



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

GEOLOGÍA DEL SECTOR DE ENTRADA AL ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA Y MORFODINÁMICA DE GRANDES DUNAS SUBMAREALES

Lic. Marta Elizabeth Minor Salvatierra

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2016

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 15 de Junio de 2010 y el 20 de Noviembre de 2016, bajo la dirección de la Dra. Silvia Susana Ginsberg. y la codirección del Dr. Salvador Aliotta

.....



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Secretaria General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el/...../..... , mereciendo la calificación de(.....)

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer a aquellas personas que me acompañaron en este camino durante el desarrollo de mi tesis doctoral.

En primer lugar a mis directores Dra. Susana Ginsberg y Dr. Salvador Aliotta por el apoyo, conocimientos y experiencia que me han brindado desde el inicio de este trabajo.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por otorgarme las becas tipo I y tipo II que posibilitaron el desarrollo de la tesis.

Al Departamento de Geología y docentes de la Universidad Nacional del Sur, lugar donde me formé como Licenciada y realicé la mayor parte de los cursos de posgrado.

Al Instituto Argentino de Oceanografía (IADO) por brindarme lugar de trabajo y los medios necesarios para realizar mi Tesis.

Al personal de la embarcación Buen día Señor perteneciente al IADO: Camilo Bernardez, Enio Redondo, Alberto Conte y Juan Albrizio por su colaboración en las campañas de relevamiento.

A mis primeros compañeros de oficina Laura Vecchi, Nicolás Luna y Dario Giagante por los gratos momentos compartidos y largas charlas de los más diversos temas.

A Guillermo Lizasoian, quien siempre me brindó su apoyo en consultas diversas y especialmente por esforzarse en el desarrollo de las campañas para que obtenga toda la información necesaria para mi trabajo de Tesis.

Al Señor Carlos Galán por su colaboración y buena predisposición en las campañas de relevamiento. Además de la asistencia del instrumental utilizado en las mismas.

A María Emilia Bravo y Eliana Pereyra Fernández por ofrecer siempre su cooperación.

A Jorge Spagnuolo, mi especial agradecimiento por sus consejos y acompañamiento.

A Vane, Andre, Lujan, Nati, Noe, Clau y Ana por los lindos *tea time*.

A Juli, Andre, Coty, Facu, Maju y Georgina con los que compartimos grandes momentos y charlas de distensión durante los almuerzos.

A mi familia: papá, mamá, Nati, Caro y Leo por el apoyo constante y por brindarme su amor. A Isa que con su llegada iluminó la vida de todos en la familia.

A Francisco, por alentarme siempre y ser mi compañero de vida.

RESUMEN

Los estuarios son uno de los ambientes costeros más importantes que se desarrollan a lo largo del litoral Argentino. Cada uno de ellos adquiere particularidades dinámicas y geológicas diferentes. Particularmente, la configuración morfológica del estuario de Bahía Blanca, ubicado al sur de la provincia de Buenos Aires, es el resultado de los procesos hidrológicos y sedimentarios vinculados a las variaciones cuaternarias del nivel del mar. El presente trabajo de tesis se desarrolló en el sector de entrada al canal Principal del estuario, vía de acceso a los importantes puertos de la región.

El objetivo de este estudio es profundizar el conocimiento geológico-estratigráfico, geomorfológico y dinámico del sector. Para el análisis morfológico y sedimentológico del fondo se utilizó un sistema batimétrico de alta precisión y muestreo de fondo, respectivamente. Las condiciones hidrodinámicas se analizaron a partir de datos obtenidos con ADCP, mientras que el subfondo marino se estudió con un perfilador sísmico de alta resolución.

El análisis de los datos morfosedimentológicos permitió definir cuatro tipos de fondo. Sobre el veril norte el lecho es rocoso, constituido por terrazas y desniveles, pasando, hacia el sur, a un fondo plano con escasa cubierta sedimentaria. En las máximas profundidades del canal se desarrolla un amplio sector con grandes dunas submareales. Sobre el veril sur del canal Principal y sureste del campo de dunas, el fondo es arenoso plano, carente de formas.

El análisis sismoestratigráfico permitió reconocer cuatro secuencias sísmicas, las que fueron correlacionadas litológicamente con perforaciones profundas preexistentes. Las secuencias S1 y S2 constituyen el basamento acústico, conformado por sedimentos arcillo limosos y limo areno arcillosos cementados y correlacionables a la Formación Arroyo Chasicó-Formación Pampiano (Mioceno tardío-Pleistoceno). Hacia arriba, se determinó la secuencia S3, cuya configuración sísmica indica un origen fluvial. La columna estratigráfica se completa con la

secuencia S4, compuesta por materiales arenosos, los cuales forman las dunas submareales estudiadas.

El presente trabajo de Tesis incluyó, como parte relevante de la investigación, un análisis detallado de la morfología de las dunas, de su variabilidad temporal y tasa de migración, en función del tipo de geoforma. El campo se compone de grandes dunas que muestran dos configuraciones morfológicas, diferenciadas en dunas sinuosas y barjanes. Las dunas estudiadas son las más grandes del estuario, con alturas y longitudes de onda superior a 5 m y 130 m, respectivamente. Las crestas de las grandes se disponen, en general, perpendiculares al eje del canal. A partir del análisis geométrico de sus parámetros, las dunas muestran una correlación positiva débil entre la altura y su longitud de onda, como también entre la altura de la duna y la profundidad del agua. Por otro lado, las mediciones de las corrientes indican que la velocidad de refluo (140 cm/s) es superior a la de flujo (120 cm/s) y se producen en el centro del canal, donde se desarrollan las mayores formas tipo barján. Mediante las mediciones realizadas se estableció una velocidad media de migración de las dunas de 43 m/año, hacia el exterior del estuario.

ABSTRACT

Estuaries are one of the most important coastal environments along the Argentine coast. They are characterized by different dynamic and geological features. Particularly, Bahía Blanca estuary, which is located in the south of Buenos Aires province, Argentina, has a morphological configuration that arises from hydrological and sedimentary processes related to quaternary variations in sea level. This Ph. D. Thesis was carried out in the entry area to the Principal Channel of Bahía Blanca estuary, the major path to the principal ports in the region.

The purpose of this Thesis was to further deepen our knowledge on the stratigraphic geology, geomorphology and dynamics of this estuary. To this end, bottom sampling was carried out for the sedimentological analysis and a high precision bathymetric system was used for the morphological analysis of the study area. The hydrodynamic conditions were analyzed from data obtained with ADCP and the marine sub-bottom was studied using high-resolution seismic profiling.

Our analysis of morphosedimentological data showed four bottom types. On the northern flank of the channel, the bottom, which is predominantly rocky, was found to be modeled in terraces and escarpment levels, and towards the south, it could be observed that it becomes flat with scarce sedimentary cover. A large area with large subtidal dunes was observed to be located at the maximum depths of the channel. On the southern flank of the Principal Channel and southeastern sector of the dune field, the bottom was found to be sandy and with no shapes.

Our seismic-stratigraphic analysis showed four seismic sequences which were lithologically correlated with deep pre-existing drillings. Sequences S1 and S2 form the acoustic basement composed of clayey silt and cemented silty clay sediments correlated with the Arroyo Chasicó and Pampiano Formations (late Miocene-Pleistocene). Sequence S3 formed above S2 and showed a seismic configuration indicative of fluvial origin. The stratigraphic column was observed to be completed

with sequence S4 which is composed of sandy materials shaping the subtidal dunes studied.

A major issue in this Thesis was a detailed analysis of dune morphology, their time variability and migration rate, depending on the geoform type. The dune field was observed to be composed of large dunes showing two morphological configurations, both differentiated into sinuous and barchan dunes. The dunes studied were observed to be the largest in the estuary, with heights and wavelengths higher than 5 m and 130 m, respectively. Their crests were observed to be, in general, perpendicular to the channel axis. Our geometric analysis of dune parameters revealed that dunes show a weak positive correlation not only between dune height and wavelength but also between dune height and water depth. Our current measurements indicated that ebb current velocity (140 cm/s) is higher than flood current velocity (120 cm/s) and that both occur at the center of the channel where barjan dunes are formed. The current measurements carried out in the study area determined an average dune migration velocity equivalent to 43 m/year towards the outer part of the estuary.

Certifico que fueron incluidos los cambios y correcciones sugeridas por los jurados.

TABLA DE CONTENIDO

PREFACIO	I
AGRADECIMIENTOS	II
RESUMEN	III
ABSTRACT	V

CAPITULO I

1. INTRODUCCION	1
1.1. Objetivos general y específicos.....	4
1.2. Área de estudio.....	5
1.2.1. Marco geológico regional.....	6
1.2.2. Antecedentes del área de estudio.....	9

CAPITULO II

2. MÉTODOS DE TRABAJO	12
2.1. Tareas de campo.....	12
2.1.1. Métodos acústicos.....	13
a. Sonda Multihaz.....	13
b. Perfilador sísmico.....	14
c. Perfilador corriente acústico doppler (ADCP).....	14
2.1.2. Muestreo de fondo.....	15
2.2. Tareas de laboratorio.....	16
2.3. Tareas de gabinete.....	16
2.3.1. Procesamiento de datos batimétricos y sísmicos.....	16
2.3.2. Procesamiento de corrientes.....	18
2.3.3. Procesamiento de datos sedimentológicos.....	18

CAPITULO III

3. RESULTADOS	23
3.1. Caracterización morfológica del fondo marino.....	23

3.2. Características de las dunas.....	24
3.2.1. Morfometría.....	24
3.2.2. Análisis de los parámetros morfométricos.....	28
3.2.3. Dunas barján.....	30
3.2.4. Migración.....	31
3.3. Sedimentos de fondo.....	54
3.3.1. Características granulométricas.....	54
3.3.2. Parámetros estadísticos.....	57
3.4. Características sismoestratigráficas del subfondo.....	65
Secuencia S1.....	65
Secuencia S2.....	66
Secuencia S3.....	67
Secuencia S4.....	67
Secuencia S4a.....	68
Secuencia S4b.....	69
Secuencia S4c.....	69
3.5. Corrientes de marea.....	78
CAPITULO IV	
4. DISCUSION.....	90
4.1. Rasgos morfológicos de fondo y su vinculación con las secuencias sismoestratigráficas	90
4.2 Morfodinámica de las dunas.....	99
4.2.1 Análisis de los parámetros morfométricos.....	108
4.2.2 Migración de las dunas y transporte de sedimento.....	110
CAPITULO V	
5. CONCLUSION.....	133
BIBLIOGRAFIA.....	138

CAPITULO I

1. INTRODUCCION

Los diversos ambientes morfosedimentológicos que caracterizan las diferentes costas del mundo son el resultado de variados procesos geológico-marinos. El análisis de las distintas unidades sedimentarias, y sus relaciones laterales y verticales en el subsuelo, permite definir la historia geológica evolutiva y los diversos paleoambientes sedimentarios relacionados a las variaciones del nivel del mar ocurridas durante el último período postglacial. Esta evolución costera ha dejado evidencias morfológicas, sedimentológicas, paleontológicas y/o estratigráficas que, en especial en el ambiente subácueo, son modificadas o enmascaradas en mayor o menor medida por las condiciones hidrodinámicas y sedimentológicas actuales. El estudio y evaluación de las mismas resulta conducente a inferir tendencias futuras, vinculadas al proceso evolutivo de la región costero marina.

En particular, los estuarios son formaciones litorales donde la intervención de una serie de elementos dinámicos, como son el efecto de la marea, los aportes de agua dulce y el balance de sedimentos de origen marino y terrígeno, dan origen a la forma y hábitat de un recurso natural muy importante en el desarrollo costero. Estas zonas, por lo tanto, son susceptibles de aprovecharse, no sólo para el crecimiento y explotación de especies marinas, complementando con prácticas de acuicultura; sino también para fines portuarios y/o establecimiento de plantas industriales y polos petroquímicos. Estos últimos justifican su asentamiento en zonas costeras por razones operativas, dada su elevada demanda de agua, y por causas económicas, vinculadas a la comercialización y exportación de sus productos.

En muchos países, especialmente en aquellos desarrollados, el elevado grado de concientización de un indispensable manejo costero impulsa numerosas investigaciones. Contrariamente, en nuestro país los trabajos científicos geológicos que incluyen al ambiente marino son escasos y están lejos de cubrir las expectativas nacionales. Es por ello que, acompañando el desarrollo costero, en las áreas marinas adyacentes resultan científica y estratégicamente relevantes los

estudios y evaluaciones geológicas y batimétricas del fondo destinado a poseer un indispensable conocimiento de base para la evaluación de factibilidades de nuevos asentamientos antrópicos y para preservar la seguridad del tráfico marítimo y la biodiversidad .

En las costas dominadas por corrientes de marea, como ser estuarios y bahías, es común el desarrollo de formas de fondo de diferentes escalas espaciales, como bancos arenosos y dunas subácueas, constituyendo rasgos morfológicos importantes ya que, en algunos casos, pueden limitar la navegabilidad de las embarcaciones de gran porte. En particular, las dunas, también llamadas ondas de arena, han sido motivo de un gran número de investigaciones en todo el mundo. Ellas son el resultado de la continua interacción entre el flujo y el material arenoso del lecho, generándose bajo condiciones de suficiente aporte sedimentario, profundidad de agua y corrientes capaces de movilizar los sedimentos del fondo.

A través de varias publicaciones se ha mencionado que la formación, el tamaño y las características morfológicas de las ondas de arena son controladas por la interacción dinámica entre diversos factores, como profundidad, velocidad y dirección de la corriente, granulometría de los materiales de fondo y disponibilidad sedimentaria (Ashley, 1990; Dalrymple y Rhodes, 1995; Carling et al., 2000; Ernsten et al., 2005; Li y King, 2007; Buijsman y Ridderinkhof, 2008 a y b; Van Landeghem et al., 2009). En consecuencia, el desarrollo y dimensiones que adquieren estas formas de fondo no pueden explicarse sólo por una única variable. Si bien la acción conjunta de los factores de control que actúan sobre ellas aún no es totalmente comprendida, se conoce que las mismas cambian su morfología, de manera de alcanzar un nuevo equilibrio, si las condiciones hidrodinámicas y/o sedimentológicas se modifican.

Las ondas de arena no solo experimentan variaciones debido a los procesos naturales, sino también pueden ser modificadas por la intervención humana (Kato et al., 1998). A medida que el tráfico marítimo sufre un vertiginoso aumento, los canales de navegación necesitan ser cada vez más profundos, lo que impulsa a

continuos trabajos de dragado, los cuales, muchas veces, concluyen con el volcado de los materiales extraídos (refulado) en áreas cercanas donde las dunas se desarrollan. Es así como, la presencia de grandes ondas de arena, además de constituir un constante peligro para la navegación, pueden sufrir significativos cambios en respuesta a las tareas antrópicas, ya que se modifica la disponibilidad y distribución de los sedimentos, perturbando el equilibrio natural del sistema (Knaapen y Hulscher, 2002; Németh et al., 2003).

Otra importante implicancia que tiene el estudio de las dunas se refiere al análisis de su estructura interna, dado que ella constituye un registro de los mecanismos de formación y evolución de las geoformas. De esta manera, su facies estratigráfica interna muestra superficies limitantes, que son indicativas de los procesos hidro-sedimentarios intervinientes. Por lo tanto, el reconocimiento de estas estructuras en el registro estratigráfico contribuye a la reconstrucción de antiguos procesos y ambientes sedimentarios (Le Bot y Trentesaux, 2004).

En el estuario de Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires) la presencia de dunas subácuas de distintos tamaños ha sido observada en diversos canales (Ginsberg et al., 2001; Ginsberg et al., 2003; Cuadrado et al., 2003; Lizasoain, 2007; Vecchi et al., 2008; Giagante et al., 2008; Ginsberg et al., 2009 a y b). Sin embargo, en el canal de navegación que sirve de acceso a los puertos de la región (canal Principal) dichas estructuras resultan un rasgo muy frecuente. Particularmente, en el tramo de entrada al estuario se desarrolla un gran campo de dunas, en el cual se localizan las formas de mayores dimensiones, con alturas superiores a los 6 m (Aliotta, 1987). En el marco del actual Plan de Expansión Portuaria que impulsa el Consorcio de Gestión del Puerto de Bahía Blanca, estas grandes formas de fondo comprometen el calado del canal de navegación. Las futuras tareas a desarrollar consisten, además de la profundización del canal navegable, en la utilización de un sector lindante a dicho campo de dunas como área de vaciado.

En consecuencia, las transformaciones antrópicas proyectadas en el canal Principal del estuario pueden causar significativas variaciones morfológicas en las

geoformas existentes. Es por ello que la morfodinámica de este tipo de estructuras ha sido investigada con un creciente esfuerzo en las últimas décadas, no solo por la relevancia geológica conceptual del tema, sino por el continuo incremento en problemas relacionados con factores naturales y antropogénicos.

1.1. Objetivos: general y específicos

Dentro del marco conceptual mencionado, el objetivo general del Trabajo de Tesis es la realización de un detallado estudio geológico (morfología, sedimentología y estratigrafía) e hidrodinámico en la zona de la boca del estuario de Bahía Blanca, con especial énfasis en la determinación de los principales factores vinculados con la formación y evolución de las grandes ondas de arena allí presentes. Dentro de este contexto se contemplan los siguientes objetivos específicos:

- a) Realizar una completa y detallada base de datos sobre las características morfológicas y sedimentológicas del área de estudio, que posibilite la realización de un modelo 3D de las grandes geoformas.
- b) Determinar y analizar el comportamiento de las corrientes de marea, estableciendo su variabilidad espacial y temporal, a escala regional y en particular sobre las formas de fondo.
- c) Examinar, mediante sísmica de alta resolución y testigos, la estratigrafía del subfondo en el área de estudio, definiendo calidad del fondo y su vinculación geológica con las unidades sísmicas del subsuelo marino. Establecer espesores sedimentarios superficiales asociados a las formas de fondo (disponibilidad sedimentaria).
- d) Establecer la velocidad de migración de las formas de fondo, en relación con las condiciones hidrodinámicas locales y realizar estimaciones del transporte de sedimento.

e) Integración de los resultados tendiente a definir los principales factores geológicos y variables hidrodinámicas que controlan la formación y evolución de las dunas.

