajo un paleoambiente de delta (Ver mapa de la figura 44). Al este del canal Principal el límite de la parte distal del lóbulo deltaico fue evidenciado sísmicamente en algunos perfiles, y adquiere un diseño que resulta paralelo a los flancos occidentales de las actuales islas del Globo. En tanto, hacia el oeste-suroeste, la secuencia posee continuidad notándose, generalmente, un aumento de su espesor.

Atendiendo la posición sismoestratigráfica de los materiales representados por S3b, la depositación de ellos habría ocurrido en el mismo espacio temporal que la sedimentación de la secuencia S3a, presente hacia el exterior del estuario. No obstante, la localización geográfica y configuración sísmica de ambas unidades evidencia que S3a y S3b fueron originadas a partir de cuencas de drenaje diferentes.



Figura 44.- Correlación litológica y configuración sísmica característica de la secuencia S3b.

Sobre el techo de S3b, conformado por una superficie de discordancia erosiva, se encuentra un paquete sedimentario correspondiente a la secuencia S4 (Fig. 23b y c). Esta unidad, según la correlación con perforaciones, se compone de sedimentos arcillosos, de compactación débil y coloración gris, con intercalaciones de estratos de arena fina (Fig. 39 y 45a). La relativa dureza de estos materiales resulta evidente en las estructuras relícticas pertenecientes a S4, que han sido identificadas en los registros de sonar lateral (Fig. 23a).

En determinados sectores de la sección inferior de S4, se han identificado pequeños paleocauces, cuya superficie erosiva basal está conformada por el piso de la secuencia. Estas antiguas estructuras han sido evidenciadas en el subsuelo marino, tanto al este como al oeste del canal Principal. Los rellenos sedimentarios de los paleocauces manifiestan configuraciones que varían entre progradantes, divergentes y complejas (Fig. 45b y c). Dichas facies sísmicas se relacionan, generalmente, con una sedimentación de grano grueso y energía relativamente elevada (Riggs *et al.* 1992; Nordfjord *et al.* 2005; Mallinson *et al.* 2005). Por lo cual, el material de relleno de las incisiones que constituyen los paleocauces corresponderían a sedimentos predominantemente arenosos.

Según Gibling (2006), el análisis geométrico de los cuerpos de canales fluviales revela que aquellos cauces con estructuras de relleno asimétricas se forman por acreción lateral de barras en los flancos adyacentes a los canales. Por otro lado, dicho autor menciona que las configuraciones simétricas (reflectores curvos y subparalelos entre si), representan un relleno progresivo del canal, por depositación en su base y acreción en los márgenes del cauce. Comparativamente, aunque a pequeña escala, estas configuraciones han sido identificadas en los paleocanales presentes en S4 (Fig. 46). En base al arreglo sísmico de los reflectores y colmatación de los cauces, se deduce que la acreción lateral dominó en aquellos cauces donde las estructuras sedimentarias reflejan un diseño complejo. Por otro lado, donde los reflectores manifiestan relativa simetría entre sí, el proceso de agradación vertical habría sido el dominante. Se destaca que ambas estructuras de relleno, simétricas como asimétricas, se presentan combinadas en varios de los paleocauces identificados. Esta característica es apreciable en los sismogramas de detalle representados en la figura 46. De acuerdo a lo expresado, se desprende que el desarrollo de la depositación sedimentaria fue reduciendo el área de la sección transversal de los antiguos cauces, hasta lograr su colmatación.

La distribución areal de los paleocauces evidenciados en la base de S4 ha sido representada en el mapa de la figura 47. En un sector del flanco este del canal Principal, en base a la identificación de estas antiguas estructuras fluviales, se ha realizado un esquema

3D, con lo cual se pudo reconstruir el diseño del paleodrenaje (Fig. 47). Así, se define para los antiguos cursos una orientación noroeste-sureste, con lo cual resulta posible asociar estas vías de escurrimiento con la zona continental ubicada al noroeste del área de estudio. Es probable que estos antiguos cursos estén vinculados con la vía de escurrimiento regional que integraba al paleodelta del río Colorado. Su configuración permite relacionarlos con antiguos distributarios de un sistema de drenaje con características similares al ambiente deltaico. Esta asociación resulta posible, tal como lo demuestra la comparación entre las dimensiones de los paleocauces presentes en S4 con aquellas mencionadas por Gibling (2006). Así, dicho autor dimensiona para los cursos distributarios de un delta, un espesor de entre 1 m y 35 m, y un ancho cuyo rango común es de 10 m a 300 m. En aproximación, los antiguos cauces identificados en la secuencia S4 poseen un ancho variable entre 10 m y 50 m, mientras que la profundidad de los cauces oscila entre 1 m-4 m.

El límite oriental de la secuencia S4 parece extenderse más allá del flanco este del canal Vieja (Fig. 45). La alta reflectividad de la superficie de discontinuidad que actúa como piso de S4, permite inferir que antes de la depositación de dicha secuencia, pudo haber existido un lapso considerable en donde el techo de S3b actuó como una plataforma expuesta a factores erosivos. Evidentemente, los paleocauces identificados en la base de la secuencia reflejan esta característica geológica. Como se analizó previamente, la configuración interna de los sedimentos que rellenan los antiguos cauces delata un proceso de colmatación. Hacia arriba, el crecimiento lateral de la secuencia habría sucedido con relativa continuidad, tal como lo marca la estratificación con inclinación aparente hacia el este. Probablemente esta facies superior responda a un ambiente relacionado con depósitos de la parte distal de una planicie marginal dentro del ambiente deltaico. Esto sería consecuencia de la migración lateral del sistema fluvial-deltaico, en respuesta al desplazamiento hacia el sur de la antigua red de drenaje. Uno de los factores que incidieron en esta migración habría sido el ascenso del nivel del mar. Al respecto, en un estudio regional, Spalletti e Isla (2003) proponen cambios del nivel de base del antiguo sistema deltaico del Colorado, debido a oscilaciones relativas del nivel del mar.

Por la extensión y estructuras sedimentarias de los materiales que constituyen las unidades S3b y S4, se considera que dichas secuencias habrían sido depositadas bajo un paleoambiente fluvio-deltaico desarrollado durante el Pleistoceno-Holoceno. Secuencias sedimentarias y configuraciones sísmicas asociadas a este paleoambiente, han sido evidenciadas en otras zonas del estuario (Aliotta *et al.* 1991, 1999, 2004). Dentro del contexto ambiental deltaico, los depósitos que conforman a S3b y S4 se corresponden con la zona lateral del lóbulo del paleodelta correspondiente a la antigua cuenca hídrica que

integraba al río Colorado. Esta hipótesis es concordante con lo establecido por Spalletti e Isla (2003) quienes ubican en el área del presente estudio, un antiguo lóbulo deltaico del Colorado, actualmente inactivo y en continuo estado de destrucción por mareas. Asimismo, Aliotta *et al.* (1999) mencionan, en la zona externa del estuario de Bahía Blanca y Bahía Anegada, sedimentos limo-arcillosos correspondientes a un amplio paleoambiente deltaico de vasta difusión regional, asociado al mencionado río.

El análisis de las estructuras sedimentarias de S3b y S4, conjuntamente con la interpretación de modelos evolutivos de sistemas deltaicos (Fig. 48a), permitió elaborar un perfil representativo del sector donde fueron caracterizadas ambas secuencias (Fig. 48b). En S3b, los reflectores poseen mayor inclinación cuando se sitúan más cerca del centro del lóbulo deltaico o del sistema de drenaje principal, mientras que tienden a ser horizontales y/o copiar la topografía preexistente a medida que se localizan en la parte más distal (Fig. 48b). La secuencia S3b, fue afectada por una acción erosiva posterior, reflejado en la configuración *toplap* en el techo de la unidad (Fig. 44a, c y d, 7). Este proceso geológico, habría estado vinculado con pulsos de reactivación de distributarios fluviales, evidenciado por los pequeños paleocanales situados en la base de S4 (Fig. 45, 46). Estos antiguos cauces estuvieron asociados al paleoescurrimiento regional que actuó en la zona. Así, S4 responde a una sedimentación relativamente constante, tal como lo manifiesta la colmatación de los paleocauces. Probablemente, la sección superior de S4, refleja características sedimentarias similares al ambiente aluvial, vinculado con una planicie deltaica.

La extensión hacia el este de las unidades S3b y S4, se relaciona con la evolución del lóbulo deltaico generado por el antiguo sistema de drenaje regional. Este desarrollo lateral fue limitado en parte por la superficie basal, evidenciada por una disminución de profundidad del techo de la secuencia subyacente (dependiendo del sector puede ser S1 o S2). A estas limitaciones topográficas se habrían asociado cambios en las condiciones hídricas y de aporte sedimentario de la antigua cuenca fluvial, conjuntamente con las oscilaciones relativas del nivel del mar con los consecuentes cambios en el nivel de base del sistema fluvial. Al respecto, Spalletti e Isla (2003) interpretaron que la planicie deltaica desarrollada en esta zona comenzaba a sufrir la acción destructiva de olas y mareas. Ello habría sido producto de un considerable ascenso del nivel de base del sistema de drenaje, vinculado con la generalizada transgresión eustática postglacial (Spalletti e Isla 2003). La acción erosiva influenciada por el ascenso del nivel del mar, resulta evidente en la terminación *toplap* de los reflectores internos de S4 (Fig. 45a y b, 7).





Figura 45.- Correlación litológica y configuración sísmica característica de la secuencia S4.

B


Figura 46.- Configuración del relleno de paleocanales presentes en la base de S4.



**Figura 47.-** Esquema 3D que refleja la distribución de paleocauces situados en el piso de S4.



Figura 48.- a) Facies características de un ambiente deltaico (Modificado de Fisk 1961); b) Interpretación de las secuencias S3b y S4.

En la parte interna del estuario, la columna sismoestratigráfica continúa hacia arriba con la secuencia S5a. El piso de esta unidad está representado por una superficie de discontinuidad erosiva. Ésta última condición resulta evidente en determinados sectores del subsuelo marino del canal Vieja, donde el piso de la secuencia configura la superficie erosiva basal de facies de paleocanales (Fig. 24a y b; 25 y 26). Las características sismoacústicas de los materiales que componen a la unidad S5a en el subfondo del canal mencionado, permiten inferir que la misma estaría compuesta por sedimentos arenosos, aunque por su transparencia acústica se infieren ciertas proporciones de limo y arcilla.

Los paleocanales presentes en la base de S5a, sugieren que sus límites basales erosivos fueron conformados en períodos donde el mar se encontraba en cotas inferiores a la actual. Esto indicaría, que la superficie que configura el piso de la secuencia estuvo expuesta a condiciones asociadas con el ambiente continental, las cuales ejercieron su influencia en un período previo a la transgresión holocena. Al respecto, Quattrocchio *et al.* (2008) concluyen que para el suroeste de la provincia de Buenos Aires, los ambientes del Pleistoceno tardío fueron áridos a extremadamente áridos, asociados con ambientes más continentales y relacionados a un nivel del mar bajo. En la plataforma submarina argentina, en base a indicadores de niveles edáficos y paleoedáficos, se ha documentado la exposición subaérea de niveles asociados al límite Pleistoceno-Holoceno (Osterrieth *et al.* 2005). En tanto que Violante y Parker (2000), en las regiones marinas y costeras del noreste de la provincia de Buenos Aires, mencionan que el límite físico entre el Pleistoceno y el Holoceno varía según la posición geográfica, pudiendo ubicarse por debajo de una secuencia marina, debajo o entre una secuencia fluvial o dentro de un suelo.