1.2. Área de estudio

El área de estudio del presente Trabajo de Tesis está ubicada al sur de la provincia de Buenos Aires (Argentina), en el estuario de Bahía Blanca (Fig.1.1, a y b). Éste presenta una configuración regional que se caracteriza por una densa red de canales de diversas dimensiones, generalmente de tipo divagante o meandroso. Numerosos islotes de relieve plano y escasa altitud, y amplias llanuras de fango y arena que se cubren periódicamente con las pleamares, completan la fisiografía de la zona costera.

La circulación general del estuario es dominada por una onda de marea semidiurna (Perillo y Piccolo, 1991) con un rango medio, en el canal Principal, de 3,04 m en sicigia y 2,5 m en cuadratura, por lo cual se lo califica como mesomareal. Asimismo, el estuario se comporta como hipersincrónico, ya que la amplitud de la marea aumenta hacia el interior del mismo (Perillo y Piccolo, 1991). En tanto, los principales tributarios fluviales, el río Sauce Chico y el arroyo Napostá Grande, aportan un caudal medio anual de agua dulce de 1,9 y 0,8 m³ s⁻¹, respectivamente (Perillo et al., 1987).

En el canal Principal las corrientes son reversibles, con velocidades máximas promediadas verticalmente de 1,2 m s⁻¹ y 1,05 m s⁻¹ para condiciones de reflujos y flujos, respectivamente (Nedeco-Arconsult, 1983; Serman, 1985). Estudios más recientes (Ginsberg et al., 2012) llevados a cabo en la zona interna del estuario (frente al puerto de Ing. White) indican que la máxima velocidad promedio de la corriente de flujo alcanza valores promedio de 1,05 m s⁻¹, mientras que la corriente de reflujos adquiere 1,30 m s⁻¹. En tanto que en la zona externa (al este de puerto Rosales), sector del presente Trabajo de Tesis, el máximo valor promedio observado para el flujo es de 1,2 m s⁻¹, mientras que el reflujos alcanza 1,40 m s⁻¹.

El canal Principal, ruta de acceso a uno de los complejos portuarios y petroquímicos más importantes del país, posee una longitud aproximada de 68 km, con una orientación general ONO-ESE. Este posee una configuración en embudo, presentando un ancho de 200 m en su cabecera y 3 a 4 km en su desembocadura. Sobre su costa norte se asientan industrias petroquímicas que le dan a la zona relevancia económica a nivel nacional e internacional. A lo largo de este canal la corriente de bajante establece un transporte neto de material arenoso como carga de fondo hacia el exterior del estuario (Aliotta y Perillo 1987; Cuadrado et al., 2003; Giagante et al., 2011; Vecchi et al., 2013), originando sobre la plataforma marina adyacente grandes bancos arenosos, que constituyen un amplio delta de reflujo (Aliotta, 1987).

El área considerada en la presente Tesis comprende la zona de entrada al estuario, y se sitúa entre los 38° 56,40' y 38° 59,50' latitud Sur y 61° 56,91' y 62° 02,08' longitud Oeste, próximo a Puerto Rosales (Fig. 1.1, a). El tramo estudiado incluye la región marina que se extiende desde el sector este de Puerto Rosales, donde se localiza la Base de Infantería de Marina "Baterías", hasta aproximadamente 9 km en dirección a la zona externa del estuario, sitio donde se ubica la boya 17 (Fig.1.1, b). El sector sur está delimitado de oeste a este por las desembocaduras del Canal del Sur y del Arroyo Laborde, a continuación por un banco elongado denominado Cuchillo y más hacia el extremo sureste por el banco Redondo.

El área investigada presenta un ancho de 2,5 km, integrando una superficie de alrededor de 23 km². Según la carta H212-1 del Servicio de Hidrografía Naval, la máxima profundidad que adquiere el tramo estudiado es de 21 m, en el centro del canal. La pendiente media del veril norte es más suave (8°) que la del veril sur (13°).

1.2.1. Marco geológico regional

El encuadre geológico regional del estuario de Bahía Blanca está dominado por la evolución de la cuenca cretácica del Colorado. La misma ocupa una superficie

de 126.000 km², con un espesor máximo de los depósitos sedimentarios de 7.500 m en la parte más profunda. Los límites de la cuenca son dos zonas de fallas, una al norte y la otra al sur, las que la separan de los macizos de Sierra de la Ventana y Nordpatagónico, respectivamente. Ella se extiende hacia el este, hasta las proximidades del talud continental, donde alcanza su mayor profundidad.

La estratigrafía de la cuenca (Zambrano, 1980) se compone de un basamento precretácico (Precámbrico a Jurásico), constituido por rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias muy diagenizadas. En tiempos jurásicos medios o superiores se inicia la fracturación del basamento y comienza en forma gradual la subsidencia con una sedimentación de ambiente lacustre. La subsidencia continúa en forma lenta mientras aumenta gradualmente la sedimentación. En el Cretácico medio se deposita la Formación Fortín y sus equivalentes laterales, compuesta de areniscas y lutitas de planicie aluvial. Durante el Coniaciano se produce una fase tectónica con una mayor subsidencia de la cuenca y una elevación de las áreas que la limitan. Este mayor desnivel entre zonas de aporte y de acumulación se refleja en la granulometría más gruesa de la Formación Colorado, areniscas gruesas a veces conglomerádicas intercaladas con lutitas arenosas. Estas sedimentitas son de edad Cretácico Superior y, en la parte más profunda de la cuenca, se asocian a ambientes deltaicos.

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

origen a la acumulación de los depósitos de plataforma, con intervalos litorales de la Formación Barranca Final (arcilitas, lutitas y limolitas verdosas o gris oscuras).

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

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

En el Pleistoceno y durante el Holoceno se producen los avances y retrocesos del mar que dieron lugar a la configuración actual de la cuenca y, en particular, a la región costera marina de Bahía Blanca. Así, los depósitos marinos del Pleistoceno tardío, están presentes en el subsuelo de manera saltuaria entre los 8 y 4 m sobre el n.m.m (nivel medio del mar). Los mismos fueron estudiados sedimentológica y paleontológicamente por González Uriarte, 1984; Chaar y Farinati, 1988; Chaar et al., 1992; Aliotta et al., 1996.

El último proceso transgresivo-regresivo marino ocurrido durante el Holoceno, da origen a muchas evidencias geológicas de diversas características. Un rasgo relevante lo constituye una serie de cordones arenosos con abundantes restos de moluscos, entre cotas de 6 y 7 m por sobre el n.m.m., dispuestos más o menos en forma continua y paralela al litoral actual (Farinati, 1985; González, 1989; Farinati y Aliotta, 1997; Aliotta et al., 2001; Aliotta et al., 2013). Las amplias marismas o llanuras costeras que limitan el estuario fueron desarrolladas por progradación de

sedimentos finos durante el último evento regresivo marino postglaciar (Aliotta y Farinati, 1990). Sus fósiles en posición de vida indican para dicho evento edades radiocarbónicas entre 3300 y 3900 años A.P. (González et al., 1983; Farinati et al., 1992; Aliotta et al., 2013).

1.2.2. Antecedentes del área de estudio

Los fondos someros del estuario de Bahía Blanca presentan características morfosedimentológicas vinculadas al último proceso transgresivo-regresivo ocurrido durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (Aliotta y Farinati, 1990; Aliotta et al., 1991; 1992; 1996; 2013; 2014; Lizasoain y Aliotta, 1995; Spagnuolo, 2005).

Particularmente, el canal Principal se presenta parcialmente cubierto por arena y fango con características morfológicas dependientes del efecto de las olas y de las corrientes de marea. Estudios previos en diferentes sectores del Canal Principal establecen que está fuertemente dominado por las corrientes de bajante (Aliotta y Perillo, 1987; Cuadrado et al., 2003; Vecchi et al., 2008), las cuales determinan un importante transporte de sedimento arenoso como carga de fondo hacia la Plataforma Continental (Aliotta, 1987; Aliotta y Perillo, 1987; Ginsberg, 1991; Cuadrado et al., 2003; Vecchi et al., 2008; Giagante et al., 2011). En particular, para el sector en estudio, mediciones de corrientes realizadas por métodos acústicos (ADCP) determinaron velocidades máximas de corriente de sicigia de $1,05 \text{ m s}^{-1}$ y $1,30 \text{ m s}^{-1}$ para flujo y reflujos, respectivamente (Ginsberg et al., 2012).

En el amplio sistema estuarial de Bahía Blanca existen sectores con un escaso grado de conocimiento de las características geológicas-estratigráficas submarinas. Al respecto, pueden mencionarse algunos trabajos pioneros referidos al estudio del fondo y subfondo marino de diversos canales, cuyo método principal de prospección fue la sísmica de alta resolución (Lizasoain y Aliotta, 1995; Aliotta et al., 1996, 1997; Lizasoain, 2007). Siguiendo con esta línea, se han realizado numerosas investigaciones referidas a morfología y sismoestratigrafía marina. Así, fueron definidas las características morfodinámicas de grandes canales de marea, como La

Vieja, La Lista y Tres Brazas, conjuntamente con sus unidades sísmicas, las cuales son vinculantes a la evolución costera del Cuaternario tardío (Vecchi, 2009; Giagante, 2009).

La mayor cantidad de estudios geológicos se localizan en el canal Principal. En este, grandes concentraciones gasíferas en sedimentos someros (*shallow gas*) vienen siendo estudiadas con sísmica de 3,5 kHz, determinando posición estratigráfica del yacimiento y distribución regional de los mismos (Giagante et al., 2006; Aliotta et al., 2010; Aliotta et al., 2014). La columna sismoestratigráfica del Pleistoceno-Holoceno para la región interna del estuario es definida por Aliotta et al. (2013). La misma demuestra el desarrollo de un antiguo ambiente deltaico, antes de la transgresión holocena.

En contraposición a los numerosos estudios geológicos realizados desde puerto Belgrano (Fig. 1.1, a) hacia el interior del estuario, en el sector de entrada al canal Principal resultan sumamente escasos este tipo de investigaciones. Estudios referidos a la geomorfología de dunas subacueas y a la dinámica sedimentaria, en el área que comprende la presente Tesis, fueron realizados por Aliotta (1987) y Aliotta y Perillo (1987).

Asimismo, pueden mencionarse los estudios llevados a cabo sobre la costa norte del área de interés. Spagnuolo (2005) realiza un Trabajo de Tesis sobre cordones conchilíferos que conforman una gran espiga holocena, y establece la evolución de dicha geoforma. En tanto, Aliotta et al. (2013), basándose en evidencias paleontológicas y sismoestratigráficas, define el proceso evolutivo costero holoceno, estableciendo la curva de variación del nivel del mar. Este proceso transgresivo dió origen a los rasgos erosivos submarinos que se encuentran adyacentes a la costa norte del área de estudio, los cuales se hallan conformando niveles aterrazados rocosos a partir de los 13 m de profundidad (Aliotta y Perillo, 1990; Spagnuolo, 2005 y Aliotta et al., 2015).

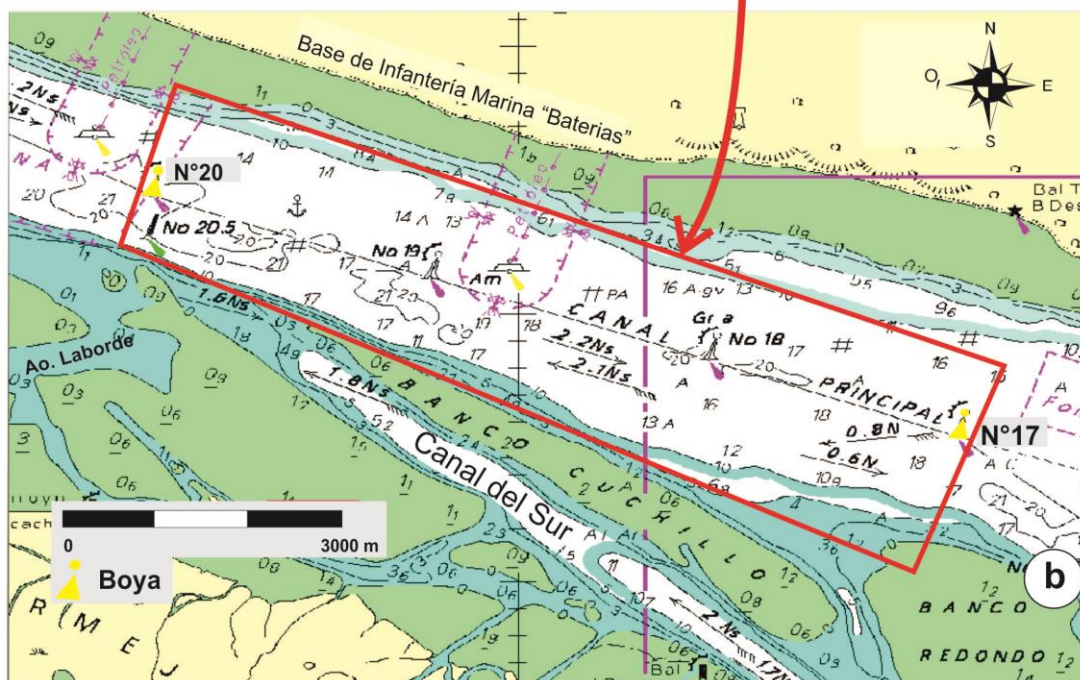
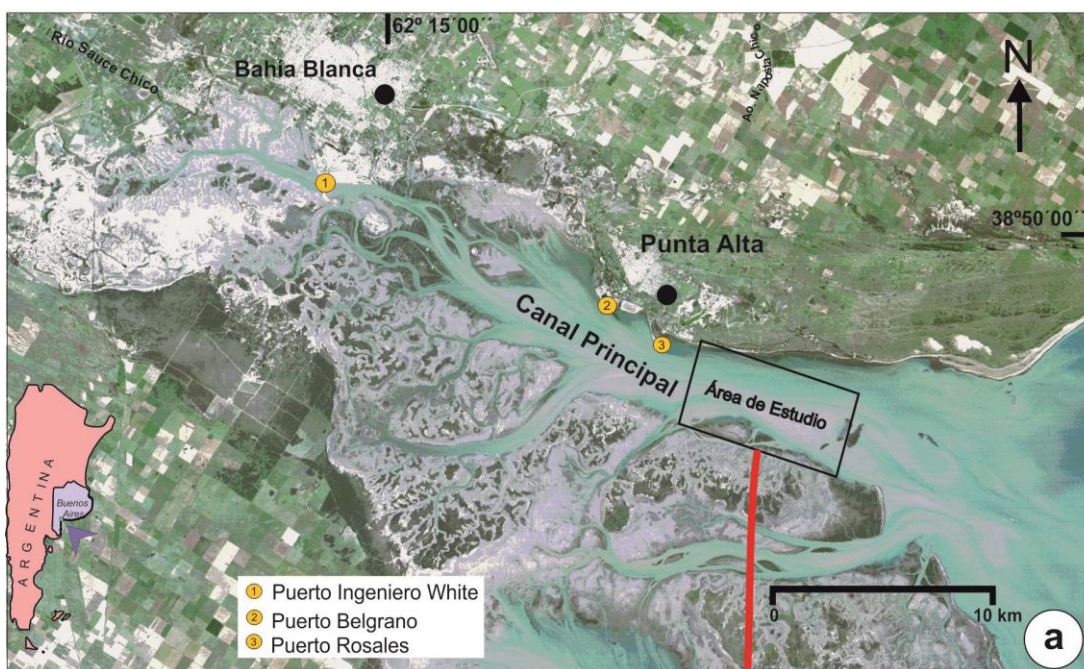


Figura 1.1. a. Imagen satelital de la región costera-marina de Bahía Blanca con la ubicación del área de estudio; b. carta H212-1 del Servicio de Hidrografía Naval, donde el recuadro en rojo señala el área de estudio.

CAPITULO II

2. MÉTODOS DE TRABAJO

Para el desarrollo del presente Trabajo de Tesis se llevaron a cabo tareas de campo, de laboratorio y gabinete. Los diferentes métodos de trabajo realizados son detallados a continuación.

2.1. Tareas de campo

Las tareas de campo consistieron en la realización de campañas oceanográficas para el relevamiento sismoestratigráfico, morfológico, sedimentológico e hidrológico del área de interés. Las campañas se realizaron en la embarcación “Buen Día Señor”, perteneciente al Instituto Argentino de Oceanografía (IADO) (Fig. 2.1). La misma, con una eslora de 13 m y 3,5 m de manga, cuenta con equipos de posicionamiento, ecosonda digital y radar. Su calado de 1,5 m posibilita relevar sectores de baja profundidad.

La carta H212-1 del Servicio de Hidrografía Naval se utilizó como base de la navegación y proyecto de relevamiento. El posicionamiento fue realizado en tiempo real con un sistema GPS en modo diferencial y controlado con un programa de navegación específico. Previamente a la realización de cada campaña, y teniendo en cuenta el equipo a utilizar, se proyectó una grilla de piernas de navegación con una longitud y espaciamiento determinado para garantizar la total cobertura del área de interés. Para el caso del relevamiento de base, realizado en simultaneo con la sonda multihaz y perfilador sísmico la prospección marina consistió en 17 piernas paralelas al eje del canal (ENE-OSO) con 150 m de espaciamiento entre ellas, abarcando un total de algo más de 2 km de ancho y 8,7 km de largo (Fig. 2.2). A estas se le sumo 4 líneas transversales a las mencionadas, obteniéndose así una elevada densidad de datos.

2.1.1. Métodos acústicos

a. Sonda Multihaz

Para el análisis morfológico del fondo marino se utilizó un sistema batimétrico multihaz, cuya elevada densidad de datos permite generar una superficie batimétrica de alta resolución. De esta manera, se logra una visión 2D y 3D del fondo marino con alta precisión.

El equipo utilizado fue un Geoswath Plus de Geoacoustics, cuya frecuencia de operación es de 250 kHz. El sistema se compone por una unidad de transmisión y procesamiento (Fig. 2.3, a), a la cual se le conecta un girocompás y un cabezal con los transductores acústicos, compensador de olas, sensor para determinar velocidad de sonido y ecosonda. Dicho cabezal se fijó a un costado de la embarcación (Fig. 2.3, b), cuyos "offset" con respecto a la superficie del agua y posición de la antena del GPS fueron correctamente medidos. El esquema de relevamiento se observa en la figura 2.3, a y c.

El principio de funcionamiento de este aparato se basa en transmitir impulsos sonoros (ordenados en forma de abanico) que envía el transductor para luego captar y clasificar los ecos, con la finalidad de la obtención de profundidades (Fig. 2.3 d).

El registrador hace funcionar el transmisor y éste envía una señal eléctrica al transductor, que la devuelve al receptor, donde se amplifica el eco cerca de un millón de veces para que el registrador pueda almacenar esa información. El transductor es el encargado de convertir la energía eléctrica en acústica y viceversa. La onda emitida por el transductor viaja hasta el fondo, produciendo un eco que regresa al sensor, el cual mide el tiempo de respuesta (el retardo). Conociendo la velocidad del sonido en la columna de agua (V_s) y el tiempo empleado en regresar la señal (Δt), se puede conocer la distancia, en este caso la profundidad. Esta relación estaría representada por la siguiente ecuación:

$$\text{Profundidad} = V_s \cdot \Delta t / 2$$

Las características del equipo utilizado son:

- Frecuencia de señal: 250 Khz
- Profundidad máxima: 100 m
- Ancho de barrido máximo: 300 m
- Resolución horizontal: 1,5 cm
- Frecuencia de barrido: 10 impulsos/seg

b. Perfilador sísmico

Para el estudio sismoestratigráfico se utilizó un perfilador sísmico de alta resolución. Los datos se adquirieron en forma digital, mediante el empleo del software específico GeoTrace 2009.

El equipo sísmico empleado se compone de un Transmisor-receptor, modelo Geopulse Transmitter 5430A, con frecuencia de emisión variable entre 2 y 12 Khz. Durante los relevamientos se seleccionó 3,5 Khz por considerarse esta la frecuencia más indicada a los fines propuestos. Los emisores-receptores de la onda sísmica se presentan en un arreglo de cuatro transductores GeoAcoustics 137D (Fig. 2.4, a). Estos permiten operar con una potencia máxima de 10 Kw, optimizando así la penetración sísmica y alcanzando varios metros de profundidad en el subsuelo marino. Los transductores fueron colocados, a través de un soporte, a un lado de la embarcación (Fig. 2.4, b).

c. Perfilador de corrientes acústico Doppler (ADCP)

Los datos del flujo de agua fueron obtenidos utilizando un ADCP Broadband Workhorse marca Monitor fabricado por RD Instrument, operando en una frecuencia de 600 kHz (Fig. 2.5, a). Este equipo mide perfiles continuos de las corrientes de marea a lo largo de la columna de agua. Posee 4 sensores que permiten determinar la velocidad de la corriente en tres dimensiones (X, Y, Z). De esta manera, el equipo

mide las componentes horizontales (E-W y N-S) y la vertical de la corriente. La unidad fue montada a un costado de la embarcación (Fig. 2.5, b), cuya velocidad de navegación siempre fue menor a 1,5 m/s. Las mediciones de velocidades del ADCP fueron convertidas según las coordenadas de la tierra. Los datos del ADCP fueron geo-referenciados usando un GPS en modo diferencial (Fig. 2.5, c) y la velocidad del barco corregida por medio del "Bottom-track". Las mediciones se realizaron a lo largo de dos secciones transversales al canal Principal (aproximadamente unos 3500 m cada una de ellas). Una de las secciones se localizó en la zona carente de dunas y la otra en el sector donde se presentan dichas formas de fondo. Cada perfil se repitió cada 50 minutos, a lo largo de un ciclo de marea (aproximadamente 13 h). El sensor se localizó a 0,55 m por debajo de la superficie del agua. Las mediciones fueron recogidas utilizando el procedimiento de un único ping ("simple ping") para captar mejor las características de la turbulencia (Muste et al., 2004). La primera celda (bin) de profundidad se centró a 0,50 m de la cabecera del sensor y el tamaño de celdas de profundidad usada fue de 0,50 m. Los datos se recogieron a una frecuencia de 2 Hz. La velocidad y dirección de la corriente fueron adquiridos con el software WinRiver II (RDI) (Fig. 2.5, d). Todas las velocidades, ubicación y profundidades medidas marcadas como "bads" fueron eliminadas. Cabe destacar que durante el periodo de observación de los datos no hubo viento.

2.1.2. Muestreo de fondo

Para conocer la distribución de los materiales que componen la superficie del fondo se realizó un muestreo de los sedimentos en distintos puntos de interés que cubren el área de estudio. La posición del lugar se obtuvo con el sistema de posicionamiento del cual se hizo referencia al comienzo del presente capítulo. Las muestras fueron obtenidas mediante un extractor de tipo Dietz-La Fond SNAPPER (muestreador a mandíbulas) (Fig. 2.6), utilizado desde la embarcación con un guinche manual ubicado en la popa de la misma. De cada muestra se obtuvo

aproximadamente 500 gr. de material. El material fue embolsado y convenientemente rotulado para su posterior análisis en laboratorio.

2.2. Tareas de laboratorio

Análisis Textural de sedimento

Como parte de las tareas de laboratorio fueron analizadas granulométricamente las muestras de sedimento obtenidas en los trabajos de campo. Para realizar el procesamiento del material recolectado se siguió la metodología estándar reseñada por Folk (1974).

Las muestras, previo secado en estufa a temperatura inferior a 60 °C, se cuartearon hasta obtener un peso aproximado de 50 gr. El sedimento se tamizó utilizando una columna de tamices Taylor ASTM, con un intervalo de separación de ½ grado Ø (escala de Wenworth o escala phi). Cabe destacar, que en este trabajo se considera como grava a todo material de tamaño mayor o igual a 2 mm (-1 Ø). En general esta fracción está dada por la presencia de restos biogénicos, aunque también puede estar formada por clastos de sedimentitas o mezcla de ambos.

2.3. Tareas de gabinete

Procesamiento de datos batimétricos y sísmicos

Las características batimétricas del fondo marino se determinaron con el equipo multihaz de alta resolución (GeoSwath) (Fig. 2.3, a). Este sistema efectúa el relevamiento batimétrico por fajas, obteniéndose en 3D y en forma detallada, los diferentes rasgos morfológicos. Se utilizaron los datos de profundidad para confeccionar un mapa batimétrico con una resolución de 1 m de pixel. La información batimétrica fue corregida por marea utilizando los datos del mareógrafo más cercano al área (Puerto Belgrano). 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. Además los datos de este equipo permiten confeccionar un mapa morfológico del área y crear vistas en 3D de los rasgos del fondo marino.

La caracterización del subsuelo en el sector estudiado se efectuó por medio del análisis de los registros sismo-acústicos obtenidos durante el relevamiento con el perfilador 3,5 kHz, utilizando el mismo software de adquisición GeoTrace 2009. Este software permite mejorar la calidad de los sismogramas a través de la aplicación de TVG (ganancia variable en tiempo) y filtros de frecuencias, de manera de destacar la configuración acústica del subsuelo.

La optimización de los sismogramas permitió destacar los reflectores y facies sísmicas del subsuelo. Además, se calcularon los espesores de las secuencias sísmicas identificadas en el área relevada. Para ello se empleó una velocidad de propagación del sonido de 1650 m seg^{-1} , en concordancia con el material arenoso que prevalece en el fondo marino. 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).

La importancia de este tipo de análisis se fundamenta en que las características acústicas de los perfiles de sísmica de reflexión de alta resolución permiten, generalmente, una correlación precisa entre las facies sísmicas y los depósitos atribuibles a ambientes sedimentarios definidos (Got et al., 1987).

Los sismogramas, posteriormente a su optimización, se analizaron sobre la base del concepto de secuencia sísmica. Esta se define como un depósito o conjunto de reflectores continuos en el espacio y en el tiempo, genéticamente relacionados, que están limitados en su base y techo por discontinuidades o por sus continuidades correlativas (Vail et al., 1977; Brown y Fisher, 1980; Cross y Lessenger, 1988). Dichos límites, generalmente se relacionan con diferentes tipos de terminación de los reflectores, tales como "on lap", "top lap", "down lap", etc.

Procesamiento de datos de corrientes

Los datos de velocidad y dirección de la corriente recogidos en el campo fueron posteriormente procesados mediante el software WinRiver. Por medio de este, se procesan y visualizan los valores de intensidad y dirección de la corriente a través de la sección del canal relevado. La evaluación de la secuencia temporal de los perfiles, según el estado de la marea, permitió definir las características de la corriente de bajante y creciente en distintos sectores, a lo largo de las transectas relevadas.

Procesamiento de datos sedimentológicos

El procesamiento estadístico de las muestras de sedimento se realizó con un programa específico de computación (Perillo et al., 1985). Los resultados consisten en una planilla de datos compuesta por: el peso y el porcentaje, individual y acumulativo respectivamente, de cada fracción; los parámetros estadísticos gráficos (Folk y Ward, 1957) y de momentos; los percentiles calculados de la curva acumulativa, la clasificación de la selección, asimetría y curtosis. Además, se incluyen los porcentajes del tamaño arena, de las diferentes fracciones de la muestra y la caracterización de la muestra según la clasificación de Shepard (1954) modificada por Voza et al. (1974). El programa Granus genera los archivos de datos que nos permiten graficar el histograma y la curva acumulativa, correspondiente a cada muestra.



Figura 2.1. Embarcación oceanográfica "Buen día Señor".

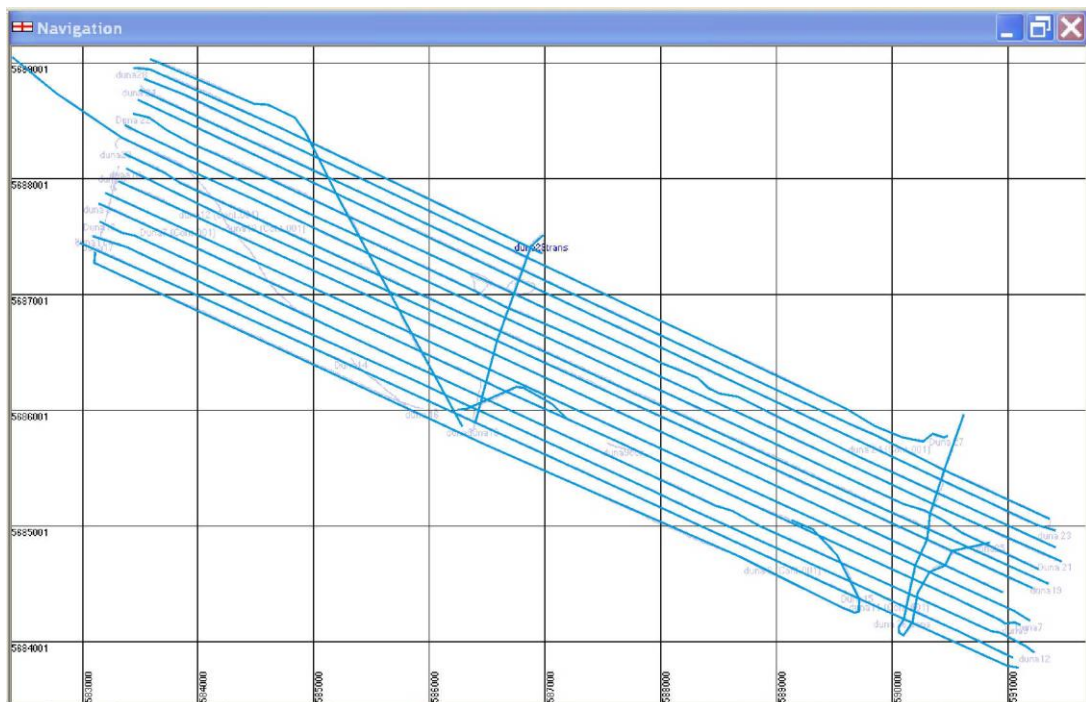


Figura 2.2. Líneas de relevamiento realizadas con sonda multihaz y perfilador 3,5 kHz. Proyección UTM.

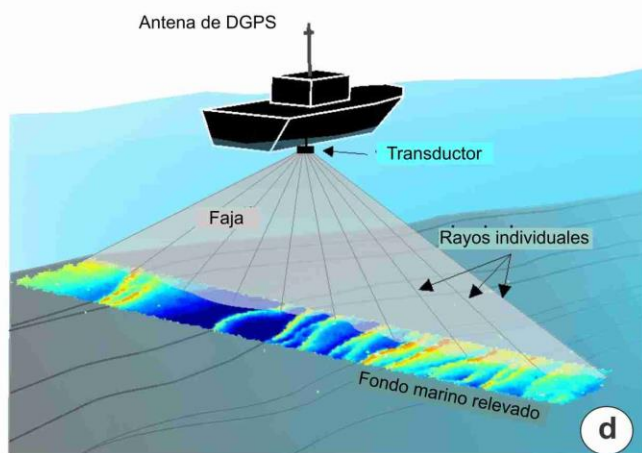
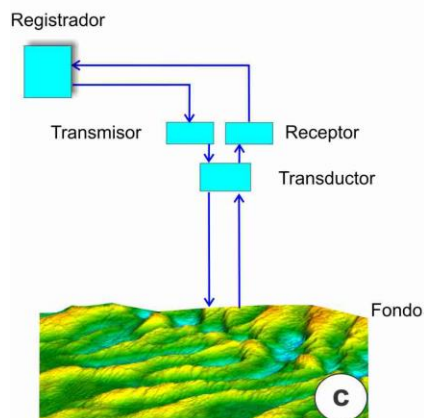
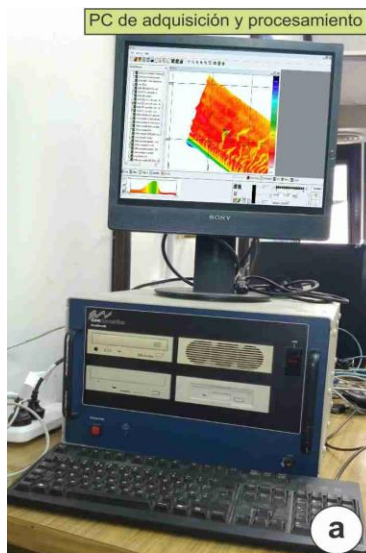


Figura 2.3. a. Unidad de adquisición y procesamiento del Geo Swath; b. Cabezal de la sonda multihaz posicionado para el relevamiento; c. Diagrama de flujo del funcionamiento del GeoSwath; d. Representación esquemática del relevamiento acústico con GeoSwath.



Figura 2.4. a. Transductores del Perfilador 3,5 kHz; b. Fotografía de la estructura soporte de los transductores colocado a estribor de la embarcación.



Figura 2.5. a. ADCP Workhorse Broadband Monitor 600kHz de RDI Instrument; b. Maniobra de instalación del ADCP; c. PC para recopilación y control de datos de navegación; d. PC para adquisición y procesamiento de los datos de corrientes.



Figura 2.6. Muestreador oceanográfico de sedimentos de fondo (snapper).

CAPITULO III

3. RESULTADOS

3.1. Caracterización morfológica del fondo marino

Los datos obtenidos con sonda multihaz permitieron determinar con alta resolución y de forma tridimensional el fondo marino (Fig. 3.1). A través del análisis de los datos morfo-sedimentológicos se distinguieron diferentes rasgos topográficos del fondo marino. Así, en la entrada al estuario se identificaron cuatro tipos de fondo (Fig. 3.2), cada uno de ellos con características geológicas particulares.

Un fondo con afloramientos rocosos conformando terrazas y desniveles escarpados con bordes irregulares, se presenta sobre el flanco norte del canal (Fig. 3.2, fondo a). En dirección sur hacia las mayores profundidades (15-19 m), se identifican afloramientos aislados, de la misma configuración sonográfica que las terrazas, los cuales aparecen en forma de relictos mesetiformes. Este tipo de fondo se vincula a una antigua plataforma de abrasión, labrada por el último proceso transgresivo marino, durante el Holoceno Temprano (Aliotta, 1987; Aliotta y Perillo, 1990). Asimismo, esta antigua plataforma marina localizada en la entrada al estuario de Bahía Blanca puede correlacionarse temporal y altimétricamente con los resaltos topográficos hallados por Aliotta et al. (1999) sobre la plataforma continental externa al estuario.

En el sector centro-sur del canal se presenta un fondo arenoso, caracterizado por el desarrollo de grandes dunas (Fig. 3.2, fondo b), cuyo análisis es parte principal del desarrollo de la presente Tesis. Entre el campo de dunas y la plataforma rocosa del flanco norte del canal (Fig. 3.2, fondo a) se exhibe un fondo relativamente plano y de suave pendiente hacia el sur (Fig. 3.2, fondo c). Los datos sísmicos revelan un lecho con escasa o nula cubierta sedimentaria. Este tipo de fondo, si bien ocupa una franja angosta entre el fondo rocoso y las dunas, hacia los extremos oeste y este del área de estudio sufre un importante ensanchamiento. Lindante con la parte este del campo de dunas se presenta un fondo arenoso plano,

sin la presencia de rasgos morfológicos notables (Fig. 3.2, fondo d). Este fondo también se extiende sobre el talud norte del banco Cuchillo.