Hacia el Holoceno, Schnack *et al.* (2005) señalan que en la región pampeana alternaron intervalos cálidos y húmedos que permitieron el desarrollo de paleosuelos, lo cual ha sido registrado sedimentológica y paleontológicamente (Tonni *et al.* 1999). En el río de La Plata, Cavallotto *et al.* (2004) contemplaron las fluctuaciones del nivel del mar en los últimos 8600 años, dentro de un contexto de eventos relacionados a cambios climáticos. De acuerdo a evidencias palinológicas, durante el Holoceno temprano a medio, la región de Bahía Blanca estaría marcada por una mejora climática en las condiciones de humedad y temperatura (Quattrocchio *et al.* 2008). Probablemente en esta época los antiguos cursos fluviales presentes en el canal Vieja ya eran funcionales. Conforme a su localización geográfica y a la posición dentro de la columna estratigráfica, estos paleocauces han sido asociados a antiguos tributarios pertenecientes a la cuenca hídrica del arroyo Napostá. El nivel de base de estos cauces y, eventuales cursos temporarios del sector, estaría condicionado por una primitiva vía de escurrimiento, la cual, probablemente, también

integraba los antiguos caudales fluviales de los arroyos Saladillo de García, Sauce Chico y Chasicó. Además, se sumarían aquellos cursos efímeros relacionados con el lineamiento Laguna Chasicó-Salinas Chicas-Salitral de la Vidriera. La evolución de este paleosistema de drenaje regional (Fig. 49), habría resultado en la conformación de un incipiente curso fluvial, cuya trayectoria comenzaría a definir la posición del actual canal Principal del estuario.

Las estructuras dentro del relleno de los antiguos cursos fluviales identificados en el subsuelo del canal Vieja denotan un evento evolutivo de colmatación. El análisis de dichas estructuras permite considerar que los paleocauces fueron colmatados en un principio por sedimentos fluviales. Al respecto, Riggs et al. (1992) señalan que, ante una elevación del mar, el dominio del relleno de un cauce es, en primer término fluvial, pasando luego a estuarino. Tesson et al. (2005) mencionan para el golfo de Lion, que los sedimentos depositados dentro de canales antiguos que muestran lateralmente estructuras acrecionales con reflectores divergentes, sugieren un ambiente estuarino y sus equivalentes laterales marinos y fluviales. Teniendo en cuenta el ascenso del mar durante el proceso transgresivo holoceno ocurrido en la región de Bahía Blanca, se infiere que la colmatación de los paleocauces habría continuado con sedimentos fluvio-estuarinos, culminando la secuencia con depósitos marinos. En la región submarina frente al complejo portuario de Ingeniero White, Aliotta et al. (1996b) identificaron unidades sedimentarias relacionadas a estos paleoambientes. Así, determinaron a una arena fina de origen fluvio-estuarino. Estos materiales pueden asociarse a la antigua vía de escurrimiento que captaba el drenaje de la región, y cuya trayectoria sería similar a la del canal Principal.

La transgresión marina holocena habría afectado, en primera instancia, a la antigua red de drenaje costera. Los valles fluviales fueron paulatinamente invadidos por el mar. Como resultado de ello, en ciertos sectores prevalecieron condiciones de depositación de sedimentos fluvio-estuarinos, mientras que en otros sitios comenzaron a actuar procesos erosivos generados por la acción de olas y corrientes litorales. Con el desarrollo de este evento evolutivo geológico, comienza a definirse la conformación del canal Principal. El continuo avance marino, generó un importante aporte sedimentario bajo condiciones estuarinas. Al respecto, Aliotta *et al.* (1996b) mencionan que las aguas de la ingresión holocena invadieron gradualmente los paleoambientes fluviales costeros, generando la depositación de facies sedimentarias estuarina-marinas. En relación a lo expresado, Quattrocchio *et al.* (2008) concluyen que en la región, la elevación del nivel del mar inundó los lechos fluviales hacia 6000-5000 años antes del presente. Por otra parte, Violante y Parker (2000), en la región marina-costera del noreste de la provincia de Buenos Aires, indican que durante el cambio climático prevaleciente durante la última transgresión, tuvo

lugar el permanente ajuste del nivel de base que llevó al entrampamiento de sedimentos en antiguos cursos fluviales hoy sumergidos.

La sección superior de la secuencia S5a, cuyos sedimentos se sobreponen a los materiales de relleno de los paleocauces determinados en la costa de Bahía Blanca, y las facies laterales presentes en el canal Principal, responden a un ambiente deposicional estuarino a netamente marino. En la región del río de La Plata, Cavallotto *et al.* (2004) explican que cuando la transgresión había comenzado, el mar invadió la desembocadura del río y se instaló un ambiente estuarial. El resultado fue la formación de un depocentro fangoso que se retraía hacia el continente a medida que la elevación del nivel del mar progresaba, y un estuario ocupaba la mayor parte del valle fluvial (Cavallotto *et al.* 2004).

De la correlación de los datos sísmicos con perforaciones realizadas en el flanco este del canal Principal, se establece que la secuencia S5a se manifiesta granodecreciente hacia arriba. En la parte inferior se compone de una arena mediana a gruesa, medianamente densa, gris, que grada hacia arriba a una arcilla limosa gris, blanda a medianamente densa, con conchillas (Fig. 50a y b). La influencia del mar en los depósitos de S5a queda reflejada por la presencia de conchillas en los sedimentos, tal como lo señalan las perforaciones (Fig. 50a y b). Asimismo, en algunos sectores de los veriles de los canales Principal y Vieja, los sedimentos que representan la parte superior de S5a se disponen en capas que manifiestan una inclinación relativa hacia los sectores de mayor profundidad de los dichos canales. Esta configuración sismoestratigráfica indica la distribución y depositación del material sedimentario interviniente en el proceso transgresivo-regresivo marino. Este último evento geológico es evidenciado en la región costera emergida adyacente al estuario, por la existencia acumulaciones cordoniformes con alto contenido de conchilla (Farinati y Aliotta 1987; Aliotta y Farinati 1990; Farinati y Aliotta 1997; Aliotta et al. 2001; Farinati et al. 2002b). Diversos rasgos morfológicos y sedimentológicos presentes en diferentes sitios de la costa de la provincia de Buenos Aires denotan los procesos sedimentarios producidos por el ascenso marino holoceno. Así, Parker (1990), en un trabajo sobre la interpretación estratigráfica del Río de la Plata reconoce para el Holoceno una secuencia deposicional transgresiva. Al sur de Mar del Plata, se han estudiado secuencias estuáricas desarrolladas durante el Holoceno, asociando la colmatación de estos estuarios con las fluctuaciones del nivel del mar en los últimos 7000 años (Schnack *et al.* 2005). Por otra parte, Violante y Parker (2000) mencionan que el noreste bonaerense y las regiones marinas vecinas fueron intensamente afectados por la transgresión marina posterior a la última época glacial.

Un tratamiento particularizado merecen los sedimentos gasíferos evidenciados dentro

de S5a (Fig. 24a y b). La visualización de acumulaciones de gas en los sismogramas es posible dada la diferencia de impedancia acústica entre sedimentos con gas y aquellos carentes del mismo (Stefanon 1985). Investigaciones recientes en el subfondo del estuario de Bahía Blanca han revelado la presencia de sedimentos gasíferos (Aliotta *et al.* 2002, 2006). Su distribución es variada, concentrándose en pequeños bolsones de entre 120 m y 150 m donde se diferencia la típica configuración en "v" de los paleocanales. Además, se han localizado grandes depósitos de cientos de metros de extensión, en cuyo caso el apantallamiento acústico del subfondo marino es total, rasgo que ha sido registrado anteriormente en el estuario (Aliotta *et al.* 2002).

Normalmente, el gas encontrado en los sedimentos marinos está constituido principalmente por metano (Davis 1992, Floodgate y Judd 1992, Premchitt *et al.* 1992, Aliotta *et al.* 2006). No obstante, existen otros gases acompañantes, como ser: dióxido de carbono, anhídrido sulfúrico y etano (García-Gil *et al.* 1999; Magariños-Álvarez *et al.* 2002). Según lo expresado por Floodgate y Judd (1992), el metano derivado de materia orgánica puede ser biogénico, cuando es derivado de la actividad bacteriana en sedimentos someros, y metano termogénico cuando es producido a grandes profundidades y temperaturas dentro de rocas sedimentarias. El paleoambiente de la secuencia S5a, así como el espesor de los sedimentos que la representan y su cercanía con el fondo marino, permiten suponer que el gas encontrado en dicha unidad se formó a partir de procesos de degradación y transformación de materia orgánica por actividad bacteriana.

Sobre la base de la asociación paleocanal-gas (Fig. 51) se infiere que la materia orgánica fue aportada a través de los tributarios de la antigua red de drenaje costera. Al respecto, la predominancia de materia orgánica de origen terrestre en la generación de *shallow gas* ha sido evidenciada en el delta del Po (Orange *et al.* 2005). Por otra parte, Fleischer *et al.* (2001) mencionan que aquellas áreas donde rápidamente se acumulan sedimentos fangosos de grano fino ricos en materia orgánica, constituyen ambientes ideales para la formación de metano biogénico. Dichos autores señalan que estas áreas son frecuentes alrededor de franjas costeras y en torno a mares de aguas someras. En lo que respecta a la depositación de la materia orgánica, habría ocurrido en un espacio temporal previo y durante el comienzo del proceso transgresivo holoceno. Similares condiciones ambientales de acumulación de sedimentos ricos en materia orgánica (periodos del nivel del mar bajo y transgresión), han sido sugeridas por García-Gil *et al.* (2002) para sedimentos gasíferos identificados en la ría de Vigo (España).



Figura 49.- Drenaje de la región de Bahía Blanca y vía de paleoescurrimiento durante el desarrollo de S5a.



Figura 50.- Correlación litológica de la secuencia S5a.



Figura 51.- Asociación paleocanales-gas evidenciada en la unidad S5a.

Entre las boyas 24 y 27 del canal Principal, en un sector que se extiende a lo largo del flanco sur del banco Los Cuatro Vientos, se ha identificado a la secuencia sísmica definida como S5b. Esta unidad está constituida por depósitos que resultan facies laterales de la secuencia S5a. De acuerdo a la correlación de los datos sísmicos con perforaciones (Fig. 52), dicha secuencia está conformada por un limo arenoso blando, de color gris, que en algunos sectores contiene fragmentos de valvas de moluscos. Es frecuente la intercalación de capas de arena fina, también de color gris. Estos estratos arenosos, usualmente se localizan en la parte inferior de S5b.

Debido a que S5b corresponde a una secuencia estuario-marina, su análisis incluye diversas consideraciones paleoambientales. La arquitectura estratigráfica de unidades conformadas durante transgresiones es dependiente de la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar, aporte sedimentario, energía de ola, rango de marea y la geología existente (Belknap y Kraft 1981; Demarest y Kraft 1987; Miner et al. 2007). Particularmente, el piso de S5b presenta pequeñas depresiones en forma de "v", lo cual sugiere una acción erosiva al comienzo de la depositación de la secuencia. Estas incisiones habrían actuado como antiguos canales fluvio-estuarinos y someros canales de marea durante el avance del mar holoceno. El rasgo característico de esta unidad lo constituyen sus reflectores internos, paralelos entre si, y de gran continuidad en la mayoría de los sismogramas. Ellos se disponen de tal manera que tienden a copiar la inclinación que poseen los materiales subyacentes. Este tipo de diseño ha sido evidenciado en los flancos situados en la parte interna de los canales Tierra Firme y Tres Brazas. Allí, Aliotta et al. (2004) identificaron una secuencia de configuración sísmica oblicua a levemente oblicua, que vincularon con depósitos del último proceso de ascenso y transgresión marina que afectó a la región de Bahía Blanca.