3.2. Características de las dunas

3.2.1. Morfometría

Un gran campo de dunas que adquieren diversas formas y tamaños se desarrolla en el sector de mayor profundidad del área de estudio. El mismo posee una configuración elongada ONO-ESE, coincidente con la orientación del canal (Fig. 3.1). En el extremo este, el campo se angosta y se prolonga hacia el flanco norte del canal. Su longitud total es de aproximadamente 5,5 km, mientras que su ancho máximo es de 1,20 km. Ocupa una superficie aproximada de 4,7 Km², localizándose en profundidades entre 19 y 24 m. Los límites geológicos del campo de dunas corresponden, al norte, con un fondo duro carente de cubierta sedimentaria, en tanto el límite sur lo establece la baja profundidad debido a la presencia del banco Cuchillo (Fig. 3.2, a y b).

Diversos parámetros geométricos han sido utilizados para agrupar y categorizar a las dunas. Así, para su clasificación se siguió el esquema de Ashley (1990), donde la altura (H) y la longitud de onda (L) son los parámetros más distintivos. De esta forma, las dunas desarrolladas en la zona de estudio varían desde pequeñas, con $H \geq 0,10$ m y $L = 10$ m, a muy grandes, cuya máxima altura llega hasta 5,3 m, con $L > 130$ m.

El análisis realizado de las dunas incluyó la evaluación de las características morfométricas (longitud de onda, altura, línea de cresta, pendiente de rampa y talud e índice de simetría). Para el mismo, se consideraron seis perfiles paralelos al eje del canal (aproximadamente perpendiculares a la línea de cresta) (Fig. 3.3). Estas líneas fueron establecidas equidistantemente a 160 m una de otra. Para las

mediciones se examinaron todas las geoformas individualmente desde sus secciones transversales, no incluyendo en el análisis aquellas menores a 1 m.

Longitud de onda

La longitud de onda (L) de las dunas fue definida como la distancia horizontal entre dos senos consecutivos, considerando como punto de medición el punto más bajo del talud de la duna, el cual señala el frente de avance de la geoforma (Fig. 3.4).

Así, reconociendo de manera particular cada una de las formas y los perfiles de referencia mencionados, como se ejemplifica en la figura 3.3, se determina que los valores extremos de la longitud de onda oscilan entre 37 m y 202 m. En tanto, las L promedio halladas en cada una de las líneas consideradas se muestran en la Tabla I, siendo el valor medio general de 93,65 m. En particular, nótese que aquellas ubicadas en el sector oeste del campo (Fig. 3.5), a profundidades que alcanzan los 22 m, adquieren, en general, una L promedio entorno a 100 m. De la relación profundidad y longitud de onda (Fig. 3.6), se evidencia que existe un amplio rango de longitud de onda para idénticas profundidades. Sin embargo, la tendencia general indica que a medida que aumenta la profundidad la longitud de onda es menor.

Perfil	Altura promedio (m)	Longitud onda promedio (m)
1	2,78	89
2	2,18	82
3	2,65	92,55
4	2,10	86,53
5	2,10	113,67
6	2,06	127,67

Tabla I. Promedio de altura y longitud de onda de las dunas en los perfiles de 1 a 6 de la figura 3.3.

Altura

La altura (H) fue reconocida como la distancia vertical entre la cresta de la duna y el seno adyacente del lado de talud (Fig. 3.4). Los valores extremos de este parámetro son 0,4 m hasta 5,3 m con un promedio general de 2,27m. En la Tabla I se muestra los valores promedios de altura para cada perfil ubicado en la figura 3.3, los cuales oscilaron entre 2,06 y 2,78 m.

En el sector oeste del campo, a profundidades que alcanzan los 22 m, adquieren, en general, alturas promedio que oscilan entre 4 y 5 m, llegando a observarse en algunos casos $H > 5$ m. Las dunas pequeñas (alturas de 0,25-0,6 m) constituyen las geoformas más conspicuas, localizándose sobre la rampa de las dunas de mayor tamaño y en las planicies entre dunas (Fig. 3.7).

Para evaluar de manera particularizada la variación areal de la altura de las dunas se trazó una grilla con un intervalo de 100 m x 100 m. En cada una de estas celdas se consideró un valor promedio de altura, determinado a partir de los valores que alcanzan las geoformas presentes en cada una de ellas. De esta manera, se define la distribución espacial del parámetro H (Fig. 3.8) en todo el campo. Sobre la base de esta agrupación se observa que las mayores alturas promedio (de 3 a 5 m) se concentran en un amplio sector centro-sur al oeste del campo.

Línea de cresta

La cresta de la duna fue definida como el punto más alto a lo largo de todas las formas de fondo. Una apreciación general de las crestas de las grandes geoformas (Fig. 3.1) permite distinguir que se disponen con una orientación general NNE-SSO (N 50° E), aproximadamente perpendicular al eje del canal. De la misma manera, las dunas pequeñas están orientadas por lo general en la misma dirección que las grandes dunas. Muchas de las grandes crestas exhiben gran continuidad lateral, alcanzando longitudes de 1,2 km, aunque en el 75% de los casos presentan una extensión que varía entre 100 y 500 m (Fig. 3.9). En general, las crestas de las dunas grandes y muy grandes, adquieren una configuración sinuosa. Sus extremos

tienden a curvarse hacia el exterior del estuario. Si bien es muy común que las dunas pequeñas presenten bifurcaciones de las crestas (Allen, 1968) se ha observado que también, algunas formas de fondo más grandes presentan este tipo de característica. Las bifurcaciones o separaciones de las crestas de las dunas se concentran en la parte central y sur del campo de dunas. Aunque, en general, las dunas muestran crestas ligeramente sinuosas, se advierte un área en la parte central-oeste del canal, donde las dunas son de tipo barján (Fig. 3.10, a). Estas dunas de grandes dimensiones, las que se caracterizan por su marcado arqueamiento en su forma, presentan su lado convexo hacia el interior del estuario. La configuración de estas formas, considerando sus extremos laterales (cuernos), puede presentar un modelo simétrico, con cuernos de similar longitud (Fig. 3.10 a I), o asimétrico, donde los cuernos se desarrollan con longitudes diferentes (Fig. 3.10 a II).

Índice de Simetría

Para evaluar el índice de simetría (Tanner, 1971), se consideró el cociente (a/b), donde **a** es la distancia horizontal del sector de rampa de la duna y **b** la del talud (Fig. 3.4). El índice de simetría toma el valor de la unidad para una duna perfectamente simétrica. Independientemente de la configuración que adquieren las crestas de las dunas en el área de estudio (sinuosas o barján), en sección transversal todas estas estructuras exhiben un perfil marcadamente asimétrico (Fig. 3.11, a), con la mayor pendiente (talud) orientada hacia el exterior del estuario.

Los valores del índice de simetría varían desde 0,67 a 6 con un promedio de 2. En general, la asimetría parecería modificarse con el tamaño de las dunas, donde una mayor asimetría se produce en dunas más grandes. Sin embargo, en el gráfico de la figura 3.11, b, el cual muestra la relación entre la longitud de onda versus el índice de simetría, no se evidencia una clara vinculación entre dicho parámetros.

Pendiente de la rampa-talud

Las dunas muestran, en general, la pendiente más pronunciada hacia el SE. Ellas exhibieron valores promedio de 14° para el talud, aunque se debe destacar que el 15 % de las observaciones indicaron inclinaciones mayores a este valor. El valor máximo hallado fue de 28° y el mínimo de 2° . En tanto, el promedio de la pendiente de las rampas fue de 4° , con máximos de 13° y mínimos de 1° . No se distinguen diferencias considerables en los valores de pendiente entre las dunas con crestas sinuosas y barján.

3.2.2. Análisis de los parámetros morfométricos

Como parte del análisis se evaluó la variación de la altura de las geoformas en relación a la longitud de onda (L), la profundidad (d) e índice de simetría. Para esto se examinaron sólo las dunas mayores de 1 m de altura debido a que estas geoformas son consideradas estables en su morfometría, mientras que las de menor altura pueden presentar variación en la forma y orientación con el ciclo de marea.

Se graficaron las relaciones H_{\max} vs. L y H_{\max} vs. d , donde H_{\max} es definida como el valor medio del tercio de las dunas más altas entre las geoformas consideradas. En la figura 3.12, a y b, donde se representan las correlaciones mencionadas, se observa que la tendencia general de la recta es positiva para ambas relaciones, lo cual señala que a medida que aumenta la longitud de onda aumenta la altura de las dunas. En tanto, la relación H_{\max} vs d , indica que los valores de las alturas máximas de las dunas presentan más dispersión, mostrando una tendencia general en donde a mayor profundidad mayor es la altura de las dunas.

Una de las compilaciones más amplias de datos referidas a la altura de las dunas fue la realizada por Flemming (1988). Este autor, teniendo en cuenta datos de laboratorio y de ambientes naturales, menciona la existencia de una relación de

equilibrio entre L y H . La ecuación empírica correspondiente es $H = 0,0677L^{0,8098}$ determinando dicho autor como límite superior de la alturas de dunas $H_{\max} = 0,16L^{0,84}$. En este trabajo de Tesis, con el objeto de minimizar la dispersión de datos, tal como lo sugiere Schmitt et al. (2007), también se consideró H_{\max} . Para las distintas formas de fondo que comprenden el área de estudio se observó que el 95 % de nuestros datos (Fig. 3.13, a) se ubican en un sector adyacente inferior a la relación de $H_{\max} = 0,16L^{0,84}$ postulada por Flemming (1988). Los datos obtenidos permiten reforzar que la relación establecida por dicho autor representaría el límite superior de la altura de las dunas.

Por otro lado, en el análisis morfométrico de las dunas nosotros hemos incluido como tercer variable a la profundidad (d). Así, en la figura 3.13, b se han volcado los datos de la relación H_{\max} vs. L , clasificándolos según la profundidad del sitio de medición. La dispersión de los datos obtenidos muestra una cierta relación entre H_{\max} y L para profundidades menores a 23 m. Asimismo, se advierte que cuanto mayor es la longitud de onda la altura H_{\max} también crece. A profundidades entre 21 y 23 m se observa que esta relación se incrementa más rápidamente. Sin embargo, aquellas dunas que se presentan a más de 23 m de profundidad, los datos de H_{\max} vs. L exhiben una alta dispersión, sin una relación definida.

Otra variable que interviene en la formación de las dunas es el espesor de la capa superficial de sedimento. La misma se determina a partir de los perfiles sísmicos, los que permiten diferenciar la cubierta sedimentaria del basamento acústico. El espesor es determinado midiendo la distancia vertical desde el seno de las dunas hasta la discontinuidad del basamento acústico sobre el cual se apoya (Fig. 3. 14, a). Estos sedimentos constituyen el soporte a través del cual las grandes geoformas se movilizan.

A partir de un perfil sísmico transversal al canal con orientación NNO-SSE que permite reconocer el espesor sedimentario del fondo y la cubierta sedimentaria móvil, se tomaron los parámetros altura de duna, profundidad y espesor sedimentario, en diferentes dunas de manera de evaluar la relación entre dichos

parámetros. A partir del análisis de la figura 3.14, b se reconoce la existencia de una relación lineal entre los tres parámetros. Estas observaciones sugieren que a medida que aumenta la profundidad, la altura y el espesor de la cubierta sedimentaria de las dunas también se incrementan. Del mismo modo, la relación inversa también ocurre.

3.2.3. Dunas barján

Los barjanes eólicos vistos en planta adquieren forma elipsoidal con una pendiente a barlovento convexa, una cara cóncava de deslizamiento (sotavento), y los cuernos extendiendo a favor del viento. La forma de una duna barján eólica idealizada es simétrica alrededor del eje de la dirección del viento (Howard et al., 1978), pero formas asimétricas comúnmente se introdujeron por la variación en la dirección del viento, los cambios en el suministro de arena y sustratos inclinados (Lancaster, 1982).

Dunas barjanes submarinas pueden observarse en los diversos océanos del mundo y en un amplio rango de profundidades de agua. En general, se presentan en ambientes de corrientes unidireccionales, donde el sustrato es duro, y existe un aporte limitado pero continuo de arena bien seleccionada (Belderson et. al., 1982; Allen, 1984).

En la figura 3.15 se ilustra la morfología de una duna barján, a través de la cual, siguiendo el enfoque de Wang et al. (2007), podemos definir los diferentes parámetros morfométricos que caracterizan a este tipo de geoforma. La altura H de la cara de deslizamiento es la distancia vertical desde la superficie del sustrato hasta el punto más alto; coincidiendo con la intersección del borde y el eje longitudinal. La disposición del eje longitudinal (L) refleja la orientación de la corriente. Para una duna barján simétrica, este eje coincidiría con el eje de simetría.

Cuando la corriente no puede poner en marcha todas las partículas sedimentarias o cuando hay un déficit de arena, las dunas adquieren forma barján, mientras que tienen una forma lineal cuando la corriente está saturada de sedimentos. De esta manera, según la forma que adquieran las dunas, reflejan las condiciones hidrodinámicas (Garlan et. al., 2008). La evidencia empírica indica que la forma de dunas submarinas barján puede ser controlada por la velocidad del flujo de agua; a medida que aumenta la velocidad del flujo, disminuye el ancho del cuerno (W) y aumenta la longitud (L) (Fig. 3.15), (Belderson et. al., 1988).

En el sector norte del campo de dunas se presentan algunas dunas barjanes, exhibiendo una forma de media luna característica. Estas dunas se encuentran, en gran parte, asentadas en un material consolidado (Fig. 3.16). Vistas en planta adquieren una forma convexa hacia el ONO, con un talud de elevada pendiente, sobre todo en la parte media de la duna. Las dimensiones de las dunas barjanes de mayor amplitud alcanzan un ancho (W) de 346 m, una longitud de onda (L) de 214 m y alturas (H) superiores a los 5 m. La figura 3.17 muestra las características morfológicas que adquieren algunas de las dunas barjanes más representativas del área de estudio, a través de diferentes perfiles longitudinales y transversales a las mismas.

3.2.4. Migración

Datos batimétricos secuenciales constituyen una herramienta importante para estimar la dirección y magnitud de migración de dunas (Ernstsen et al., 2005; Smith et al., 2007). Particularmente, Xu et al (2008) explicaron que la precisión de estas estimaciones depende, principalmente, de la calidad de las imágenes batimétricas y del intervalo de tiempo entre los relevamientos. Además especificaron que las dunas, en dos imágenes consecutivas, pueden ser difíciles de correlacionar debido a la mala calidad y/o a la irregularidad del campo de dunas examinado, o bien a una incorrecta identificación entre formas de fondo homólogas, cuando el intervalo de tiempo de muestreo es grande.

En el presente trabajo de Tesis la migración de las dunas se determina a partir del desplazamiento que experimenta cada forma de fondo, entre dos relevamientos llevados a cabo con sonda multihaz y separados por un período de 16 meses (Junio 2010 y Octubre 2011) (Fig. 3.18 a y b). Para ello, se consideran las seis transectas longitudinales al canal (Fig. 3.3) y representativas de las diversas características de las formas, sobre las cuales se determinan los desplazamientos de las dunas. Considerando que la mayoría de las geoformas han conservado su configuración general, la identificación de cada una de ellas, entre ambos relevamientos, permitió cuantificar su desplazamiento. Para calcular la migración de las dunas nosotros optamos, en coincidencia con Nemeth (2003), utilizar para la medición el punto inferior del talud, el cual representa el frente de avance de la duna (Fig. 3.4). Esta decisión fue tomada porque la cresta puede modificar su posición debido a una variación en la simetría, sin que la geoforma sufra un desplazamiento. El cálculo de la velocidad de migración indica que en el área de estudio, las mismas se desplazan con velocidades que varían entre 18 m/año y 62 m/año, con un valor medio de 43 m/año, en dirección a la zona externa del estuario. La comparación de la figura 3.18 a y b muestra que entre ambos relevamientos las dunas mantienen sus formas lo que sugiere que han migrado por traslación sin cambiar su morfología.

Por otro lado, la relación H/L o pendiente de las dunas, es ampliamente considerada como una medida de la movilidad de la geoforma. Para nuestra área de estudio el análisis entre la tasa de migración y la pendiente (Fig. 3.19, a) indica que mayores valores de migración se producen con dunas que tienen menores pendientes. Simultáneamente, al considerar la relación entre el índice de simetría y la migración (Fig. 3.19, b), los datos evidencian que la migración se mantiene constante para diferentes índices de simetría.

Otro parámetro que parece tener una importante influencia sobre la migración de las dunas es la profundidad. En el área de estudio el rango de profundidad en el que se desarrollan las dunas está acotado entre los 19 y 24 m. En estas condiciones la relación entre la velocidad de migración y la profundidad del agua (Fig. 3.19, c),

muestra que las dunas desarrolladas en zonas de aguas de menor profundidad tienen una tasa de migración más grande que aquellas que se presentan en aguas más profundas.

En línea con este último concepto, se realiza una evaluación de la migración de las dunas de manera particular en diversos sectores del campo, con profundidades y configuraciones de geoformas diferentes. Para ello, se determinaron los valores promedio, máximos y mínimos a lo largo de los seis perfiles longitudinales al canal y distribuidos equidistantes a lo ancho del campo de dunas estudiado, cubriendo gran parte del mismo (Fig. 3.20). Así, los datos obtenidos muestran claramente que las velocidades de migración son mayores en las dunas ubicadas en el sector norte del campo, donde prevalecen las formas barján (Fig. 3.20, perfiles 4 a 6). En esta franja, coincidente con la parte central del canal Principal y con la menor profundidad del campo de dunas, la migración es de 53 m/año. En cambio, al considerar las geoformas ubicadas al sur (máxima profundidad del canal), se establece que ellas se movilizan a una velocidad media de 34 m/año, sensiblemente menor que las geoformas ubicadas al norte del campo.

Otra de las relaciones investigadas fue la altura de las dunas con la velocidad de migración. Los datos volcados (Fig. 3.21 a) solo evidencian que existe una muy leve tendencia de las dunas de mayor altura a migrar a menor velocidad. En el marco de este concepto, se procedió a vincular el área de la sección transversal de las dunas ($H \cdot L/2$), siguiendo el criterio de Van Landeghem et al. (2012). Así, el resultado que muestra la figura 3.21 b corrobora que las tasas de migración resultan independientes de sus valores de áreas, dado que diferentes valores de áreas presentan similares tasas de migración.

Con el objeto de cuantificar las tasas de erosión-depositación involucradas en el proceso migratorio de las dunas se obtuvo una grilla diferencial entre las dos batimetrías realizadas (junio de 2010 y octubre de 2011). Para este análisis, llevado a cabo mediante el programa Surfer, fue considerado el sector oeste del campo de dunas. La figura 3.22 permite una visualización directa de la variación areal de la

erosión y depositación que sufrió el fondo marino, alcanzando valores mayores a los ± 4 m. Claramente puede observarse que las geoformas sufren un desplazamiento, sin embargo la zona de las planicies ubicada entre las dunas han permanecido sin cambios, lo cual resulta indicativo de que las dunas estarían actuando como una estructura móvil sobre una planicie arenosa estable.

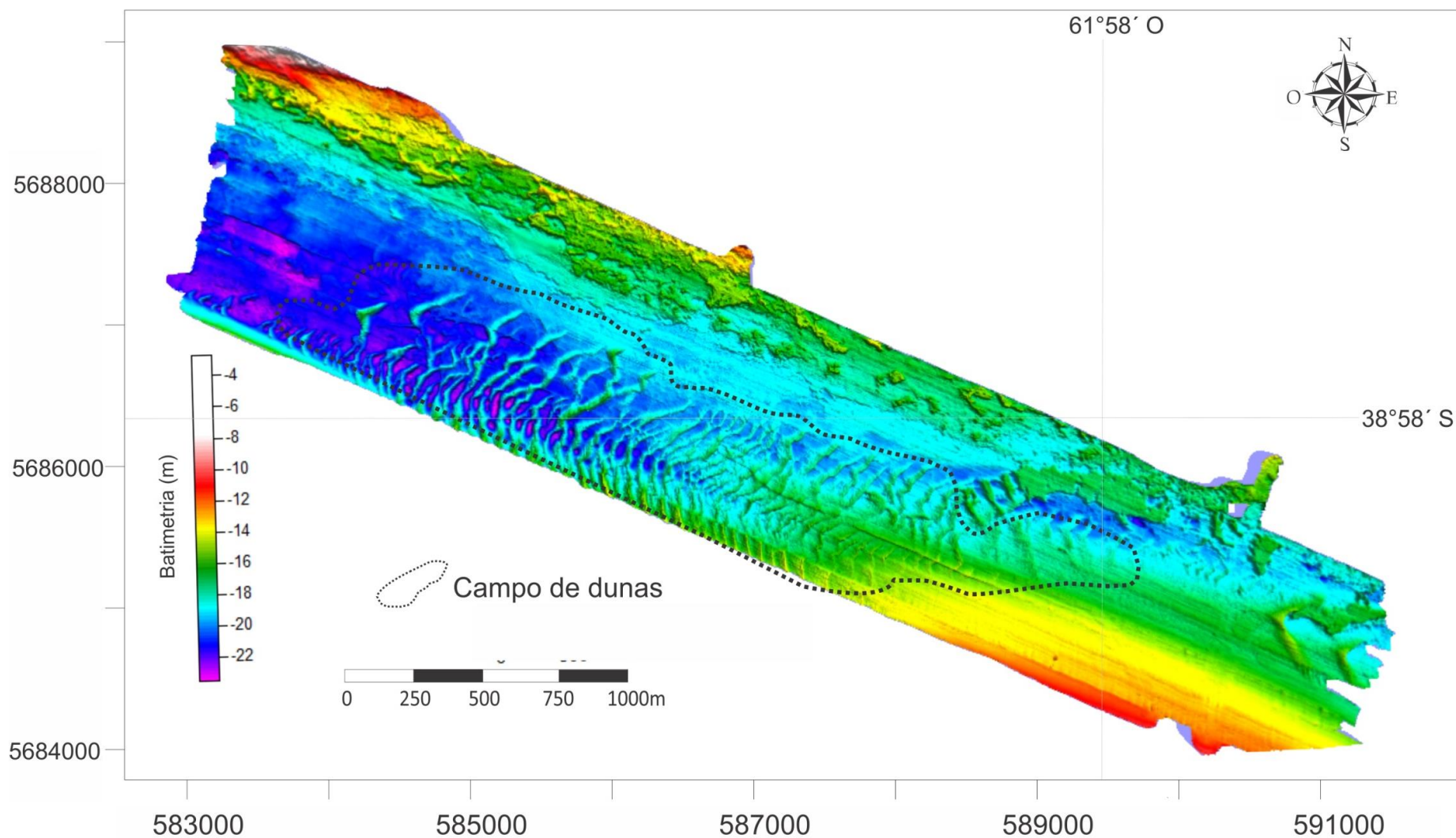


Figura 3.1. Morfología por imagen multibeam que muestra los detalles de las características morfológicas. El área delimitada por líneas negras discontinuas encierra el campo de dunas.

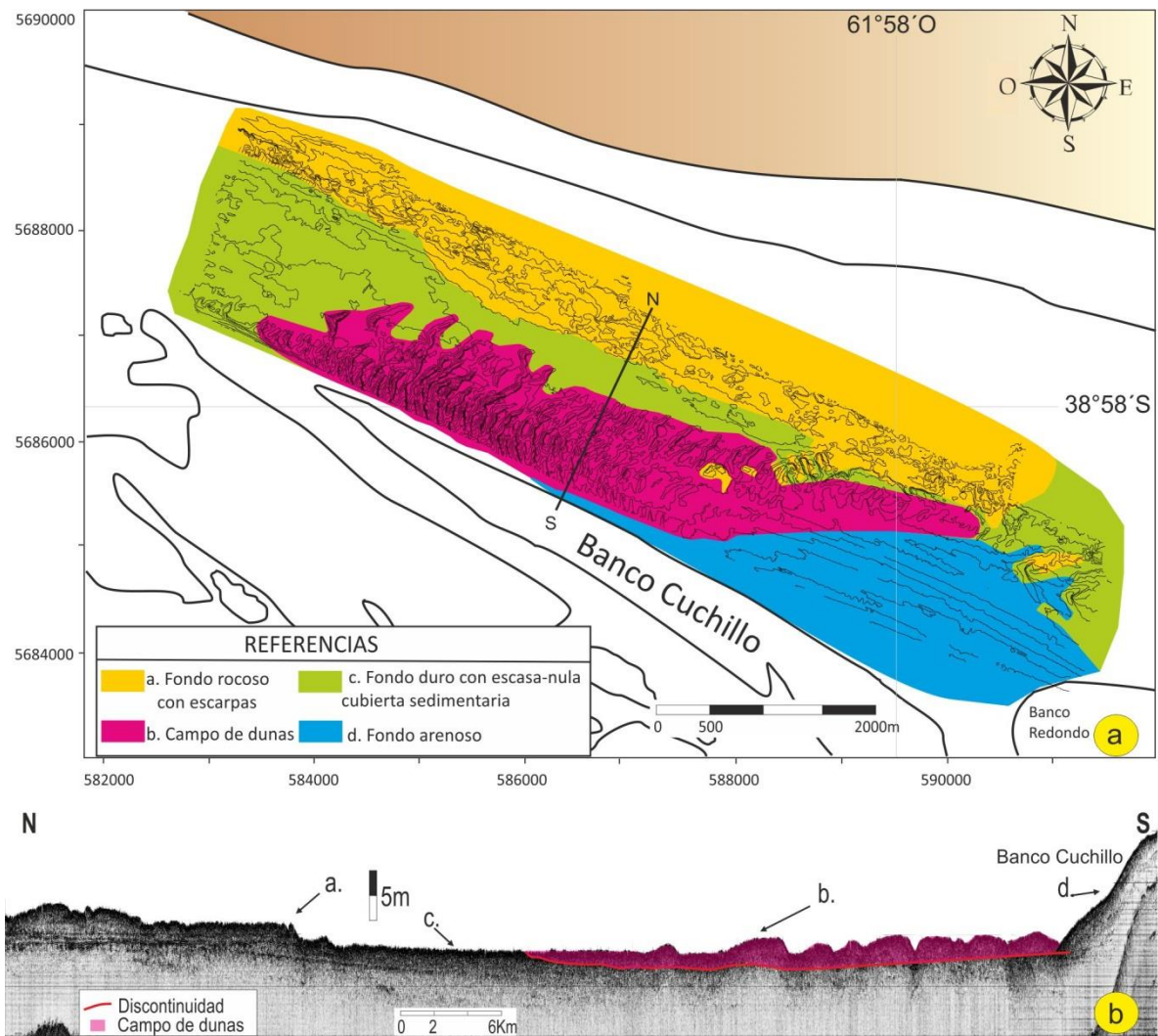


Figura 3.2. a. Distribución de los diferentes tipos de fondos en el área de estudio caracterizados por sus rasgos morfo-sedimentarios; b. perfil sísmico N-S. a, b, c y d los diferentes tipos de fondo definidos.

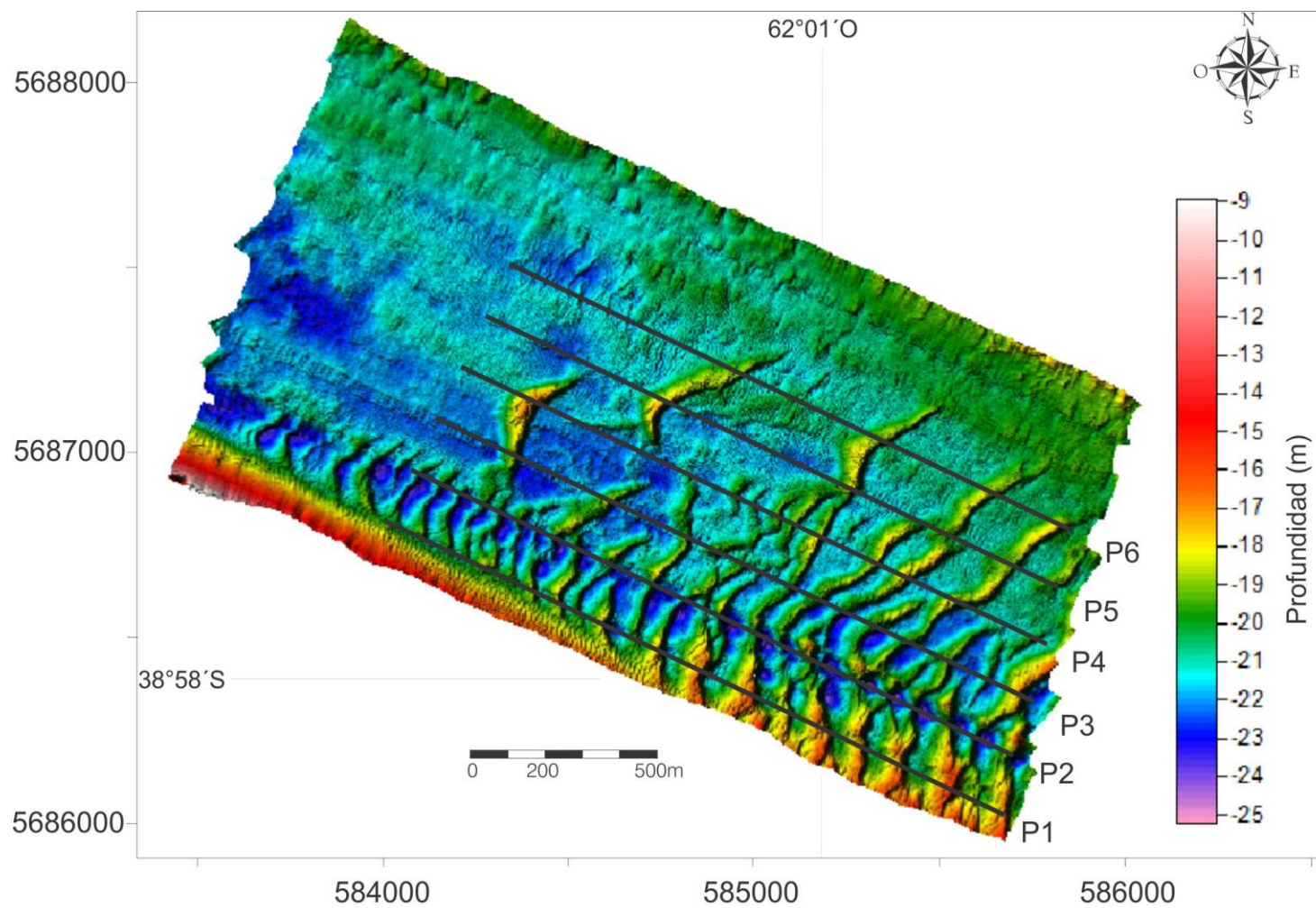


Figura 3.3. Batimetría del área de estudio y ubicación de las transectas P1 a P6. La grilla es de 3000 m x 1000 m con un tamaño de celda de 1 x 1m. Iluminación, ángulo de posición de la luz: horizontal 45°, vertical 50°.

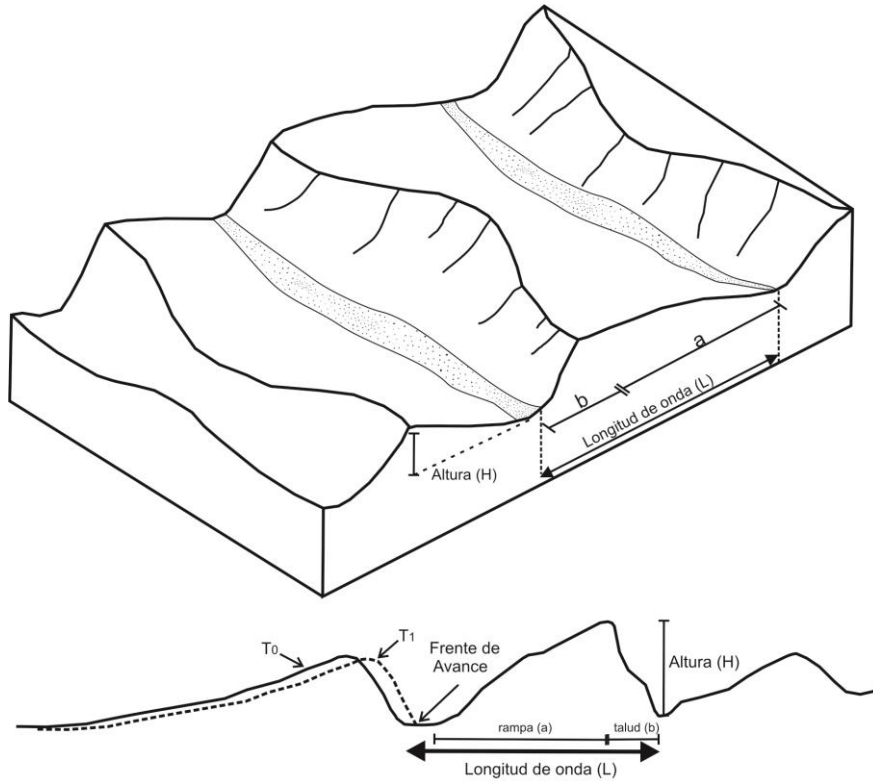


Figura 3.4. Representación esquemática de los parámetros morfométricos utilizados para la descripción de los rasgos de las dunas. T0 y T1 definen dos momentos sucesivos de la cresta de la duna durante la migración.

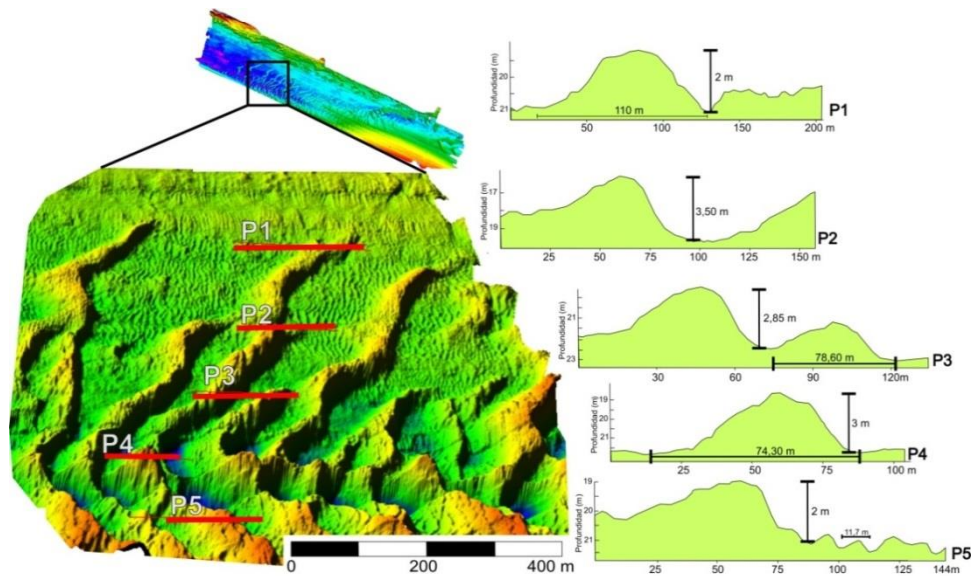


Figura 3.5. Perfiles transversales a la cresta de una misma duna con la posición de las longitudes de onda y altura.