La configuración de los reflectores, que adoptan la pendiente subyacente y se mantienen subparalelos entre sí, sugiere un continuo proceso de depositación de sedimentos, condicionado por la topografía preexistente. El piso de S5b, evidencia una depresión levemente curvada, con orientación noroeste-sureste, donde habría actuado el sistema de drenaje fluvial asociado con la primitiva apertura del canal Principal. Dicha característica también es observable en la base de la secuencia S5a. La acción erosiva del escurrimiento hídrico generó la superficie suavemente cóncava que abarca el área de depositación de los materiales correspondientes а S5b. Esta particularidad sismoestratigráfica también es observable en otros ambientes estuariales afectados por el proceso transgresivo holoceno. De tal manera que, la profundidad de la discontinuidad basal previa a la ingresión del mar se presenta variable debido a una erosión diferencial de los

depósitos pre-Holocenos (Abrahim et al., 2008).

La descarga de material de proveniencia continental, conjuntamente con el aporte sedimentario y biogénico del avance marino, dio lugar a que durante el evento transgresivo-regresivo holoceno, se conformara la secuencia S5b. Durante un período inicial, sedimentos limo arenosos con fragmentos de valvas y otros restos orgánicos, empezaron a depositarse a lo largo de una amplia región deprimida, configurando capas subparalelas entre si. La identificación de este tipo de materiales que constituyen el subsuelo marino, resulta frecuente en otros ambientes estuarinos. Comparativamente, Abrahim *et al.* (2008) determinaron sedimentos fango arenosos con conchilla, depositados durante el período transgresivo, asignándole una edad <sup>14</sup>C de 7490 ± 200 años A.P. Asimismo, en la plataforma continental argentina adyacente al río de La Plata, se han identificado arcillas limosas gris verdosas, con intercalaciones de capas de arena muy fina, y conchilla diseminada o concentrada en capas. La depositación de dichos materiales se atribuye al ascenso postglacial del nivel del mar holoceno (Violante y Parker 2004; Cavallotto *et al.* 2005).



Figura 52.- Configuración sísmica característica y correlación litológica de la secuencia S5b.

La región subácuea ubicada al sur de puerto Belgrano constituye el sector donde se ha definido a la secuencia sísmica S5c. Esta unidad posee una relación temporal y sismoestratigráfica equivalente con las secuencias S5a y S5b. En la zona adyacente a puerto Belgrano, datos de perforaciones indican la presencia de sedimentos areno limo arcillosos y limo arcillosos, de pardo a grisáceos, con intercalación de niveles con alto contenido de conchilla. La posición estratigráfica de estos materiales hace posible su correlación con la secuencia S5c. El material biogénico aparece en diferentes niveles de profundidad, lo cual atestigua la considerable influencia marina en la depositación de S5c. Asimismo, Spagnuolo (2005) identifica sísmicamente, en la franja costera hacia el exterior del estuario (entre puerto Rosales y Baliza Chica), depósitos correspondientes a la secuencia mencionada. Dicho autor, por medio de perforaciones (OILTANKING EBYTEM 2000), determina una facies inferior limo arenosa, de color castaño, con intercalaciones de arena fina limosa y lentes arcillosos, y una facies superior de arena fina a mediana, limosa, de color castaño grisáceo, con conchilla.

El reflector basal de la secuencia S5c presentas varios cortes en "v" (Fig. 30b y c), los cuales le confieren un carácter marcadamente irregular. Estos pequeños paleocauces representarían la existencia de una red de drenaje costera transitoria, cuyos cursos, dependiendo del avance marino, comenzaron a funcionar como primitivos canales de marea. En consecuencia, los cauces identificados en la base de S5c se vieron afectados por las corrientes de flujo y reflujo actuantes durante la elevación del nivel del mar holoceno. El aporte de sedimentos marinos, conjuntamente con el retrabajo de material de las unidades subyacentes, originó la colmatación gradual de los mismos.

La estructura sismoestratigráfica de la secuencia S5c (Fig. 29b y c), se caracteriza por sus reflectores horizontales, algunos con leves ondulaciones, que se disponen subparalelos entre sí. Esta configuración sísmica, y la alternancia de sedimentos limo arenosos con arena fina y capas de arcilla, sugiere el desarrollo de un paleoambiente sedimentario asociado a facies de llanura de marea. El proceso agradacional de la misma se produjo gradualmente durante el evento transgresivo holoceno.

En algunos sectores, donde las unidades subyacentes a S5c se localizan en posiciones más someras, las capas sedimentarias de dicha secuencia poseen un diseño interno particular. Así, en la punta sur del banco Los Cuatro Vientos, los reflectores se disponen con una inclinación aparente hacia el noreste (Fig. 53a y b), coincidente con la localización del canal Vieja. Esta facies conformaría un sector del primitivo banco, evidenciando la evolución del mismo. Por otro lado, en este sector del subsuelo se

distinguen algunos niveles con sedimentos gasíferos. Probablemente, la materia orgánica generadora del gas se habría depositado en la base de S5c, durante un período en que el aporte sedimentario era dominado por condiciones fluviales. La generación y crecimiento del mencionado embancamiento se produjo durante el proceso transgresivo-regresivo del Holoceno. Este tipo de geoforma se constituyen en rasgos comunes en ambientes estuariales, en cuyo subfondo se encuentran evidencias sismoestratigráficas de su evolución (Swift y Ludwick 1976; Dalrymple y Rhodes 1995; Mallet *et al.* 2000; Vecchi *et al.* 2008).

Como se desprende del análisis de los datos sísmicos (Fig. 53a y b), los materiales subyacentes a S5c constituían una topografía irregular sobre la cual se apoyó la secuencia mencionada. Al respecto, según Tessier *et al.* (1999), este factor resulta un elemento primordial en la primera etapa de la construcción de un banco. Durante el proceso transgresivo-regresivo holoceno se habría generado un ambiente con una importante disponibilidad sedimentaria, regulado por un elevado régimen hidrodinámico, tal cual lo confirman los estratos y sedimentos de la secuencia S5c. Dichas condiciones resultan esenciales para el desarrollo de bancos arenosos (Hanna y Cooper 2002). La acción de las corrientes de flujo y reflujo actuantes en los canales Principal y Vieja originaron procesos erosivos y depositacionales (Fig. 53a y b) sobre los flancos del banco hasta configurar su morfología actual.

La somerización costera durante el período regresivo indujo al desarrollo de amplias llanuras de marea, constituidas por sedimentos limo arcillo arenosos. En la costa del norte bonaerense, en el ámbito del río de La Plata y Bahía de Samborombón, se han reconocido extensos depósitos de secuencias regresivas representados por sedimentos arcillosos, arenosos y conchiles (Schnack et al. 2005). Asimismo, en el área del río mencionado y desde un enfoque morfológico, Violante et al. (2001) contemplan en la evolución de la barrera oriental bonaerense, un establecimiento de sistemas de espigas y cordones litorales que migraron durante la fase regresiva del mar holoceno. En tanto que, Cavallotto et al. (2004), interpretan que durante el descenso del nivel del mar en el Holoceno, la progradación costera comienza a ser el proceso más importante. Así, aquellas áreas protegidas detrás de cordones litorales, fueron transformadas en planicies de marea y marismas (Cavallotto et al. 2004). Particularmente, sobre el material que constituye las planicies mareales del estuario de Bahía Blanca, cuya posición altimétrica ronda los 2 m por encima del nivel del mar actual, se han realizado análisis de tafofacies en fósiles hallados en posición de vida que arrojan edades radiocarbónicas entre 3000 y 2000 años A.P. (González et al. 1983; Farinati y Aliotta 1997). Estudios recientes en islas y llanuras interiores del estuario indican edades de 1500-1200 años A.P., dato obtenido a partir de moluscos situados en cotas coincidentes con el nivel medio del mar (Lizasoain 2007). De ello se desprende que hacia finales del Holoceno, la región costero-marina de Bahía Blanca estaba en franco desarrollo de planicies intermareales, que sismoestratigráficamente están representadas en las facies superiores de las secuencias S5a, S5b y S5c. La evolución de este rasgo morfosedimentológico abarcó numerosos sectores del estuario, y favoreció a la aparición de áreas parcialmente emergidas donde la topografía preexistente se presentaba en cotas más someras. La periódica acción de las corrientes de marea, y la acción erosiva sobre aquellos canales mareales incipientes, constituyeron los factores que configuraron la densa red de canales y sectores emergidos que actualmente representan el sistema estuarino de Bahía Blanca.





## RASGOS MORFOLÓGICOS DE FONDO: SU VINCULACIÓN CON LAS SECUENCIAS SISMOESTRATIGRÁFICAS Y LOS SEDIMENTOS SUPERFICIALES

Las características morfológicas presentes en la superficie del fondo marino e identificables con técnicas de prospección acústica, como la ecosonda y el sonar de barrido lateral, son consideradas como rasgos de fondo. Conjuntamente, los sismogramas obtenidos con perfiladores sísmicos de alta resolución constituyen una importante fuente de información sobre las cualidades físicas del fondo marino, así como de los procesos de sedimentación cercanos al mismo (Damuth 1980). Con el fin de ordenar el análisis de los rasgos de fondo más relevantes presentes en el área de tesis, los mismos se han agrupado de acuerdo al proceso predominante que intervino en su formación: erosivo o depositacional.

#### Rasgos morfológicos erosivos

Si bien corresponde a un rasgo formado a partir de la actividad humana (antrópico), los surcos de dragado constituyen marcas erosivas del sustrato en el cual se encuentran. La presencia de estas antiguas marcas, en principio, indica que las condiciones actuales de sedimentación se caracterizan por una escasa o nula depositación de sedimentos sobre este fondo. Asimismo, la persistencia en el tiempo de estos surcos de dragado, sugiere una relativa compactación-cementación de los materiales en que se hallan. Al respecto, en el trayecto del canal Principal que ha sido evidenciado este rasgo (Fig. 14c, 17a y 17c), el sustrato marino está representado por las secuencias S1 y S2, que constituyen el basamento acústico de la región.

De acuerdo al diseño que presentan estas marcas de dragado, con su forma semicircular, paralelas entre sí y transversales al eje longitudinal del canal Principal, las mismas han sido atribuidas a tareas efectuadas por la acción de una draga de corte y succión (Lizasoain 2007). Los surcos afectan todo el ancho del sector navegable, y además como se aprecia en el sonograma de la figura 17a, en algunos sectores también se prolongan hacia las escarpas que delimitan el fondo del canal. De hecho, estos niveles escarpados profundos, son artificiales, derivados de la propia tarea de dragado. Los mismos presentan un considerable desarrollo longitudinal en el trayecto del canal Principal delimitado entre las boyas 27 y 31, y afectan en diferentes proporciones a las secuencias S1, S2, S3b y S4.

En el flanco norte del canal Principal, entre las boyas 30 y 31, el nivel escarpado profundo se conecta hacia arriba con una plataforma erosiva labrada sobre la secuencia sísmica S4. Por lo tanto, el origen de esta superficie o terraza de baja inclinación es posterior a la depositación de dicha secuencia, y probablemente esté vinculado con las condiciones paleoambientales presentes al inicio de la unidad S5a. Además, las condiciones erosivas que dieron lugar a la formación de dicha plataforma, podrían estar asociadas con el evento de apertura del primitivo canal Principal, generado por el escurrimiento regional.

Al sur de puerto Belgrano, también se desarrolla una amplia plataforma, la cual se encuentra semicubierta por sedimentos modernos. Esta superficie relativamente horizontal, afecta en mayor proporción a S5c, y posee pequeños resaltos y depresiones conformados por la sedimentita de la mencionada secuencia. Hacia el sur se conecta con el canal Principal a través de un pronunciado talud (Fig. 13c). Su fuerte reflexión acústica, observada en los registros de sonar lateral (Fig. 37a y 38), permiten suponer que los materiales situados sobre este fondo poseen cierta compactación. Al respecto, Lizasoain (2007) señala a estos materiales como una arena gravosa, cementada con carbonato de calcio, y los correlaciona con los afloramientos litorales que constituyen una roca de playa al este de puerto Belgrano (Spagnuolo 2005; Aliotta *et al.* en prensa).

El rasgo de fondo conformado por afloramientos de estructuras rocosas, genera una imagen del lecho marino con relictos irregulares de materiales más reflectivos (Fig. 23a). Estas estructuras resultan identificables en aquellas áreas donde son escasos o nulos los procesos depositacionales. El análisis de la información sismo-acústica revela que en el veril norte del canal Principal, este tipo de rasgo es visible en el tope de la secuencia S4 debido a la carencia de una capa de sedimentos actuales (Fig. 23a y b). Estas estructuras de fondo han sido identificadas en otros sectores del estuario (Aliotta *et al.* 2004), e inclusive se las encontró aflorantes en las grandes bajamares en zonas marinas ubicadas al este de Puerto Rosales (Spagnuolo 2005). Particularmente, la presencia de estructuras relícticas en el flanco norte del canal Principal (Fig. 23a y b), señala la resistencia de los materiales que las constituyen, y la intervención de los procesos erosivos actuantes en el sector.

En diversos sectores de los veriles adyacentes a los canales Principal y Vieja resultan frecuentes los niveles escarpados someros, los cuales evidencian que determinados tramos de dichos canales poseen una tendencia a aumentar su sección transversal. A partir de la interpretación de los registros sísmicos y de sonar lateral, se deduce que estas escarpas afectan a la sección superior de los canales, y generalmente se desarrollan hasta los 8 m de profundidad (Fig. 54). La presencia de estos desniveles

topográficos refleja el dominio de un proceso generalizado de carácter erosivo a lo largo de las zonas en que se localizan las escarpas. De esta manera, se confirma la fuerte influencia que ejercen las corrientes de marea sobre las secuencias sismoestratigráficas más someras presentes en los flancos de los canales. Estudios realizados en canales de marea en ambientes estuariales y marismas (Ginsberg 1991; Castillo *et al.* 1999), señalan que la erosión gradual de los taludes es un proceso natural producido por el flujo y reflujo de las mareas, aunque aumentaría de manera importante debido al tráfico de embarcaciones. En los trayectos de los canales Principal y Vieja contemplados en el área de tesis, las escarpas someras afectan a las unidades más modernas, que están representadas por S5a, S5b y S5c, y en menor proporción S4. La erosión sobre los veriles de los canales mareales del estuario de Bahía Blanca constituye una importante fuente de aporte de material sedimentario. Tal es así que en algunos canales internos del estuario, se ha determinado que este proceso erosivo es el principal mecanismo de aporte de sedimentos al sistema estuarino (Aliotta *et al.* 2004; Lizasoain 2007).

Los deslizamientos de material constituyen otro rasgo vinculado al proceso de erosión en los veriles. Asimismo, este desprendimiento sedimentario de los flancos conforma otro mecanismo de aporte al sistema de canales del estuario. A modo de antecedente, los deslizamientos han sido evidenciados en los sectores submareales de los taludes que configuran a los canales Tierra Firme y Tres Brazas (Lizasoain 2007). En el área de tesis, este rasgo particular ha sido identificado en un tramo del flanco norte del canal Vieja (Fig. 55). El origen de la caída de estos materiales está vinculado con procesos gravitatorios, cuya geoforma resultante en los veriles ha sido denominada medialuna de erosión por Ginsberg y Perillo (1990). Estos autores establecieron que la elevada pendiente del talud es la principal causa de generación de este rasgo particular. Las características sismo-acústicas del fondo marino desarrollado en el canal Vieja, ha permitido definir que los deslizamientos en masa allí presentes generan un nivel escarpado somero, que estaría afectando a la secuencia S5a.

Aquellos sectores donde se sitúan secuencias sedimentarias con estratificación interna marcada, y que están expuestas sobre el fondo marino, constituyen áreas favorables para la visualización de planos de estratificación. La identificación de este rasgo de fondo se asocia a condiciones hidrodinámicas del sistema, dado que en estas zonas predomina la acción erosiva, o en su defecto la ausencia de una cobertura sedimentaria que permite visualizar los estratos. Comparativamente, en una zona más externa del estuario, Spagnuolo (2005) expresa que los sectores con estratificación visible se mantienen expuestos debido a efectos erosivos de las corrientes de marea, que no permiten la depositación de sedimentos.

El análisis de la configuración sísmica de las secuencias involucradas en este rasgo de fondo, establece que la observación de los estratos se relaciona con la terminación de los reflectores internos de la unidad. Así, el truncamiento erosivo constituye uno de los diseños que dejan expuestos los estratos en la superficie que configura el fondo marino. El resultado morfológico de este proceso, se evidencia a través de pequeñas escarpas que afectan a las unidades sismoestratigráficas. Esta característica resulta claramente observable en el flanco sur del banco Los Cuatro Vientos (Fig. 56), donde la estratificación de los sedimentos es reflejada en los registros de sonar lateral, y corresponde a las secuencias S3b, S5b y S5c. De esta manera, en el balance de procesos erosivos-depositacionales que actúan sobre dicho flanco, se infiere que en el mismo la tendencia es marcadamente erosiva (Fig. 56). Así, la composición y cohesividad de los materiales que conforman al flanco, conjuntamente con la intensidad de las corrientes de flujo y reflujo, son los principales factores que influyen en el desarrollo de una acción erosiva dominante. En los canales internos del estuario, dichos factores, sumados a la acción de las olas, resultan esenciales para la regulación de los procesos erosivos-depositacionales sobre los veriles (Lizasoain 2007). Por otra parte, en la parte interna del estuario, se han observado planos de estratificación sobre las secuencias S4 y S5a. Particularmente, en el caso de S4, la terminación toplap de los reflectores está vinculada con la visualización de la estratificación de la secuencia. El desarrollo de esta configuración produce una superficie marina con pequeños resaltos, reflejando estructuras irregulares (Fig. 23a). La irregularidad de este tipo de afloramiento podría explicarse como un proceso de erosión selectiva o diferencial, que afecta en mayor o menor medida a los estratos, según las propiedades de los sedimentos que los conforman.

#### Rasgos morfológicos depositacionales

En el flanco oeste del canal Principal, inmediatamente al sur de la desembocadura del canal Cabeza de Buey, se ha identificado un depósito cuyo diseño es comparable con la morfología de un banco (Fig. 57). Este rasgo de fondo, evidenciado en los sismogramas, puede alcanzar un espesor de hasta 4 m, y un ancho máximo de 80 m. Desde el punto de vista interno, esta acumulación manifiesta una configuración sísmica que en determinados sectores resulta caótica y en otros se presenta acústicamente transparente. Las características sísmicas, así como la relación estratigráfica anómala con los materiales adyacentes, permiten suponer que este depósito no guarda relación con las unidades sismoestratigráficas analizadas. En base a esto, se deduce que esta acumulación resulta de origen artificial, cuyos materiales pertenecen al dragado efectuado en el trayecto adyacente del canal Principal. En la fotografía de la figura 58, se aprecian estos materiales que se

encuentran excepcionalmente emergidos durante una bajamar de sicigia. Allí se observa el depósito, donde se corrobora que el mismo se halla compuesto por fragmentos de variado tamaño de sedimentitas. La presencia de estas acumulaciones artificiales, altera, en cierta media, las condiciones dinámicas naturales, y a su vez constituyen un peligro latente para la navegación de pequeñas embarcaciones, de manera similar a lo que pueden representar los bancos sumergidos para las vías de navegación.

Las dunas de arena, cuyo desarrollo es significativo en varios sectores sobre el fondo marino del estuario, reflejan el estado de equilibrio con las condiciones del medio marino (Ashley 1990). Además, las dunas constituyen una excelente evidencia del transporte de sedimento como carga de fondo (Bouma et al. 1977; Harris y Collins 1984; Aliotta y Perillo 1987; Ashley 1990; Ikehara y Kiroshita 1994; Aliotta et al. 2000; Lizasoain 2007; Vecchi et al. 2008). Las dunas grandes y medianas son consideradas relativamente estables, donde su movimiento neto no es afectado por el cambio de la marea (Fenster y Fitzgerald 1996). De acuerdo a lo expresado por Dalrymple y Rhodes (1995), la pendiente de máxima inclinación (talud) de las dunas se mantiene en una misma dirección durante todo el ciclo de marea. Es por ello que a través de su asimetría se puede inferir la dirección del transporte de sedimento. El análisis morfológico de las dunas medianas presentes en el canal Vieja, en latitudes cercanas a los 38° 50' (Fig. 32), evidencia un transporte de sedimento en dirección sureste. La tendencia evolutiva de estas dunas, permite suponer que en este trayecto del canal Vieja la corriente de reflujo establece su dominancia en el transporte de sedimento. Dicha situación resulta coincidente con otras zonas del estuario donde se desarrollan dunas submarinas (Aliotta y Perillo 1987; Cuadrado et al. 2003; Lizasoain 2007; Vecchi et al. 2008).

Según Allen (1968), la configuración que adquieren las crestas de las dunas es un indicio de la intensidad de la corriente. De esta manera, el diseño que poseen las crestas de las dunas presentes en el canal Vieja estaría indicando una corriente de reflujo relativamente intensa. Conjuntamente, la media y selección de los sedimentos de fondo de este canal reflejan condiciones fluctuantes en la energía del ambiente deposicional. A las dunas medianas localizadas en el canal Vieja se asocian lineaciones sedimentarias (*sand ribbons*) que constituyen acumulaciones arenosas elongadas, y se diferencian del fondo marino adyacente que resulta más reflectivo acústicamente (Fig. 32a). De acuerdo al criterio utilizado por Aliotta *et al.* (2000), estas lineaciones se corresponden con aquellas clasificadas como de pequeño espaciamiento. Estas formas de fondo se disponen paralelas al sentido de circulación de la corriente dominante, y además resultan rasgos comunes en plataformas marinas con regímenes de flujo elevados (Kenyon 1970; Amos y King 1984). De ello se desprende que las lineaciones de arena representan, junto con las dunas, un rasgo

morfosedimentológico que confirma la acción relativamente intensa de las corrientes de reflujo sobre este trayecto del canal Vieja.

Al norte de la boya 27, la disponibilidad de arenas medianas a finas permite el desarrollo de dunas medianas (Fig. 33). Las mismas evidencian un sentido de migración hacia la boca del estuario. También aquí se asocian lineaciones sedimentarias de escaso desarrollo areal. Estas geoformas, junto con aquellas del interior del canal Vieja, se encuentran desarrolladas sobre sectores restringidos, donde hay una delgada cobertura de material sedimentario. Estas áreas de depositación de sedimentos, presentan el aspecto de los denominados parches arenosos (*sand patches*), que Lizasoain (2007) identificara en diversos sectores del estuario. En los *sand patches* identificados en el canal Vieja resulta característico y frecuente el desarrollo de dunas. A partir de ello se infiere que estas acumulaciones arenosas con forma de manto son afectadas por las condiciones hidrodinámicas locales, produciéndose una relativa movilidad de los sedimentos como carga de fondo.

El flanco norte del canal Principal, contiguo al banco Los Cuatro Vientos (entre boyas 23 y 26), posee una gran disponibilidad sedimentaria. En esta área se observa una considerable cobertura de material, cuya media generalizada se corresponde con arenas finas a medianas. En recientes estudios morfosedimentológicos particulares e integrados, se ha determinado que la principal fuente sedimentaria que nutre a este sector la constituyen los canales La Lista, el Tres Brazas y el canal Vieja (Aliotta et al. 2004; Lizasoain 2007; Vecchi et al. 2008). Consecuentemente, debido al importante porcentaje de sedimentos recientes, en el trayecto situado al norte de las boyas 24 y 25 se ha desarrollado un banco submareal. Esta geoforma está delineada por la isobata de 11 m, y se presenta elongada según la misma dirección que el Canal Principal. Dado que el extremo ubicado más al norte parece estar conectado con el flanco del banco Los Cuatro Vientos, y la punta sur se prolonga hacia la boca del estuario, su diseño adquiere forma de espiga (Fig. 59). Las condiciones hidrodinámicas reguladas por las corrientes de marea y el transporte de sedimentos son factores principales que determinan la formación y el crecimiento de estas barras en espigas (Ludwick 1973; Mc Cave y Langhorne 1982). Asimismo, es frecuente que en este tipo de acumulación, adyacente a uno de sus flancos, se desarrolle un canal o seno de flujo (Fig. 59). Dicho canal de flujo también es un rasgo morfológico que ha sido reconocido en diversos bancos arenosos presentes en el estuario, como ser el banco La Lista (Vecchi et al. 2005), y el banco Punta (Aliotta 1987; Lizasoain 2007).