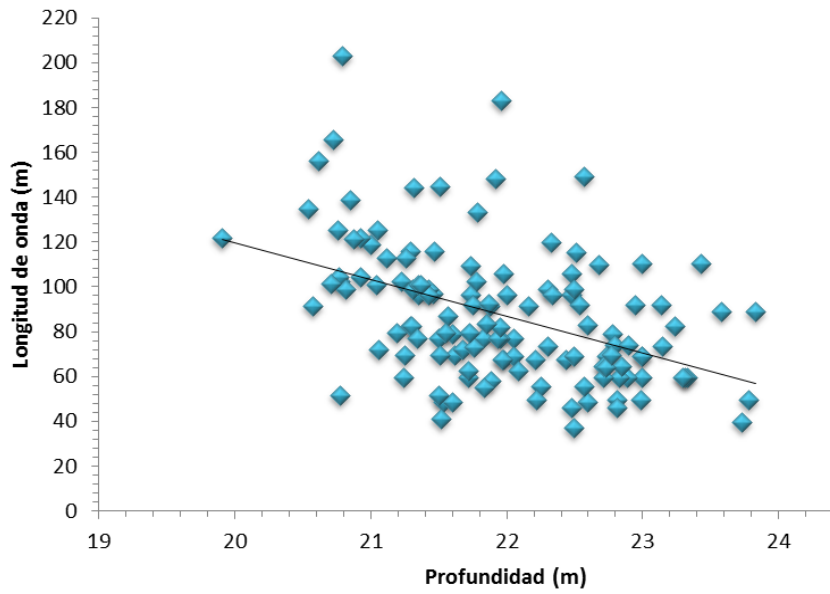


Figura 3.6. Relación entre la longitud de onda y la profundidad del agua.

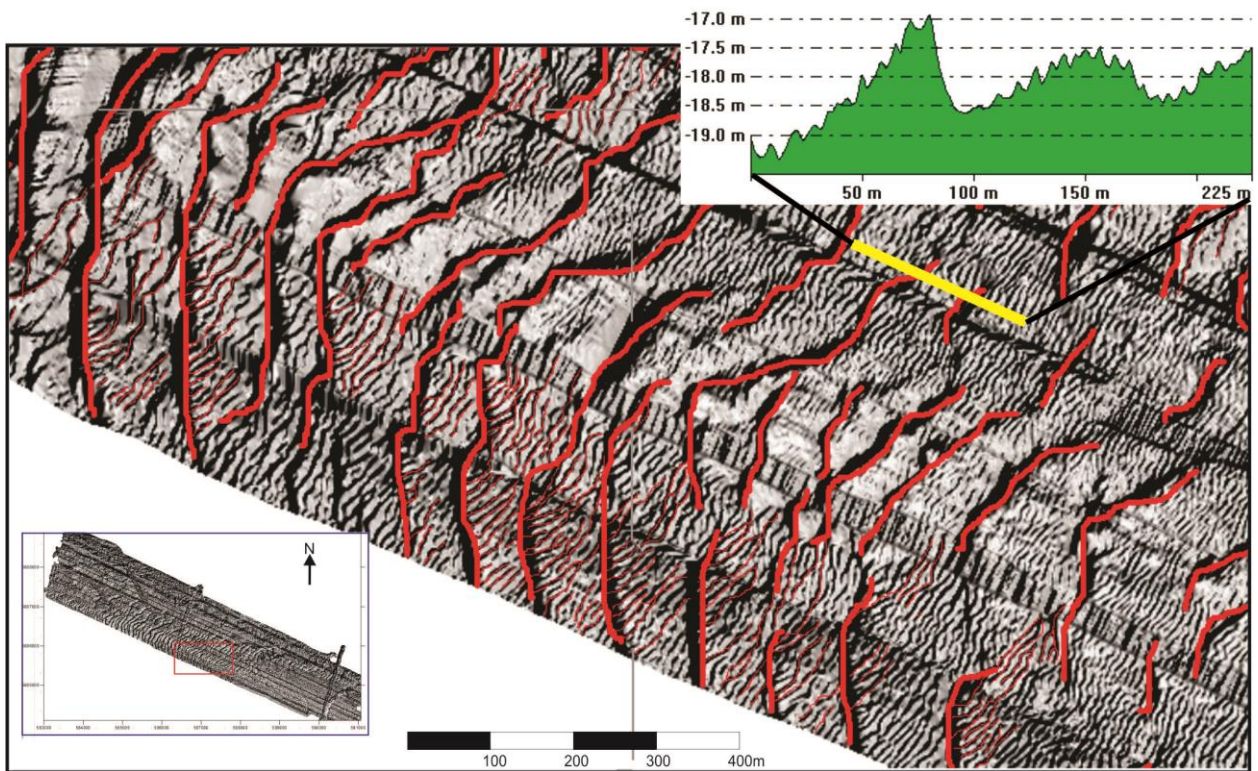


Figura 3.7. Dunas pequeñas sobreimpuestas en la rampa de las dunas muy grande.

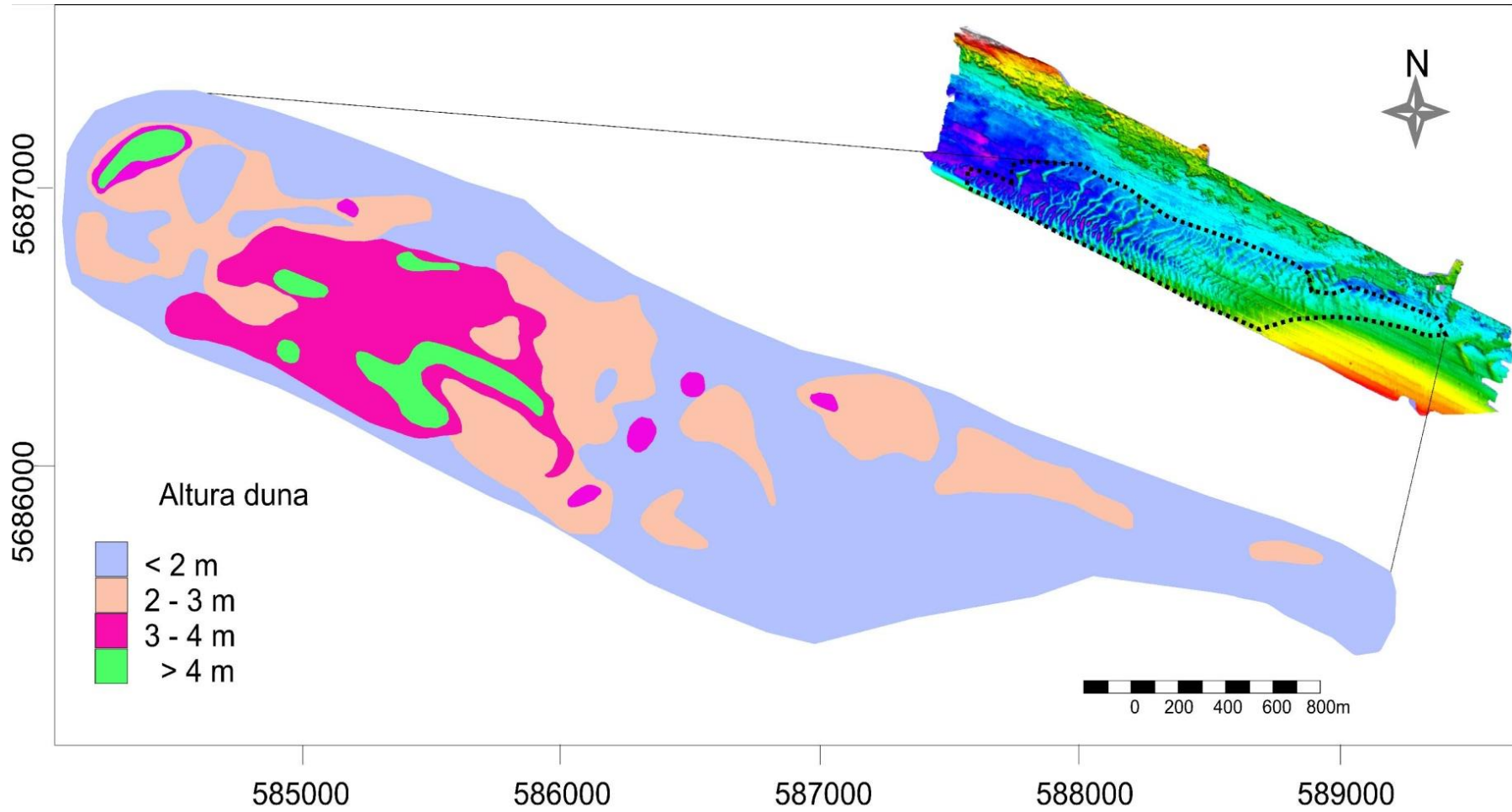


Figura 3.8. Distribución espacial de la altura de las dunas a través del campo.

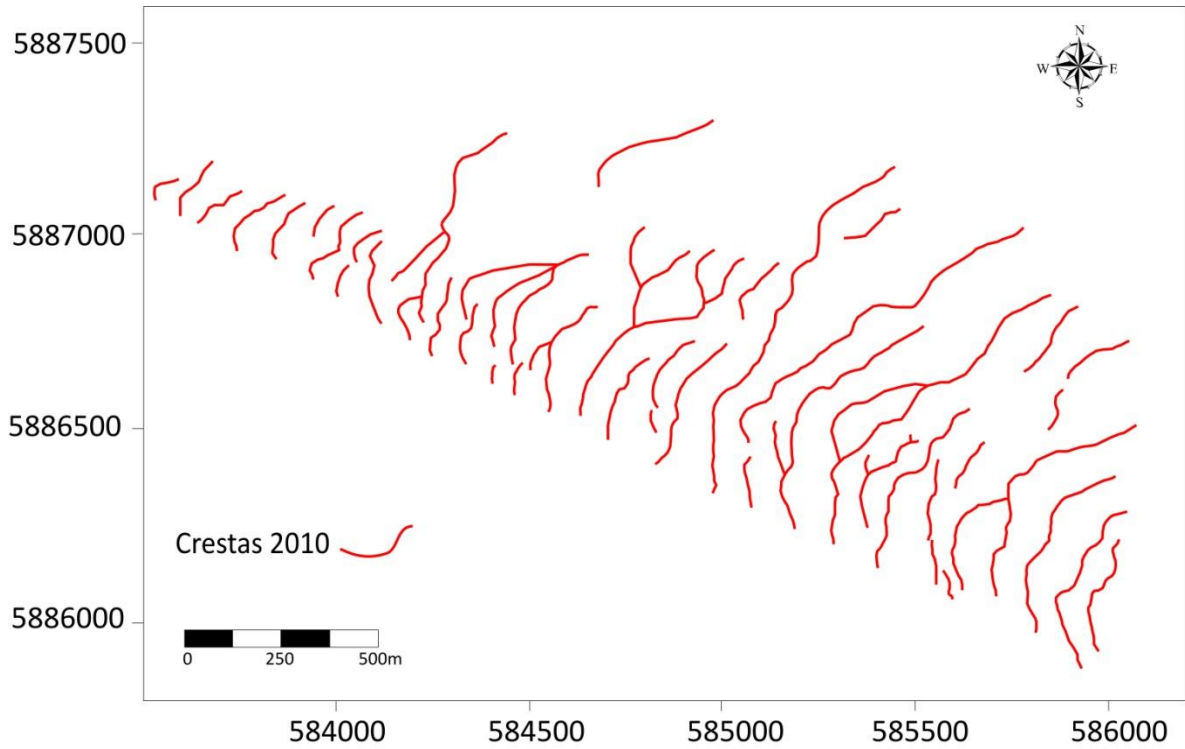


Figura 3.9. Esquema donde se muestra el diseño de las líneas de cresta y sus bifurcaciones correspondiente al campo de dunas relevado en el año 2010.

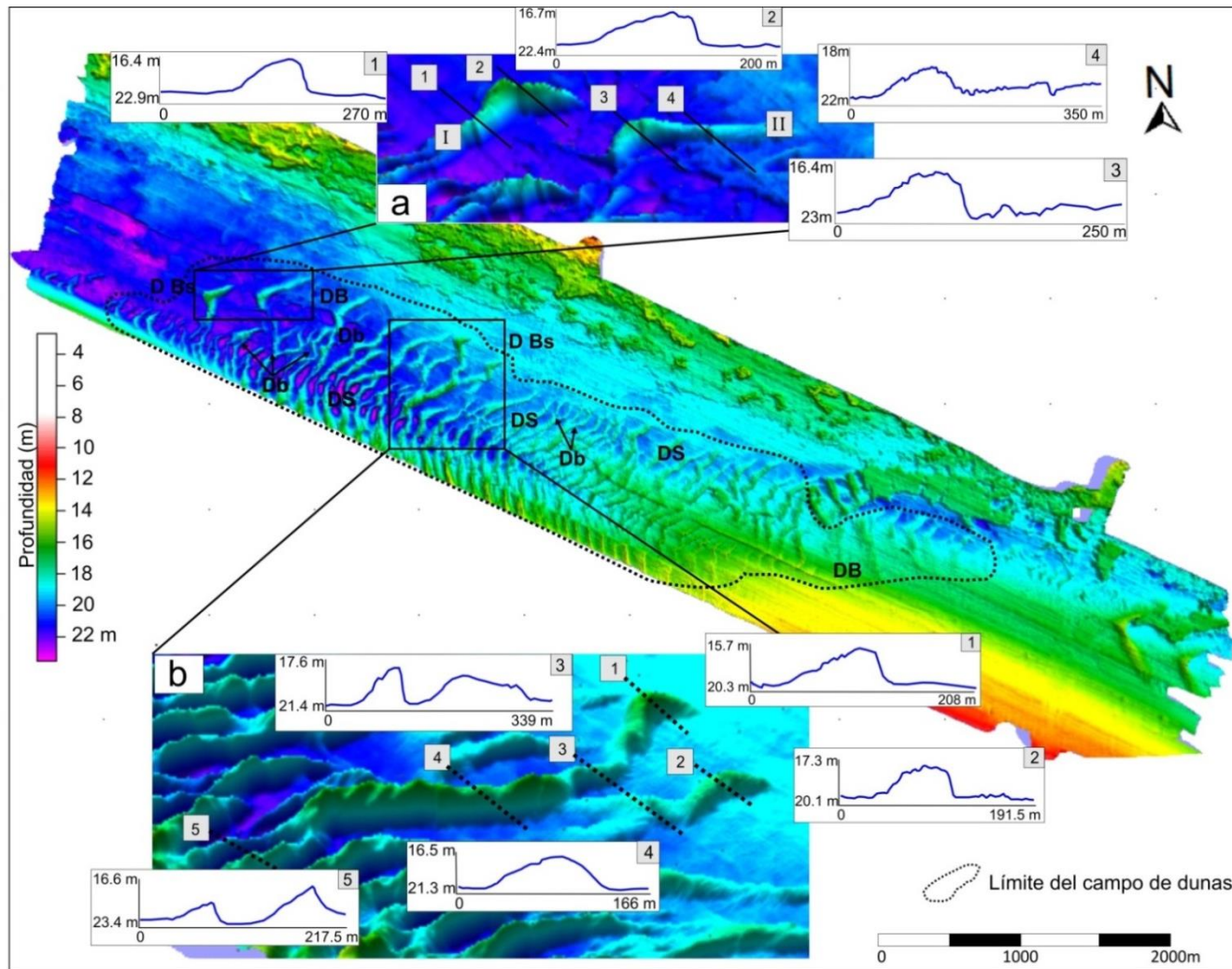


Figura 3.10. Imagen batimétrica con multibeam que muestra los detalles de las características morfológicas. El área delineada por líneas negras discontinuas denota el campo de dunas. DB: Dunas barjanes, DBS: Dunas barjanes simétricas, DS: Dunas sinuosas, Db: Bifurcaciones de dunas. (a). Dunas barjanes y perfiles marcadamente asimétricos en sección transversal. (b). Duna sinuosas con perfiles asimétricos en sección transversal

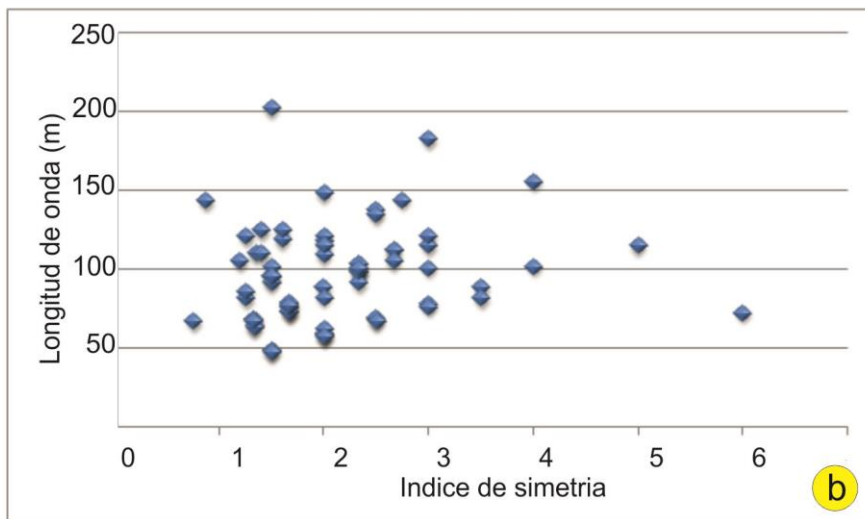
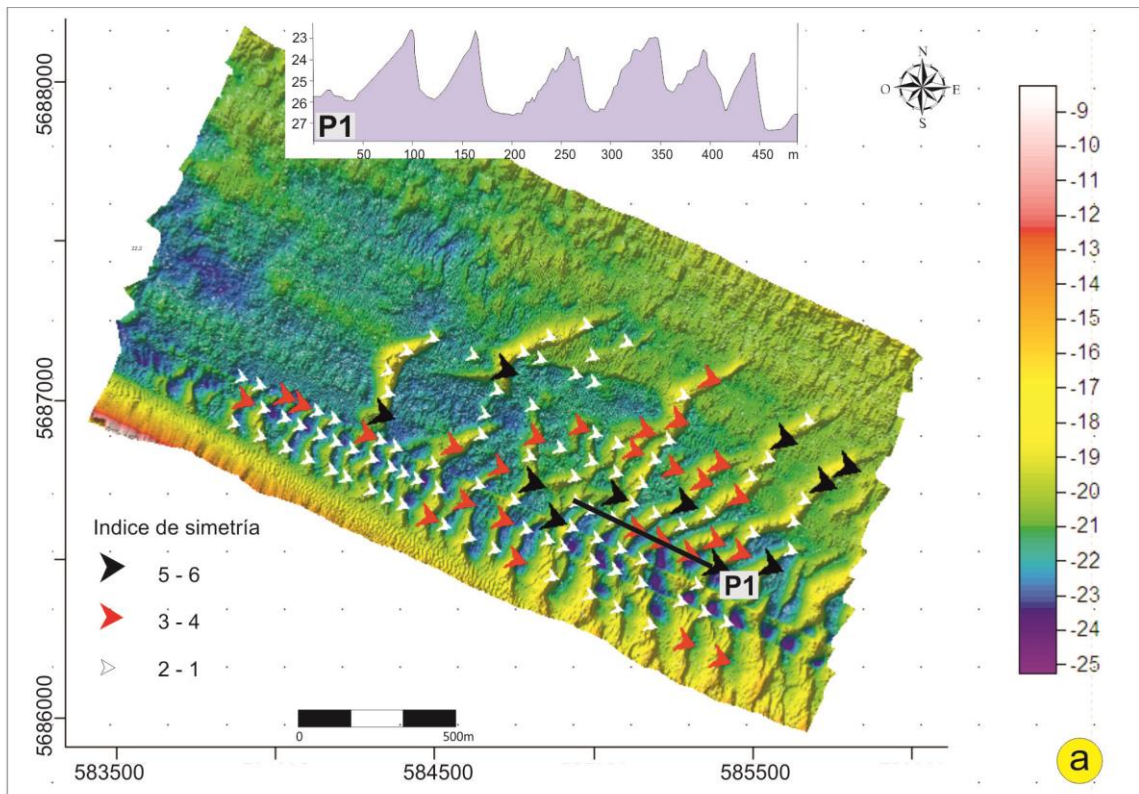


Figura 3.11. a. Distribución del índice de simetría de las dunas; **b.** Relación longitud de onda vs. Índice de simetría.