Las dunas se constituyen en una geoforma característica asociada al desarrollo del

embancamiento en espiga (Fig. 59). Sobre el flanco sur del banco Los Cuatro Vientos, a profundidades cercanas a los 6 m, se han registrado dunas medianas, cuya asimetría resulta bien definida en determinados sectores. Estas formas depositacionales poseen el talud orientado al sureste, marcando el desplazamiento de las mismas. Particularmente, estas geoformas se caracterizan por presentar sus crestas entrecruzadas (Fig. 36d). El análisis de este diseño que adoptan algunas dunas presentes en el estuario, pone de manifiesto que el desarrollo de dicha disposición de crestas se vincula con la acción combinada de las corrientes de flujo y reflujo en el transporte del material sedimentario (Aliotta 1987). La mala selección de los sedimentos muestreados sobre esta área, revalida la variación de las corrientes actuantes en el sector.

Sobre la cresta de la espiga submareal, tiene lugar el desarrollo de dunas grandes y medianas, algunas de las cuales se sitúan sobreimpuestas en las rampas de las dunas grandes (Fig. 59). Dichas formas poseen una marcada asimetría, la cual refleja que el transporte de sedimento como carga de fondo está regulado por las corrientes de reflujo (Fig. 59). El carácter sinuoso de las crestas de las dunas refleja una cierta intensidad de la acción de las corrientes sobre el fondo. Dicho transporte sedimentario genera que este banco arenoso con morfología de espiga sufra un crecimiento longitudinal y evolución en dirección sureste (Fig. 59).

El análisis integrado de los rasgos morfológicos de fondo presentes en el área de tesis, ha permitido definir diferentes zonas donde se infiere la tendencia evolutiva acorde al dominio de procesos erosivos o depositacionales. El balance de estos parámetros es función de las condiciones hidrosedimentológicas que actúan en el área, así como de las características y disponibilidad de los sedimentos que están en el sistema del estuario de Bahía Blanca. Así, se ha estimado que determinados sectores reflejan condiciones con alta influencia de procesos erosivos, o por lo menos condiciones ambientales que favorecen la no depositación de sedimentos. Los lugares afectados por dichas condiciones, delimitados en las figuras 60 y 61, son: el canal Principal y flanco norte del mismo, desde la boya 31 hasta la 26, los veriles y fondo del canal Vieja situados en cercanías de la latitud 38º 49', una gran parte del flanco sur del banco Los Cuatro Vientos, y la plataforma que se extiende al sur de puerto Belgrano. En estas regiones, la cobertura de sedimentos recientes resulta muy escasa a nula, siendo propicias para el desarrollo de rasgos de fondos de origen erosivo (Fig. 60 y 61). Particularmente, la acción erosiva dominante sobre los flancos de los canales analizados, representa un proceso geológico que afecta a diferentes secuencias sismoestratigráficas. De esta manera, se origina un volumen de material sedimentario, que pasa a ser retrabajado por las corrientes de marea que actúan en el estuario.

Aquellos sectores caracterizados por la presencia de sedimentos que cubren parcialmente el fondo marino, constituyen áreas favorables para el desarrollo de geoformas de fondo depositacionales. Las dimensiones de estos rasgos se vinculan con la disponibilidad sedimentaria del medio. Así, dentro del canal Vieja, al norte de la boya 27 y en la zona donde se desarrolla la espiga submareal representada en la figura 59, las condiciones hidrodinámicas favorecen la depositación de sedimentos (Fig. 60 y 61). Se debe destacar que los mismos, poseen como fracción dominante a las arenas medianas a finas, aunque se complementan con diversos porcentajes de limo y arcilla, y ocasionalmente grava. Desde el punto de vista hidrodinámico, la energía e intensidad de las corrientes actuantes en estas zonas es reflejada en la orientación de las formas de fondo presentes. Estas, a modo de apreciación general, indican una movilidad sedimentaria en dirección a la boca del estuario, fuertemente vinculada con las corrientes de reflujo.



**Figura 54.-** Registros de sonar lateral y sísmica con escarpas someras en los veriles de los canales Principal y Vieja.



**Figura 55.-** Deslizamientos gravitatorios de material sedimentario en el veril este del canal Vieja, observados en el registro de sonar lateral.



Figura 56.- Estratificación visible en el fondo marino del flanco sur del banco Los Cuatro Vientos.



Figura 57.- Depósito artificial subácueo constituido por material dragado.



Figura 58.- Depósito de material dragado emergido durante una bajamar extraordinaria.



Figura 59.- Morfología y evolución de la espiga submareal adyacente al flanco sur del banco Los Cuatro Vientos.



Figura 60.- Distribución de los rasgos morfológicos de fondo presentes en el sector noroeste del área de estudio. Se marcan las áreas con escasa-nula cubierta sedimentaria (predominio de erosión), y con significativa cubierta de sedimentos recientes (tendencia a la depositación).



**Figura 61.-** Distribución de los rasgos morfológicos de fondo presentes en el sector sureste del área de estudio. Se marcan las áreas con escasa-nula cubierta sedimentaria (predominio de erosión), y con significativa cubierta de sedimentos recientes (tendencia a la depositación).

# **CAPÍTULO V**

### CONCLUSIÓN

El análisis integrado de las secuencias sísmicas identificadas en el subfondo marino del estuario de Bahía Blanca, permitió construir la columna sismoestratigráfica representativa del área de tesis (Fig. 62a). Conjuntamente, la interpretación de las características sismo-acústicas, morfológicas y litológicas de las unidades estratigráficas posibilitaron establecer los paleoambientes sedimentarios que se desarrollaron durante la depositación de las secuencias geológicas. A su vez, se ha elaborado un esquema cronoestratigráfico donde se refleja la relación temporal entre las secuencias sismoestratigráficas definidas en la presente investigación (Fig. 62b).

Una arcilla limosa y sedimentos limo areno arcillosos cementados, de color marrón claro, constituyen el basamento acústico-estratigráfico sobre el cual yacen los materiales cuaternarios presentes en la región costero-marina norte del estuario de Bahía Blanca (Fig. 62a). En la franja comprendida entre Ingeniero White y puerto Belgrano, dichos materiales representan a las secuencias sísmicas S1 y S2, los cuales se caracterizan por su elevada compactación. El hallazgo de una estructura de paleocauce vinculada con S1, y la estratificación interna subhorizontal de S2, señalarían que ambas unidades fueron originadas en un ambiente sedimentario fluvial-continental, desarrollado en un periodo donde el nivel del mar se situaba en cotas inferiores al actual. Las características estratigráficas y litológicas permiten correlacionar a dichas unidades con las formaciones Arroyo Chasicó y Pampiano, cuya edad geológica abarca desde el Mioceno tardío hasta el Pleistoceno (Fig. 62b). El análisis de la información sísmica refleja que el contacto entre ambas secuencias es de carácter erosivo, marcado por pequeños resaltos y cauces configurados por dicho límite. No obstante, en determinados sectores, el techo de S1 y piso de S2 parece responder a una superficie de discontinuidad estratigráfica.

La columna sismoestratigráfica refleja un cambio en las condiciones paleoambientales ocurridas entre el Pleistoceno y el Holoceno temprano. Esta variación, habría estado considerablemente influenciada por la extensa red de drenaje fluvial que confluía en la región suroeste de la provincia de Buenos Aires. Como resultado de ello, en la zona de puerto Belgrano se desarrolló una llanura aluvial constituida por varios cursos con diseño dendrítico, que originaron depósitos de arena fina a mediana, con niveles

enriquecidos en limo. Estos sedimentos, con variable grado de compactación y de color marrón rojizo a grisáceo, se definen como la secuencia sísmica S3a (Fig. 62a). El contacto de esta unidad con los sedimentos compactados subyacentes ("sedimentos pampeanos") es netamente erosivo, comprobado en la presencia de paleocauces cuya superficie erosiva basal configura el piso de S3a. Estos antiguos cursos fluviales, sus estructuras de relleno y colmatación, y la marcada transparencia acústica, constituyen los principales rasgos sísmicos de S3a (Fig. 62a). La continuidad lateral de la unidad y su localización geográfica resultan conducentes a vincular dicha secuencia con depósitos sedimentarios originados por la antigua cuenca hídrica del río Napostá Chico.

En la zona noroeste de la región estudiada, la acción fluvial también resultó un proceso relevante. Allí, contemporáneamente con la depositación de S3a, se desarrollo un ambiente fluvio-deltaico, evidenciado por una antigua red de drenaje. Vinculado al desarrollo de este ambiente, se produjo la depositación de capas areno arcillosas, de color gris, con estructuras de sedimentación inclinadas, destacándose las configuraciones progradante oblicua, divergente y *shingled* (Fig. 62a). Estas facies se relacionan con depósitos generados por un aporte sedimentario relativamente alto, durante un período con el nivel del mar estacionario, y en un ambiente de aguas poco profundas.

Los datos sísmicos señalan un período de reactivación y redistribución del sistema de drenaje costero, lo cual afectó a los sedimentos de S3b, y generó estructuras de paleocanales sobre el techo de dicha unidad (Fig. 62a). Sobre esta superficie erosiva que constituye un límite de secuencia, se depositó una arcilla gris con intercalaciones de estratos de arena fina, que colmató a los antiguos cauces, reflejando como más características las estructuras de relleno simétrico, asimétrico y la combinación entre ambas. El resto de la secuencia sísmica posee una estructura sedimentaria marcada por reflectores inclinados hacia el este-sureste. Estos depósitos conforman a la secuencia sísmica S4, que junto con S3b están representados por sedimentos que se encuentran mediana a débilmente compactados.

La distribución areal y sismoestratigráfica (Fig 62a), la configuración acústica de los reflectores y las características sedimentológicas de los materiales, conducen a vincular las secuencias S3b y S4 con antiguos depósitos de lóbulo deltaico. De esta manera, los cursos fluviales a través de los cuales se distribuían los sedimentos, formaban parte de la red de escurrimiento regional e integraban un antiguo ambiente deltaico del río Colorado.

Las condiciones paleoambientales prevalecientes durante el Pleistoceno-Holoceno

temprano, resultaron favorables para que los eventos de acumulación sedimentaria fueran dominados por agentes fluviales y fluviodeltaicos, donde los sistemas de drenaje estarían cercanos a su nivel de base. Las características sismoestratigráficas revelan una gran disponibilidad sedimentaria, así como la notable acción erosiva sobre los sedimentos que constituían el sustrato de la región. A su vez, se ha determinado que los depósitos originados en este período, se asocian a cuencas hídricas que responden a diferentes paleocursos fluviales. La no conexión espacial entre estos depósitos fluvio-deltaicos, representados en un sector por S3a, y en otro por S3b y S4 (Fig 62a), es el resultado de la presencia de un alto topográfico configurado por los "sedimentos pampeanos" referidos como la unidad S2.

Hacia el Holoceno medio, el ascenso marino comenzó a afectar toda la región costera de Bahía Blanca. Es así que en la parte interna del área considerada (zona noroeste), la vía de escurrimiento costero convergía en una depresión central, que comenzaba a modelar el incipiente canal Principal del sistema estuarino. Asimismo, en esta área, antiguos tributarios de la cuenca hídrica del arroyo Napostá originaron los paleocauces presentes en el subsuelo marino del canal Vieja. Una arena mediana a gruesa, gris, medianamente compactada representa a los materiales depositados bajo dicho paleoambiente. En posiciones más someras, se destacan sedimentos arcillo limosos, grises, blandos a medianamente compactados y con cierta proporción de conchilla. Ambas litologías constituyen la secuencia sísmica S5a, cuyas facies laterales y equivalentes, están representadas por las unidades S5b y S5c (Fig. 62a y b). Las propiedades sismoacústicas de la secuencia depositacional S5a, así como el tipo de sedimento característico de la misma, resultan evidencias significativas para asignarle a la misma un origen paleoambiental fluvio-estuarino. Así lo indican las estructuras de colmatación de los paleocanales presentes en el piso de la secuencia, y los reflectores subhorizontales e inclinados que adoptan la forma del relieve preexistente.

En el sector interno del estuario se han identificado sedimentos gasíferos, cuya localización usualmente se concentra en la facies superior de la secuencia S5a. La presencia de gas somero (*shallow gas*) en el subsuelo marino, genera una señal acústica anómala, lo cual produce el enmascaramiento de las estructuras sedimentarias. Se ha notado que la asociación gas-paleocanales es un rasgo frecuente en los sismogramas obtenidos. Esto permite definir que la materia orgánica generadora del hidrocarburo habría sido transportada y distribuida a través de la antigua red de drenaje costero. El posterior soterramiento de los cauces, bajo condiciones estuarinas, produjo el entrampamiento de los restos orgánicos que comenzaron a ser degradados por la actividad bacteriana, originando
las acumulaciones de gas. La extensión de estos yacimientos gasíferos denota un proceso migratorio del gas, el cual es controlado por las propiedades físicas del depósito.

El proceso transgresivo-regresivo marino holoceno, generó un gran aporte de material sedimentario (arena limosa y limo arcilloso), cuya distribución posee carácter regional. Estos materiales, representados por las secuencias S5a, S5b y S5c, poseen una estructura interna subhorizontal a levemente inclinada, cuya pendiente general adopta la topografía de los materiales subyacentes. El avance de la sedimentación marina, junto con el retrabajo y redistribución de sedimentos fluvio-estuarinos favoreció el relleno de aquellos paleocursos efímeros, con la consecuente modificación de la red de drenaje costera. Por otra parte, la instauración de un ambiente estuarino-marino condujo al desarrollo de numerosos canales de marea separados por sectores emergidos, que actualmente constituyen bancos e islas. Estos últimos rasgos morfológicos se formaron a partir de la existencia de sectores donde las secuencias más antiguas se situaban en posiciones menos profundas, constituyendo altos en la antigua topografía regional.

Durante la somerización costera ocurrida a medida que evolucionaba el período regresivo marino, la acción erosiva de las corrientes de marea en los canales del estuario originó un ambiente con elevada disponibilidad sedimentaria. A causa de ello, resulta frecuente el desarrollo de geoformas erosivas y depositacionales, cuyo balance es función de las condiciones hidrosedimentológicas que actúan en el área. En forma generalizada, las formas de fondo depositacionales evidencian un dominio de la corriente de reflujo, lo cual se asocia a un transporte de sedimentos como carga de fondo hacia la plataforma continental.

El procesamiento y análisis de la información sismo-acústica, así como su correlación litológica y posición estratigráfica constituyeron los factores fundamentales en la identificación de las secuencias presentes en la región costero-marina norte del estuario de Bahía Blanca. Las consideraciones paleoambientales determinadas para estas unidades sismoestraigráficas reflejan que durante el Terciario superior-Cuaternario, la región fue afectada por diversos ambientes, variando entre continentales fluviales, fluvio-deltaicos, fluvio-estuarinos y un proceso transgresivo-regresivo ocurrido en el Holoceno. Como resultado de ello, se depositaron diversas unidades sedimentarias de amplia continuidad lateral, y con estructuras internas características de cada secuencia. La distribución espacial de todas las secuencias sismoestratigráficas definidas en el subsuelo marino de la región estudiada está representada en las figuras 63 y 64.



Figura 62.- a) Columna sismoestratigráfica y configuraciones sísmicas características del área de estudio; b) Esquema cronoestratigráfico de las secuencias definidas.



Figura 63.- Distribución estratigráfica de las secuencias definidas en el sector noroeste del área de tesis (ver referencias litológicas en la figura 62).



Figura 64.- Distribución estratigráfica de las secuencias definidas en el sector sureste del área de tesis (ver referencias litológicas en la figura 62).

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Abrahim, G.M.S., Nichol, S.L., Parker, R.J. y Gregory, M.R., 2008. Facies depositional setting, mineral maturity and sequence stratigraphy of a Holocene drowned valley, Tamaki Estuary, New Zealand. Estuarine, Coastal and Shelf Science 79: 133-142.
- Aliotta, S., 1987. Dinámica sedimentaria del Estuario de Bahía Blanca entre Puerto Rosales y Boya 25. Informe Final Beca de Perfeccionamiento CONICET. Instituto Argentino de Oceanografía. Inédito, 129 p.
- Aliotta, S. y Farinati, E., 1990. Stratigraphy of Holocene sand-shell ridges in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. Marine Geology 94: 353-360.
- Aliotta, S. y Lizasoain, G.O., 1997. Diferenciación de tipos de fondo con sonar de barrido lateral, Estuario de Bahía Blanca. X Coloquio Argentino de Oceanografía. Resúmenes: 37.
- Aliotta, S. y Lizasoain, G.O., 1998. Facies sísmicas someras (3,5 kHz) en el sector interno del estuario de Bahía Blanca, Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Actas 2: 55-60.
- Aliotta, S. y Lizasoain, G.O., 2004. Los tipos de fondo del estuario de Bahía Blanca y su caracterización geológica por métodos sismoacústicos. En: Ecosistema del Estuario de Bahía Blanca. Eds: María Cintia Piccolo y Mónica S. Hoffmeyer, 235 pp.
- 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 (3-4): 300-305.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Lizasoain, W., 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., Lizasoain, G.O. y Lizasoain, W., 1992. Sedimentos subsuperficiales entre Puerto Galván e Ing. White, canal principal del estuario de Bahía Blanca, Argentina. 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses, La Plata, Actas: 213-217.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Lizasoain, W., 1996a. Facies fluvio-estuarina en el subsuelo del canal de acceso al Puerto de Ingeniero White, Bahía Blanca. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 3 (2): 43-53.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O., Lizasoain, W. y Ginsberg, S.S., 1996b. Late Quaternary Sedimentary Sequence in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. Journal of Coastal Research 12 (4): 875-882.
- Aliotta, S, Spagnuolo, J, Galán, C. y Melo, W., 1997. Muestreador oceanográfico de sedimentos superficiales de fondo para ser empleado simultaneamente con la prospección sísmica. X Coloquio Argentino de Oceanografía. Resúmenes: 38.
- Aliotta, S., Farinati, E., Lizasoain, G.O. y Spagnuolo, J.O., 1998. Sedimentos superficiales y del subsuelo marino en el canal Cabeza de Buey-Bahía del Medio, estuario de Bahía Blanca, Argentina. Actas V Jornadas Geológicas y Geolísicas Bonaerenses, 1: 145-154.
- Aliotta, S., Spagnuolo, J.O., Ginsberg, S.S. y Gelós, E.M., 1999. Sedimentos de fondosubfondo 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., Schnack, E.J., Isla, F.I. y Lizasoain, G.O., 2000. Desarrollo secuencial de formas de fondo en un régimen macromareal. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 7 (1-2): 95-107.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Ginsberg, S.S., 2001. Diferenciación de fondos en canales del estuario de Bahía Blanca, Argentina. 9º Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar. San Andrés (Colombia). Actas en CD ROM Nº 360, 4p.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Ginsberg, S.S., 2002. Hallazgo de acumulaciones de gas con sísmica de alta resolución en sedimentos del Estuario de Bahía Blanca, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Actas: 315-318.

- Aliotta, S., Spagnuolo, J.O. y Farinati, E., 2003. Evidencias geológicas del proceso transgresivo-regresivo holoceno en la entrada del estuario de Bahía Blanca, Argentina.
  IX Congreso de Associação Brasileira de Estudos Quaternarios y II Congreso do Quaternario de Paises de Linguas Ibéricas. CD Trabajo 183, 5 pp.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Ginsberg, S.S., 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., Ginsberg, S.S., Briceño, W., Vecchi, L. y Giagante, D., 2006. Yacimiento gasífero somero en el subsuelo marino de la región de Bahía Blanca. 23º Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Bahía Blanca, Resúmenes: 35.
- Aliotta, S., Spagnuolo, J.O. y Farinati, E.A., en prensa. Estratigrafía y origen de una roca de playa en la región costera de Bahía Blanca, Argentina. Revista Pesquisas em Geociencias.
- Allen, J.R.L., 1968. Current Ripples: Their relation to patterns of water and sediment motion. North-Holland Publishing Co., Amsterdam, 433 pp.
- Amos, C.L. y King, E.L., 1984. Bedforms of the Canadian eastern seaboard: a comparison with global ocurrences. Marine Geology, 57: 167-208.
- Anderson, J.B., Thomas, M.A., Siringan, F.P. y Smyth, W.C., 1992. Quaternary Evolution of the East Texas Coast and Continental Shelf. Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems, Society for Sedimentary Geology Special Publication 48: 253-263.
- Aramayo, S.A., Gutiérrez Téllez, B. y Schillizzi, R.A., 2005. Sedimentologic and paleontologic study of the southeast coast of Buenos Aires province, Argentina: A late Pleistocene-Holocene paleoenvironmental reconstruction. Journal of South American Earth Sciences 20: 65-71.
- Artusi, L. y García de Figueiredo Jr., A., 2007. Sismoestratigrafía rasa da plataforma continental de Cabo Frio-Araruama-RJ. Revista Brasileira de Geofísica 25 (1): 7-16.

- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. Journal Sedimentary Petrology, 60(1): 160-172.
- Bayón, C. y Zavala, C., 1997. Coastal sites in southern Buenos Aires: a review of «Piedras Quebradas». Quaternary of South America and Antartic Peninsula, 10: 229-253.
- Belknap, D.F. y Kraft, J.C., 1981. Preservation Potential of Transgressive Coastal Lithosomes on the U.S. Atlantic Shelf. Marine Geology, 42: 429-442.
- Bouma, A.H., Hampton, M.A. y Orlando, R.C., 1977. Sand waves and other bedforms in lower Cook Inlet, Alaska. Marine Geotechnology, 2: 291-308.
- Bourgoyne, A. T., Jr., 1989. The development of improved blowout preventing systems for offshore drilling operations, Shallow gas hazards. MMS report, Nov. 27, 1989.
- Bujalesky, G., Aliotta, S. Y Isla, F.I., 2004. Facies del subfondo del Canal Beagle, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (1): 29-37.
- Castillo, J.M., Luque, C.J. y Figueroa, M.E., 1999. Cuantificación de la erosión en los canales de mareales de las Marismas del Odiel (Huelva, SO España). Cuaternario y Geomorfología, 13 (3-4): 7-16.
- 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.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A. y Colombo, F., 2005. Evolución y cambios ambientales de la lanura costera de la cabecera del río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (2): 353-367.
- Chaar, E., Farinati, E., Aliotta, S. y Tassone, A., 1992. Pleistoceno marino al sur de la ciudad de Bahía Blanca, Argentina. 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses, La Plata, Actas 59-62.
- Codignotto, J.O., 1990. Evolución en el Cuaternario alto del sector de costa y plataforma submarina entre Río Coig, Santa Cruz y Punta María, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (1-2): 9-16.