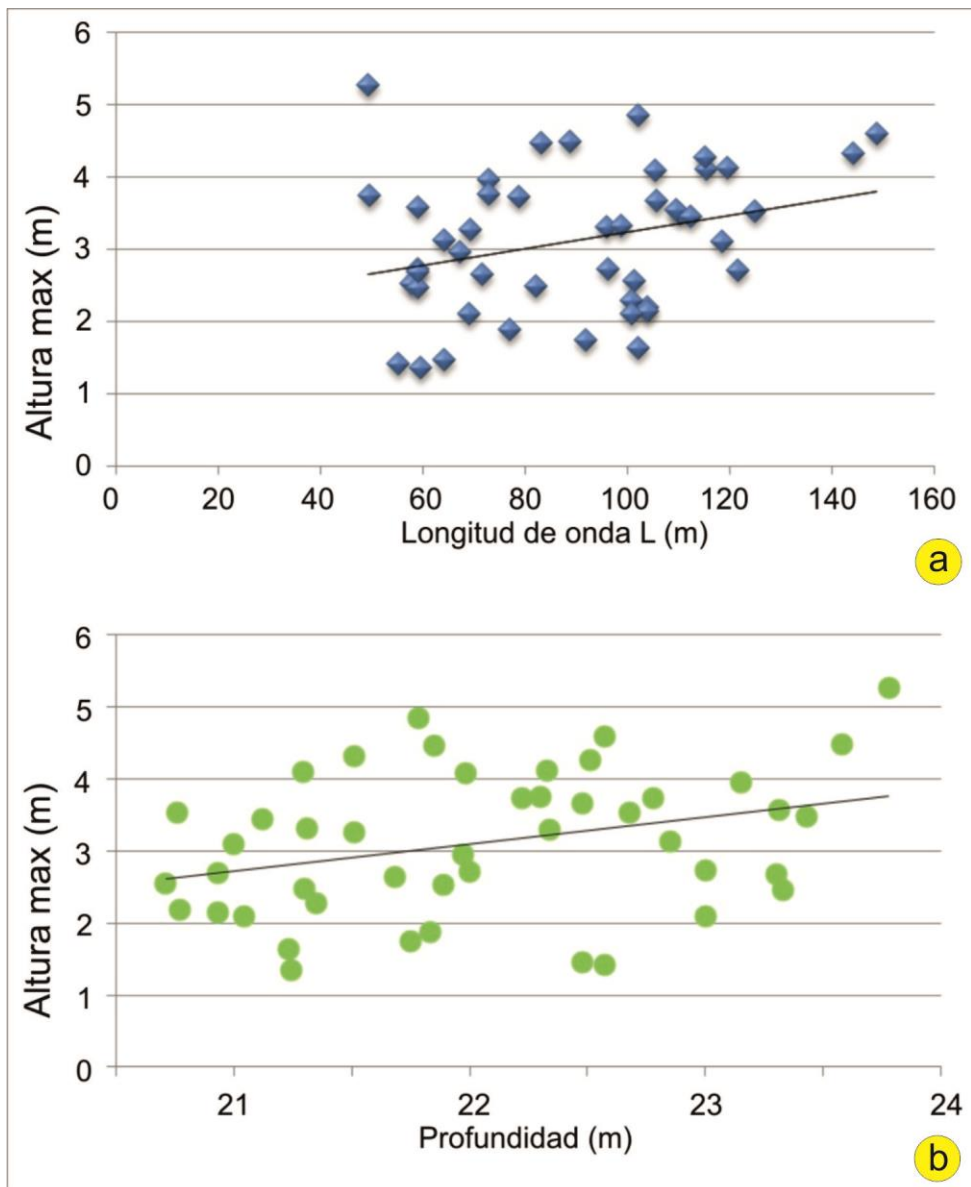


Figura 3.12. Diagramas de dispersión que muestran las relaciones entre los parámetros geométricos de las dunas, **a.** Altura máxima - longitud de onda de las dunas, con el correspondiente ajuste de regresión lineal; **b.** Altura máxima - profundidad del agua, con el correspondiente ajuste de regresión lineal.

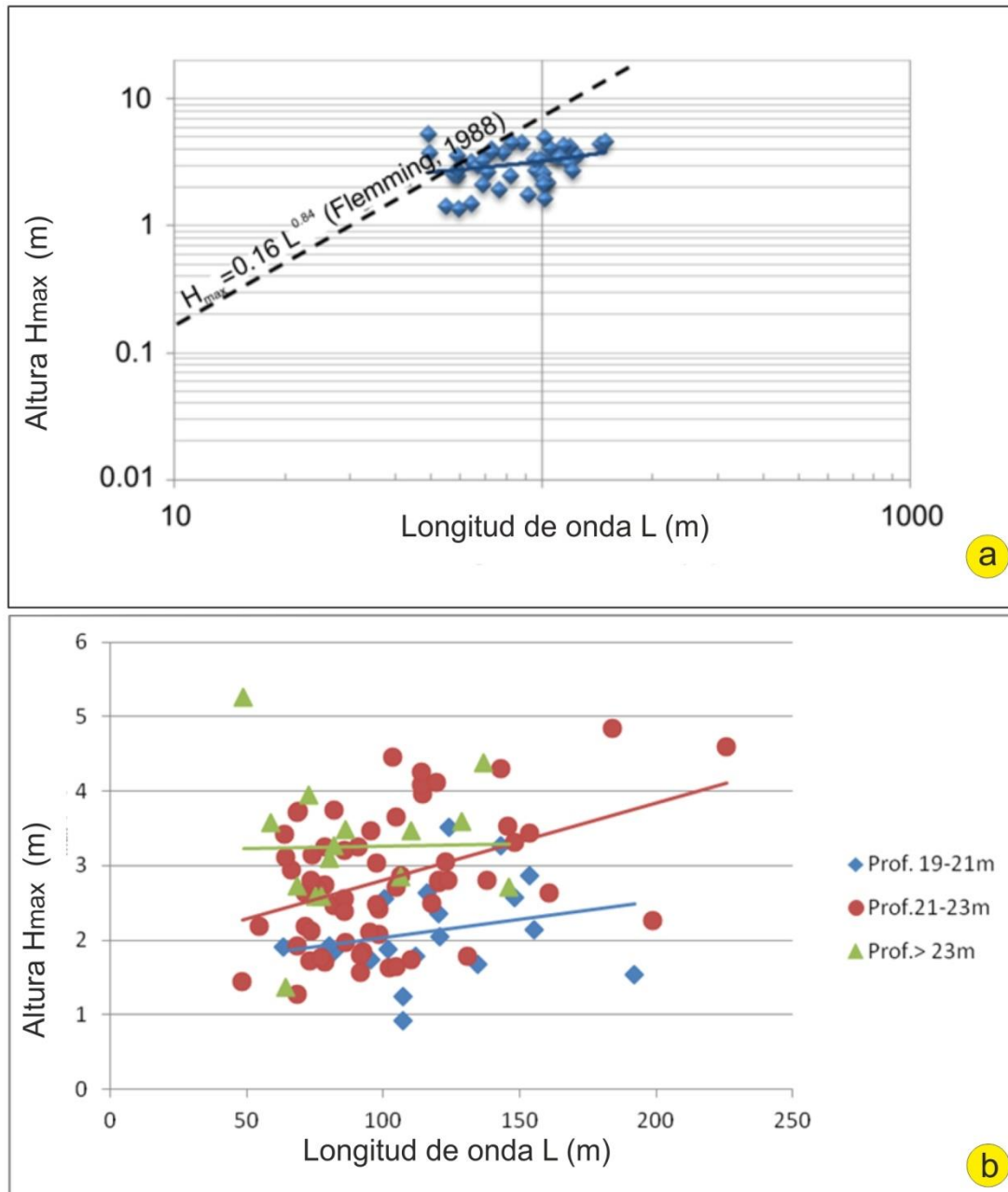


Figura 3.13. a. Diagrama de dispersión mostrando la relación entre la altura máxima (H_{max}) y longitud de onda (L) de las dunas de la zona de estudio. La línea de trazos indica el límite superior señalado por Fleming (1988); **b.** Diagrama de dispersión que muestra la relación entre la altura máxima y la longitud de onda de las dunas en función de la profundidad del agua.

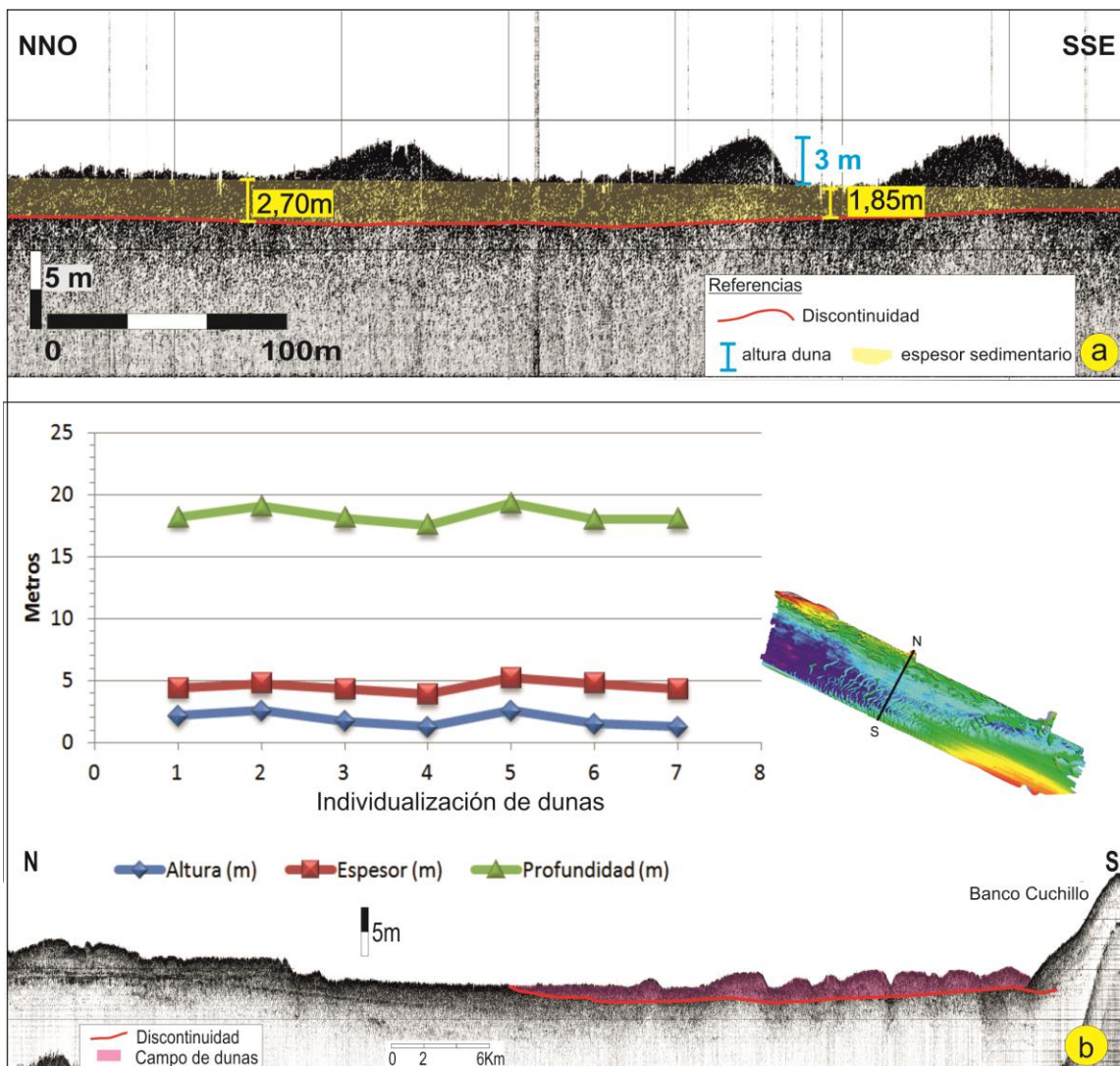


Figura 3.14. a. Sismograma donde se muestra la variación del espesor sedimentario y la altura de la duna; **b.** Perfil sísmico transversal al canal y diagrama que relaciona los parámetros espesor, altura y profundidad con diferentes dunas.

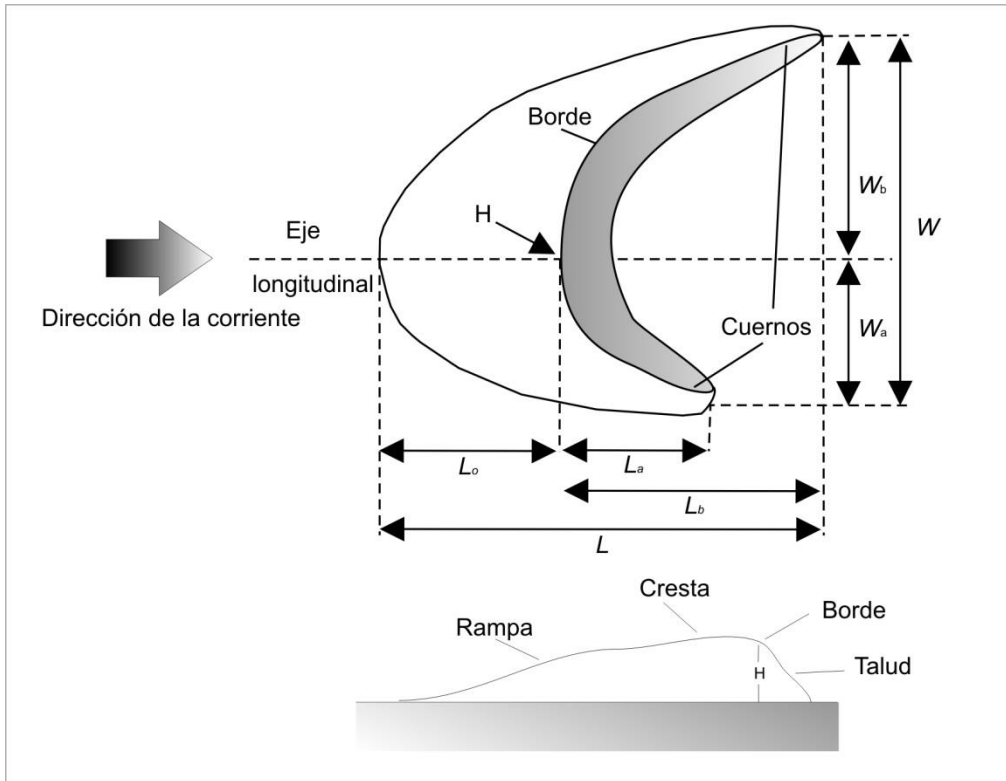


Figura 3.15. Representación esquemática de los parámetros morfométricos utilizados para la descripción de los rasgos de las dunas barján. (Modificada de Wang et al. 2007).