- Codignotto, J.O. y Aguirre, M.L., 1993. Coastal evolution, changes in sea level and molluscan fauna in northeastern Argentina during the Late Quaternary. Marine Geology, 110: 163-175.
- Corrêa, I.C.S., Aliotta, S. y Weschenfelder, J., 2005. Estructura e Evolução dos Cordões Arenosos Pleistocênicos no Canal de Acesso à laguna dos Patos-RS, Brasil. Revista Pesquisas em Geociências, 31 (2): 69-78.
- Cuadrado, D. G., Gómez E. A. y Ginsberg S. S., 2001. Sediment transport inferred by submarine bedforms. GEOACTA, 26, 71-80.
- Cuadrado, D., Gómez, E. y Ginsberg, S.S., 2003. Large transverse bedforms in a mesotidal estuary. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 10 (2): 163-172.
- Dalrymple, R.W. y Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. Earth-Science Reviews 81: 135-174.
- Dalrymple, W. y Rhodes, R.N., 1995. Estuarine dunes and bars. En Perillo, G.M.E., (ed.): Geomorphology and Sedimentology of Estuaries: Amsterdam, Elsevier Science, Developments in Sedimentology 53: 359-422.
- Damuth, J. E., 1975. Echo character of the Western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. Marine Geology, 18: 17-45.
- Damuth, J. E., 1980. Use of high frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of nearbottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. Marine Geology, 38: 51-75.
- Davis, A.M., 1992. Shallow gas: an overview. En Davis, A.M. (ed.) Methane in marine sediments, Continental Shelf Research 12 (10): 1077-1079.
- Demarest, J.M., II y Kraft, J.C., 1987. Stratigraphic Record of Quaternary Sea Levels: Implications for More Ancient Strata. En: Nummedal, D., Pilkey, O.H. y Howard, J.D. (eds.), Sea Level Fluctuation and Coastal Evolution. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication N° 41, pp.: 223-240.

- D'Olier, B., 1979. Side scan sonar and reflection seismic profiling. En Dyer, K.R. (ed) Estuarine Hydrography and sedimentation. Cambridge University Pres, 57-86 p. Cambridge.
- Duncan, C.S., Goff, J.A., Austin Jr, J.A. y Fulthorpe, C.S., 2000. Tracking the last sea-level cycle: seafloor morphology and shallow stratigraphy of the latest Quaternary New Jersey middle continental shelf. Marine Geology 170: 395-421.
- 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.
- Ewing, M., Ludwing, W.J. y Ewing, J., 1963. Geophisical investigations in the submerged Argentina coastal plain. Part I, Buenos Aires to Península Valdes. Geological Society of American Bulletin, 4 (3): 274-292.
- Farinati, E. y Aliotta, S., 1987. Malacofauna holocena de un paleodepósito litoral en las proximidades de Punta Alta, provincia de Buenos Aires, Argentina. Cuarto Congreso Latinoamericano de Paleontología, Bolivia, Actas: 574-585.
- Farinati, E. y Aliotta, S., 1997. Análisis de tafofacies transgresivas-regresivas holocenas, Estuario de Bahía Blanca, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina. 52(1):56-64.
- Farinati, E., Aliotta, S. y Ginsberg, S., 1992. Mass mortality of a Holocene Tagelus plebeius (Mollusca, Bivalvia) population in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. Marine Geology, 106: 301-308.
- Farinati, E.A.; Aliotta, S. y Spagnuolo, J.O., 2004. Borings and Etchings of Holocene Micromolluscs in the Bahia Blanca Estuary, Argentina. First International Congress on Ichnology, (Trelew), Abstract Book: 33.
- Farinati, E, Spagnuolo, J. y Aliotta, S., 2002a. Bioerosion and dissolution of molluscs in Holocene deposits in the Bahía Blanca estuary, Argentina. En: De Renzi, M. *et al.* (Eds.): Current Topics on Taphonomy and Fossilization. Valencia, España, 193-198.

- Farinati E.A.; Spagnuolo J.O. y Aliotta. S., 2002b. Principales rasgos tafonómicos en moluscos de cordones Holocenos del estuario de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. Octavo Congreso Argentino de Paleontología y Biestratigrafía, (Corrientes), Resúmenes: 45.
- Fenster, M.S. y Fitzgerald, D.M., 1996. Morphodinamics, stratigraphy, and sediment transport patterns of the Kennebec River estuary, Maine, USA. Sedimentary Geology 107: 99-120.
- 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. VI Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca, Actas: 103-138.
- Fisk, H.N., 1961. Bar-finger sands of the Mississippi delta, in Geometry of Sandstone Bodies: American Association of Petroleum Geologists, 45th Annual Meeting: Atlantic City, New Jersey, April 25-28, 1960, pp. 29-52.
- Fleischer, P.; Orsi, T.H.; Richardson, M.D. y Anderson, A.L., 2001. Distribution of free gas in marine sediments: a global overview. Geo-Marine Letters 21: 103-122.
- Floodgate, G.D. y Judd, A.G., 1992. The origins of shallow gas. En: Davis, A.M. (ed.) Methane in marine sediments, Continental Shelf Research 12 (10): 1145-1156.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill, Austin, Texas, 182 pp.
- Folk, R.L. y Ward, W.C., 1957. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 26(1):3-26.
- García-Gil, S.; García-García, A. y Vilas, F., 1999. Identificación sísmico-acústica de las diferentes formas de aparición de gas en la ría de Vigo (NO de España). Revista de la Sociedad Geológica de España 12 (2): 301-307.
- García-Gil, S.; García-García, A., Durán, R. y Vilas, F., 2000. Estratigrafía Sísmica de Alta Resolución en las Rías Baixas: Pontevedra y Vigo (NO España). Journal of Iberian Geology, 26: 217-231.

- Garcia-Gil, S., Vilas, F., Garcia-Garcia, A., 2002. Shallow gas features in incised-valley fills (Ria de Vigo, NW Spain): a case study. Continental Shelf Research 22, 2303-2315.
- Gibling, M.R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. Journal of Sedimentary Research, 76: 731-770.
- Ginsberg, S.S., 1991. Geomorfología y evolución de canales de marea del estuario de Bahía Blanca. Tesis Doctoral. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. 180 pp.
- Ginsberg, S.S. y Perillo, G.M., 1990. Channel Bank Recession in the Bahía Blanca estuary, Argentina. Journal of Coastal Research, 6(4): 999-1009.
- Ginsberg, S.S., Cuadrado, D.G. y Gómez, E.A., 2001. Circulación de arena inferida a través del análisis de dunas submarinas (Estuario de Bahía Blanca, Argentina). IX Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar (Colombia). Actas en CD-ROM, N°:424, 4 pp.
- Ginsberg, S., Aliotta, S. y Lizasoain, G., 2003. Modelo de circulación sedimentaria en un sistema de canales mesomareales interconectados determinado con sonar de barrido lateral. IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos Quaternarios y II Congresso do Quaternario de Paises de Linguas Ibéricas. CD trabajo 182, 5 pp.
- Gökaşan, E., Algan, O., Hüseyin, T., Meriç, E., Türker, A. y Şinşek, M., 2005. Delta formation at the southern entrance of Istanbul Strait (Marmara sea, Turkey): a new interpretation based on high-resolution seismic stratigraphy. Geo-Marine Letters 25: 370-377.
- González, M.A., Panarello, H., Marino, H. y Valencio, S., 1983. Niveles marinos del Holoceno en el estuario de Bahía Blanca (Argentina). Isótopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleoambientales. Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Último Hemiciclo Deglacial en Argentina (Mar del Plata). Actas: 48-68.
- González Uriarte, M., 1984. Características geomorfológicas de la porción continental que rodea la Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas III: 556-576.

- Hanna, J.E. y Cooper, J.A.G., 2002. Mesoscale Morphological Changes on Linear, Nearshore Sandbank, Co. Wexford, SE Ireland. Journal of Coastal Research, Special Issue 36: 356-364.
- Harris, P.T. y Collins, M.B., 1984. Side-scan sonar investigation into temporal variation in sandwave morphology: Helwick sands, Bristol channel. Geo-marine Letters, 4: 91-97.
- Hiscott, R.N., 2001. Depositional sequences controlled by high rates of sediment supply, sea-level variations, and growth faulting: the Quaternary Baram Delta of northwersten Borneo. Marine Geology 175: 67-102.
- Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q. y Wang, P., 2002. Evolution of the coastal depositional systems of the Changjiang (Yangtze) river in response to the late pleistocene-Holocene sea-level changes. Journal of Sedimentary Research, 76 (6): 884-897.
- Ikehara, K. y Kinoshita, Y., 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. Quaternary of South America and Antartic Peninsula. En: Rabassa, J. (Ed.), A.A. Balkema Publishers, Rotterdam, 11: 297-321.
- Karisiddaiah, S.M., Veerayya, M., Vora, K.H. y Wagle, B.G., 1992. Gas-charged sediments on the inner continental shelf off western India. Marine Geology, 110: 143-152.
- Karisiddaiah, S.M., Veerayya, M. y Vora, K.H., 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.

- Kostadinoff, J., 2001. Hidratos de metano en el margen continental argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56 (3): 392-395.
- Kostadinoff, J., 2004. Estructura profunda del basamento y su correlación con las geoformas superficiales. En: Piccolo, M.C. y Hoffmeyer, M.S., (Eds.): Ecosistema del estuario de Bahía Blanca. Instituto Argentino de Oceanogafía, Bahía Blanca, Argentina.

- Liquete, C., Canals, M., De Mol, B., De Batist, M. y Trincardi, F., 2008. Quaternary stratal architecture of the Barcelona prodeltaic continentel shelf (NW Mediterranean). Marine Geology 250: 234-250.
- Lizasoain, G.O., 2007. Estudio geomorfológico submarino en un ambiente estuarial mediante sistemas acústicos. Trabajo de Tesis Doctoral en Geología. Escuela de Graduados, Universidad Nacional del Sur. Inédito, 245 p.
- Lizasoain, G.O. y Aliotta, S., 1995. Fondo rocoso en el canal de navegación del estuario de Bahía Blanca, Argentina. 4º Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Junín, Actas 1: 295-303.
- Lobo, F.J., Dias, J.M.A., González, R., Hernández-Molina, F.J., Morales, J.A. y Días del Río,
  V., 2003. High-resolution seismic stratigraphy of a narrow, bedrock-controlled estuary:
  the Guadiana estuarine system, SW Iberia. Journal of Sedimentary Research, 73 (6):
  973-986.
- Ludwick, J.C., 1973. Tidal currents and zig-zag sand shoald in a wide Estuary Entrance. Technical Report 7. Institute of Oceanography. Old Dominion University. Norfolk, Va. 23 pp.
- Magariños-Álvarez, J.; Garcia-Gil, S. y Vilas, F., 2002. El gas somero en los sedimentos de la ría de Muros-Noia (NO de España): formas de aparición y cartografía. Journal of Iberian Geology 28: 107-122.
- Mallet, C., Howa, H.L., Garlan, T., Sottolichio, A. y Le Hir, P., 2000. Residual Transport model in correlation with sedimentary dynamics over an elongate tidal sandbar in the Gironde Estuary (Southwestern France). Journal of Sedimentary Research, Vol. 5: 1005-1016.
- Mallinson, D., Riggs, S., Thieler, E.R., Culver, S., Farrell, K., Foster, D.S., Corbett, D.R., Horton, B. y Wehmiller, J.F., 2005. Late Neogene and Quaternary evolution of the northern Albemarle Embayment (mid-Atlantic continental margin, USA). Marine Geology 217: 97-117.

Mc Cave, I.N. y Langhorne, D.N., 1982. Sandwaves and sediment transport around the end

of a tidal sandbank. Sedimentology, 29: 95-110.

- Miner, M.D., Kulp, M.A. y FitzGerald, D.M., 2007. Tidal Versus Shoreface Ravinement and Tidal Inlet Fill Preservation Potential for Transgressive Tidal Inlets, Mississippi River Delta Plain, U.S.A. Journal of Coastal Research, Special Issue 50: 805-809.
- Mitchum, J.R., Vail, R.M. y Sangree, P.R., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. En Payton Ch. E. (ed.) Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Memoir 26: 117-134.
- Mouzo, F., 2005a. Batimetría y morfología submarina al noreste de la Tierra del Fuego. XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata, Actas III: 771-778.
- Mouzo, F., 2005b. Estructura somera y cubierta sedimentaria Plio-Pleistocena en la Plataforma Continental al noreste de la Tierra del Fuego. XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata, Actas III: 779-786.
- Mouzo, F., Garza, M., Izquierdo, J. y Zibecchi, R., 1974. Contribución al conocimiento del sustrato en un sector de la Plataforma Continental Argentina entre Mar del Plata y Bahía Blanca. Contribución Científica Nº 12, pp. 19.
- Nedeco-Arconsult, 1983. Estudio de dragado del canal de acceso al Puerto de Bahía Blanca. Informe Geotécnico. Dirección Nacional de Construcciones Portuarias y Vías Navegables, 105 p, Argentina.
- Nichols, G.J. y Fisher, J.A., 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. Sedimentary Geology 195: 75-90.
- Nordfjord, S., Goff, J.A., Austin Jr., J.A. y Sommerfield, C.K., 2005. Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: assessing past environmental conditions. Marine Geology 214: 339-364.
- OILTANKING EBYTEM, 2000. Muelle para inflamables. Puerto Rosales-Punta Alta (Provincia de Buenos Aires). Estudio de suelos, Informe geotécnico, realizado por Pilotes Trevi, Ingeniería del Suelo: 63p.

- Orange, D.; García-García, A.; Lorenson, T.; Nittrouer, C.; Milligan, T.; Miserocchi, S.; Langone, L.; Correggiari, A. y Trincardi, F., 2005. Shallow gas and flood deposition on the Po Delta. Marine Geology 222-223: 159-177.
- Osterrieth, M., Violante, R.A. y Borrelli, N., 2005. Evidencias de exposición subaérea de la plataforma submarina durante la transición Pleistoceno-Holoceno. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Actas 3: 801-808.
- Papatheodorou, G., Hasiotis, T. y Ferentinos, G., 1993. Gas-charged sediments in the Aegean and Ionian Seas, Greece. Marine Geology 112: 171-184.
- Parker, G., 1990. Estratigrafía del Río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (3-4): 193-204.
- Parker, G. y Paterlini, M., 1990. Apantallamientos acústicos en sedimentos gasíferos del río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (1-2): 17-28.
- Parker, G. y Violante, R.A., 1982. Geología del frente de costa y plataforma interior entre Pinamar y Mar de Ajó. Acta Oceanográphica Argentina, 3 (1): 57-91.
- Parker, G., Paterlini, C., Costa, I., Violante, R., Marcolini, S. y Cavallotto, J., 1990. La sísmica de alta resolución en el estudio de la evolución costera del noreste bonaerense durante el Cuaternario. Simposio Internacional sobre costas cuaternarias: evolución, procesos y cambios futuros, La Plata, Resúmenes: 49-50.
- Parker, G., Paterlini, C.M. y Violante, R.A., 1994. Edad y génesis del Río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (1-2): 11-18.
- Parker, G., Violante R.A. y Paterlini, C.M., 1996. Fisiografía de la Plataforma Continental. En "Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina" (V.A. Ramos y M.A. Turic, eds.). Relatorio XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina-Instituto Argentino del Petróleo: Buenos Aires, pp: 1-16.

- Parker G., Paterlini, C.M., Violante, R.A., Costa, I.P., Marcolini, S. y Cavallotto, J.L., 1999. Descripción geológica de la Terraza Rioplatense (Plataforma Interior del noreste bonaerense). Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín N° 273.
- Parker, G., Paterlini, C.M., Violante, R.A., Costa, I.P., Marcolini, S. y Cavallotto, J.L., 2005. Geología marina: la plataforma frente a Mar del Plata. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, volumen III: 817-824.
- 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. y Piccolo, M.C., 1991. Tidal response in the Bahía Blanca estuary. Journal of Coastal Research 7: 437-449.
- 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.
- Premchitt, J., Rad, N.S., To, P., Shaw, R. y James, W.C., 1992. A study of gas in marine sediments in Hong Kong. En: Davis, A.M. (ed.) Methane in marine sediments, Continental Shelf Research 12 (10): 1251-1264.
- Quaresma, V.S., Dias, G.T.M. y Baptista Neto, J.A., 2001. Caracterização da ocorrência de padrões de sonar de varredura lateral e sísmica de alta freqüência (3,5 e 7,0 kHz) na porção sul da bahía de Guanabara-RJ. Revista Brasileira de Geofísica 18 (2): 201-214.
- Quattrocchio, M.E.; Borromei, A.M.; Deschamps, C.M.; Grill, S.C. y Zavala, C.A., 2008. Landscape evolution an climate changes in the Late Pleistocene-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.
- Reynolds, J.M., 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 778 p.

- Riggs, S.R., Cork, L.L., Wehmiller, J.F. y Zinder, S.W., 1992. Depositional Patterns Resulting from High-frequency Quaternary Sea-level Fluctuations in Northeastern North Carolina. Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems, Society for Sedimentary Geology Special Publication 48: 141-153.
- Schillizzi, R., Aramayo, S. y Caputo, R., 1992. Evolución geológica del yacimiento paleoicnológico de Pehuén-Có (Partido de Coronel Rosales). Provincia de Buenos Aires. Argentina. III Jornadas Geológicas Bonaerenses, La Plata, Actas: 53-55.
- Schillizzi, R.A., Gelós, E.M. y Spagnuolo, J.O., 2001. Desarrollo de las unidades morfológicas costeras durante el Holoceno en el golfo San José, Chubut, Argentina. Revista Geofísica 54: 83-99.
- Schnack, E.J., Fasano, J.L. e Isla, F.I., 1980. Los ambientes ingresivos del Holoceno en la región de Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. Simposio sobre problemas geológicos del litoral atlántico bonaerense, Mar del Plata, Argentina, pp.: 229-242.
- Schnack, E. J.; Isla, F.I.; De Francesco, F.O. y Fucks, E.E., 2005. Estratigrafía del Cuaternario marino tardío en la provincia de Buenos Aires. En: De Barrio, R.e.; Etcheverry, R.o.; Caballé, M.F. y Llambías, E. (edit.): Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata, 2005. Capítulo X: 159-182.
- Sloss, C.R., Jones, B.G., McClennen, C.E., de Carli, J. y Price, D.M., 2006. The geomorphological evolution of a wave-dominated barrier estuary: Burrill Lake, New South Wales, Australia. Sedimentary Geology 187: 229-249.
- Spagnuolo, J.O., 2005. Evolución geológica de la región costera-marina de Punta Alta, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, inédito, 269 p, Bahía Blanca.
- Spalletti, L.A. e Isla, F.I., 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.

- Stefanon, A., 1985. Marine sedimentology through modern acoustical methods: II. Uniboom. Bolletino di Oceanologia Teorica ed Aplicata 3: 2.
- Subba Raju, L.V., 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 7 (2): 509-516.
- Swift, D.J.P. y Ludwick, J.C., 1976. Substrate response to hydraulic process: grain-size frequency distributions and bed forms. En: Stanley, D.J. y Swift, D.J.P. (eds.): Marine Sediment Transport an Environmental Management, Wiley and Sons: 159-196, New York.
- Tassone, A., Lodolo, E., Menichetti, M., Yagupsky, D., Caffau, M. y Vilas, J.F., 2008. Seismostratigraphic and structural setting of the Malvinas Basin and its southern margin (Tierra del Fuego Atlantic offshore). Geológica Acta, 6 (1): 55-67.
- Tessier, B., Corbau, C., Chamley, H. y Auffret, J.P., 1999. Internal Structure of Shoreface Banks Revealed by High-Resolution Seismic Reflection in a Macrotidal Environment (Dunkerque Area, Northern France). Journal of Coastal Research 15 (3): 593-606.
- Tesson, M., Labaune, C. y Gensous, B., 2005. Small rivers contribution to the Quaternary evolution of a Mediterranean littoral 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. VII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Bahía Blanca), octubre 1998, 135.
- Tonni, E.P., Cione, A.L. y Figini, A.J., 1999. Predominance of arides climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 147: 257-281.
- Urien, C.M., 2007. Geología Marina "Quo Vadis". Simposio geología de la costa y plataforma bonaerense, VI Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Mar del Plata, Actas de resumenes: 91.

- Vecchi, L.G., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S., 2005. Banco elongado en un estuario mesomareal: Rasgos de fondo y dinámica sedimentaria. 16º Congreso Geológico Argentino, La Plata, Actas 3: 793-800.
- Vecchi, L.G., Ginsberg, S.S. y Aliotta, S., 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. y Parker, G., 1999. Historia evolutiva del Río de la Plata durante el Cenozoico superior. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta. Actas 1: 504-507.
- Violante, R.A. y Parker, G., 2000. El Holoceno en las regiones marinas y costeras del nordeste de la provincia de buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55 (4): 337-351.
- Violante, R.A. y Parker, G., 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., Parker, G., Cavallotto, J.L. y Marcolini, S., 1992. La Secuencia Depositacional del Holoceno en el «Río» de la Plata y plataforma del noreste bonaerense. IV Reunión Argentina de Sedimentología, La Plata, Actas 1: 275-282.
- Violante, R.A., Parker, G. y Cavallotto, J.L., 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56 (1) : 51-66.
- 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-Charente River, France. Marine Geology 207: 17-38.
- Wellner, R.W. y Bartek, L.R., 2003. The effect of sea level, climate, and shelf physiography on the development of incised-valley complexes: a modern example from the east China sea. Journal of Sedimentary Research, 73 (6): 926-940.

Weschenfelder, J., Corrêa, I.C., Aliotta, S., Pereira, C. y Vasconcellos, V., 2006. Shallow gas

accumulations in the sediments of the Patos Lagoon area, southern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciencias, Brasil., 78(3): 607-614.

- Weschenfelder, J., Corrêa, I.C., Toldo Jr., E.E. y Baitelli, R., 2008a. Paleocanais como indicativo de eventos regressivos quaternários do nível do mar no sul do Brasil. Revista Brasileira de Geofísica 26 (3): 367-375.
- Weschenfelder, J., Medeanic, S., Corrêa, I.C., Aliotta, S., 2008b. Holocene paleoinlet of the Bojuru region, southern Brazil. Journal of Coastal Research. 24 (1A): 99-109.
- Zambrano, J.J., 1976. Comarca de la cuenca Cretácica de Colorado. Segundo Simposio de geología Regional Argentina, Academia nacional de Ciencias de Córdoba, Volumen 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. y Quattrocchio, M., 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56 (1): 25-37.

## TRABAJOS EXTRAÍDOS DE LA PRESENTE INVESTIGACIÓN

## TRABAJOS COMPLETOS

- Giagante, D., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S., 2005. Evidencia sísmica de paleocanales en el subsuelo del estuario de Bahía Blanca, Argentina. Actas del XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Tomo III, Pág.: 809-816.
- 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 Geológica Argentina 63 (1): 65-75.

## RESÚMENES

- Giagante, D., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S., 2006. Acumulaciones gasíferas asociadas a estructuras de paleocanales en el subfondo del estuario de Bahía Blanca. VI Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, XIV Coloquio Argentino de Oceanografía, Puerto Madryn. Resúmenes: Pág.: 203.
- Giagante, D., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S., 2007. Morfología submarina de un sector navegable del estuario de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. VI Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Mar del Plata. Actas de resúmenes: Pág.: 98.