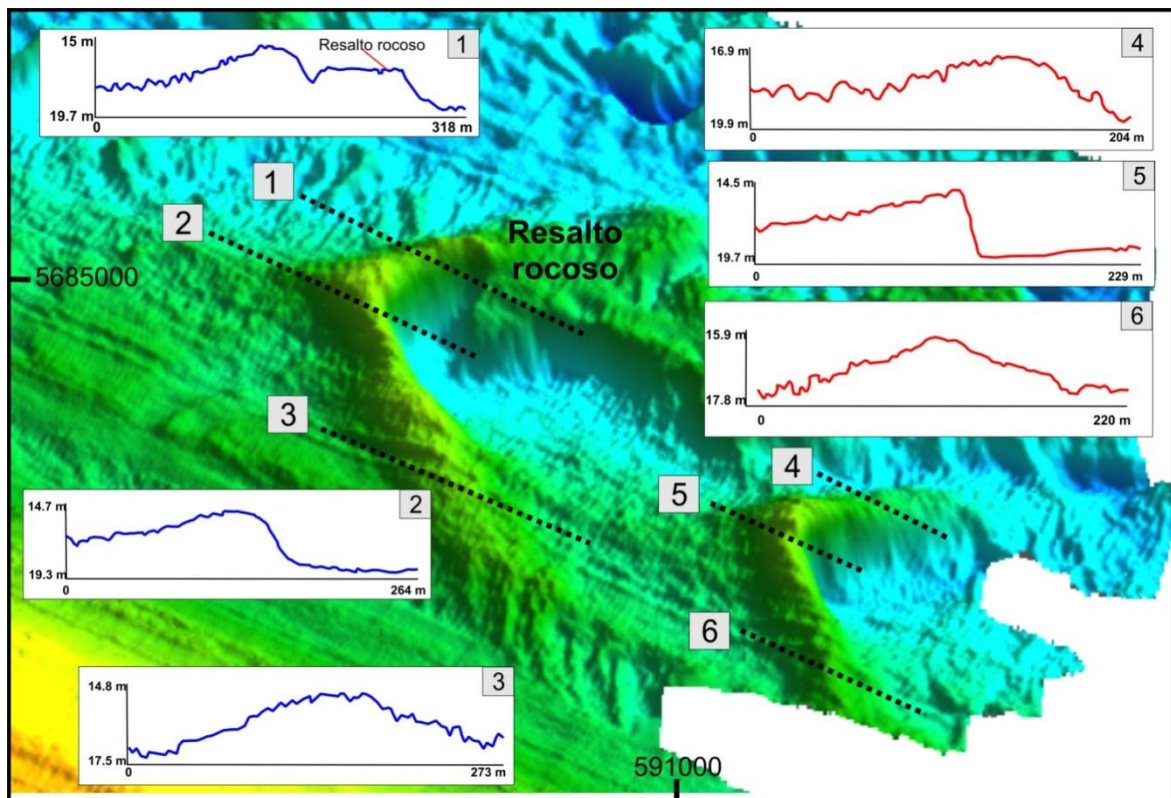


Figura 3.16. Dunas barjanes sobre fondo rocoso y perfiles transversales a las mismas.

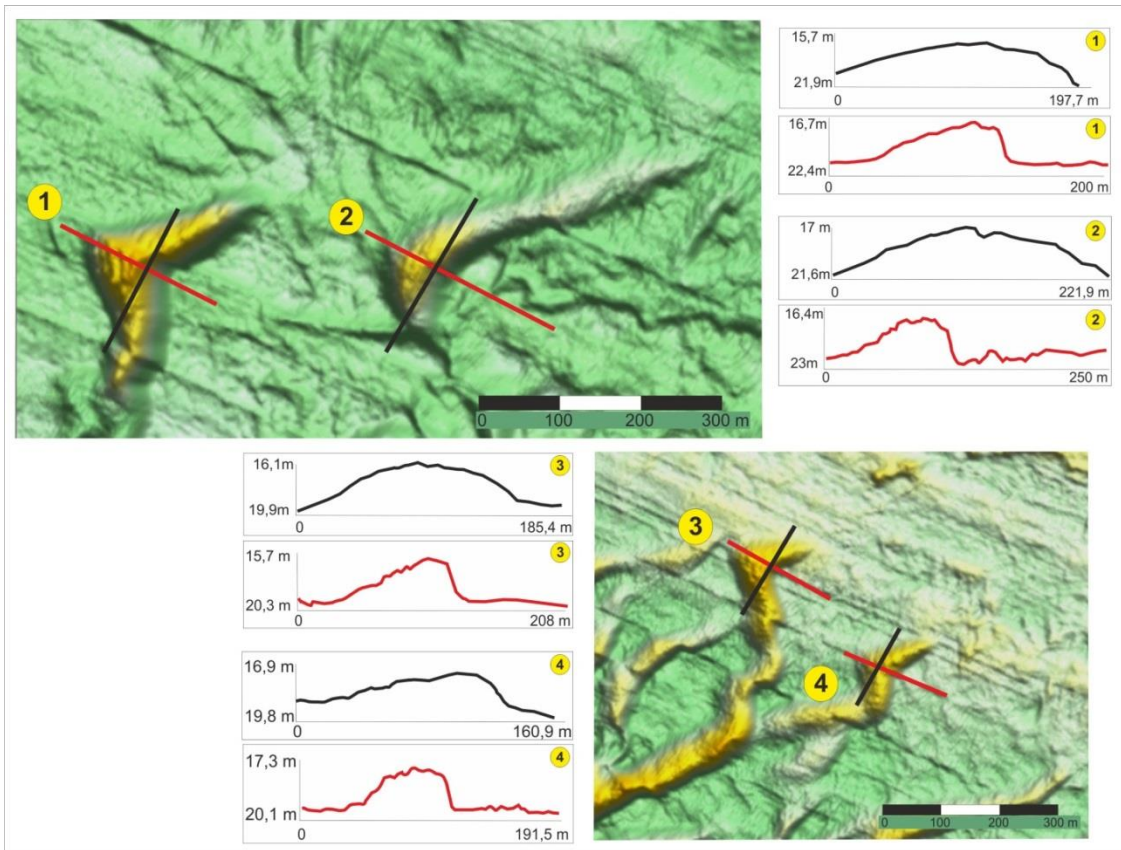


Figura 3.17. Perfiles longitudinales y transversales a dunas barján.

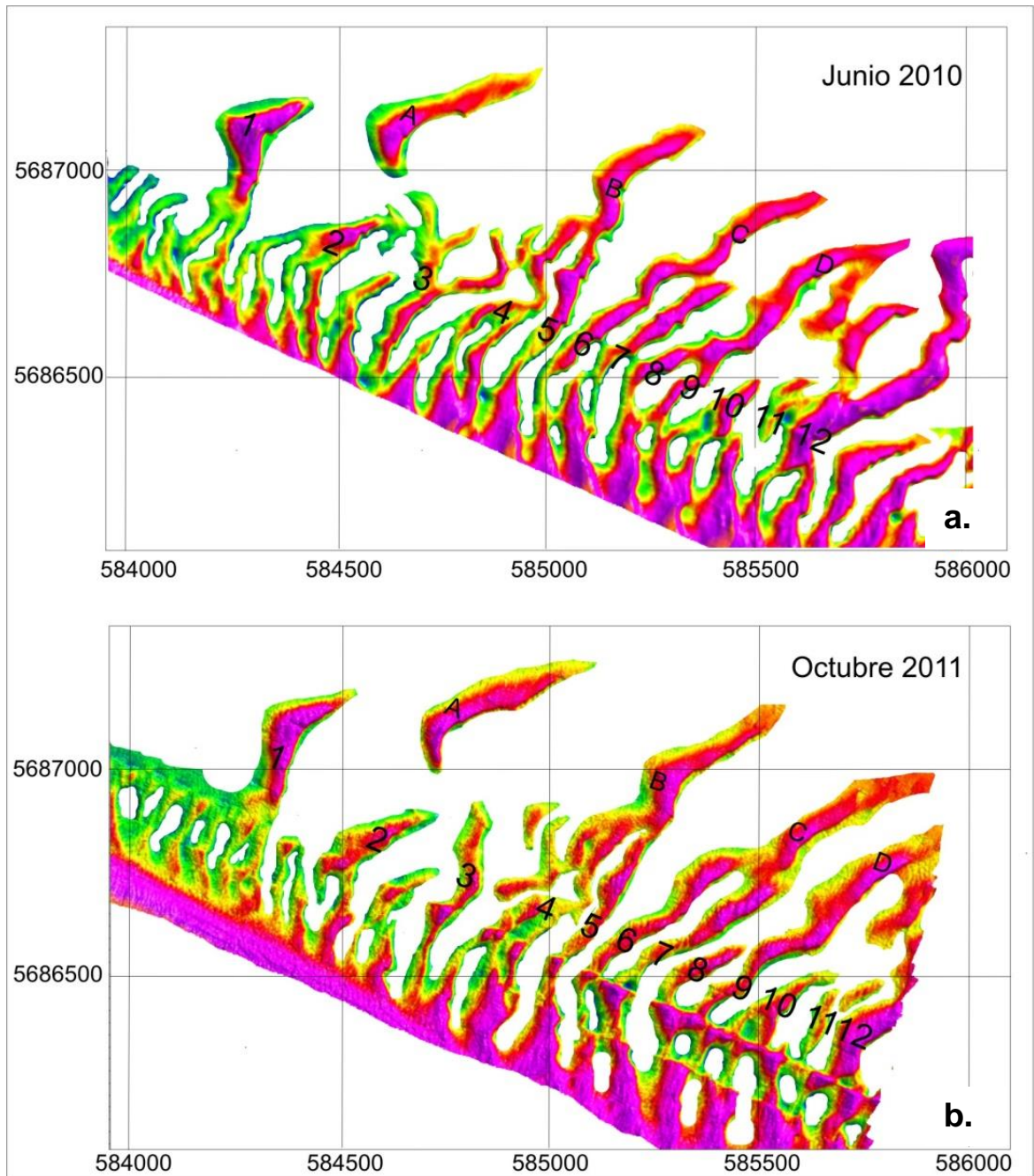


Figura 3.18. Imagen de la “capa móvil” del cuerpo de la duna correspondiente a los relevamientos 2010 **(a)** y 2011 **(b)**. Para identificar las dunas ubicadas en el sur del campo se les asigna un número del 1 al 12 y aquéllas localizadas en el sector norte del campo se identifican con las letras A a D.

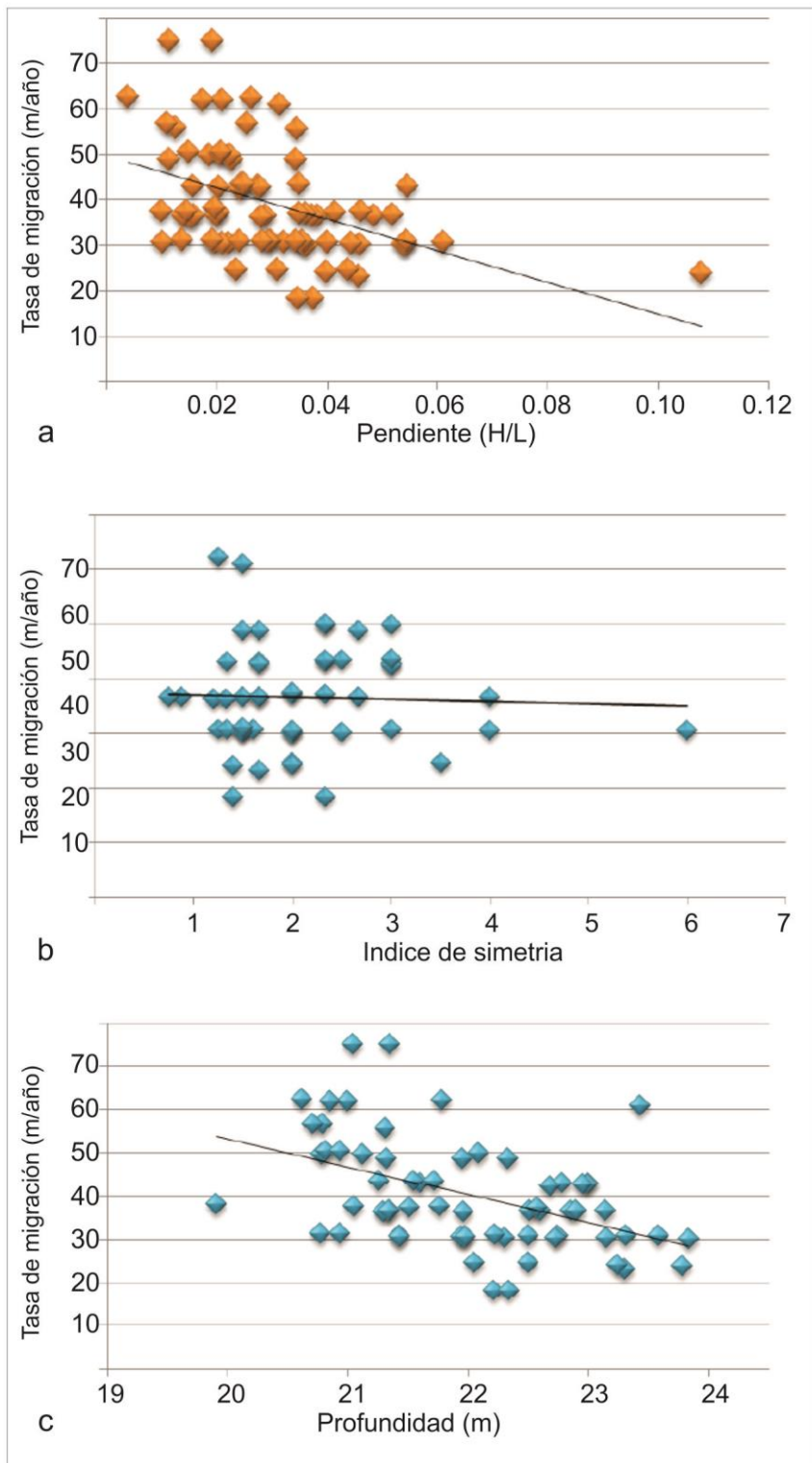


Figura 3.19. Diagrama de dispersión donde se muestra la relación entre la tasa de migración y la pendiente de las dunas **(a)** (H/L); **(b)** índice simetría y **(c)** profundidad.

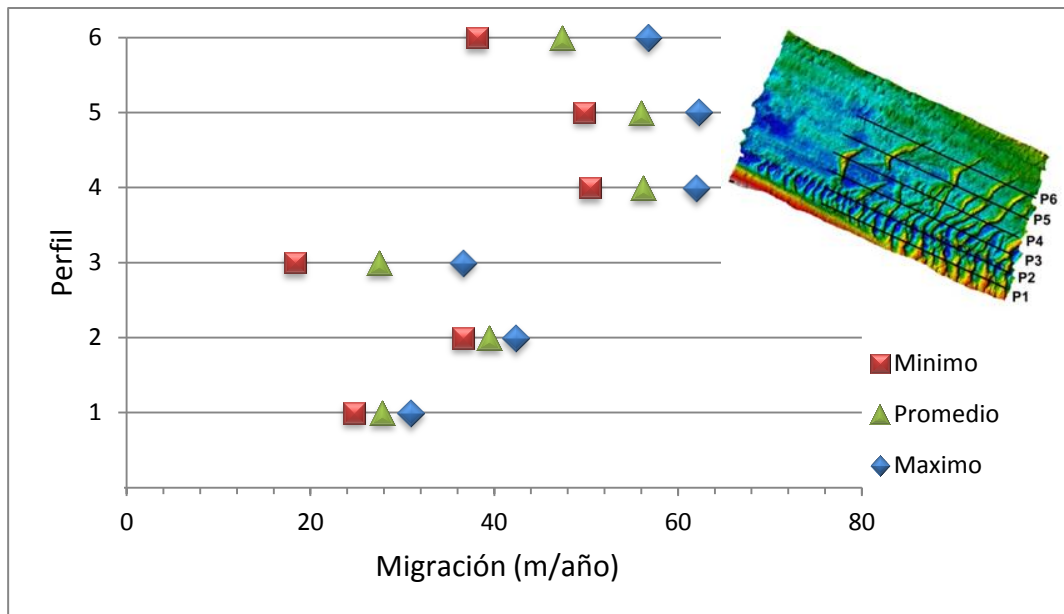


Figura 3.20. Tasa promedio, máxima y mínima de velocidad migración de las dunas a lo largo de 6 perfiles batimétricos.

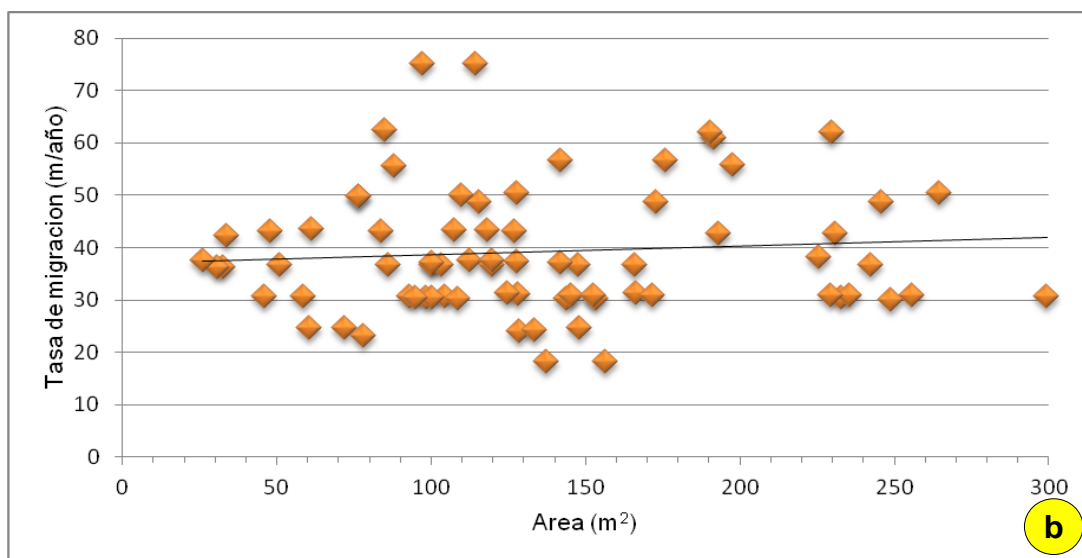
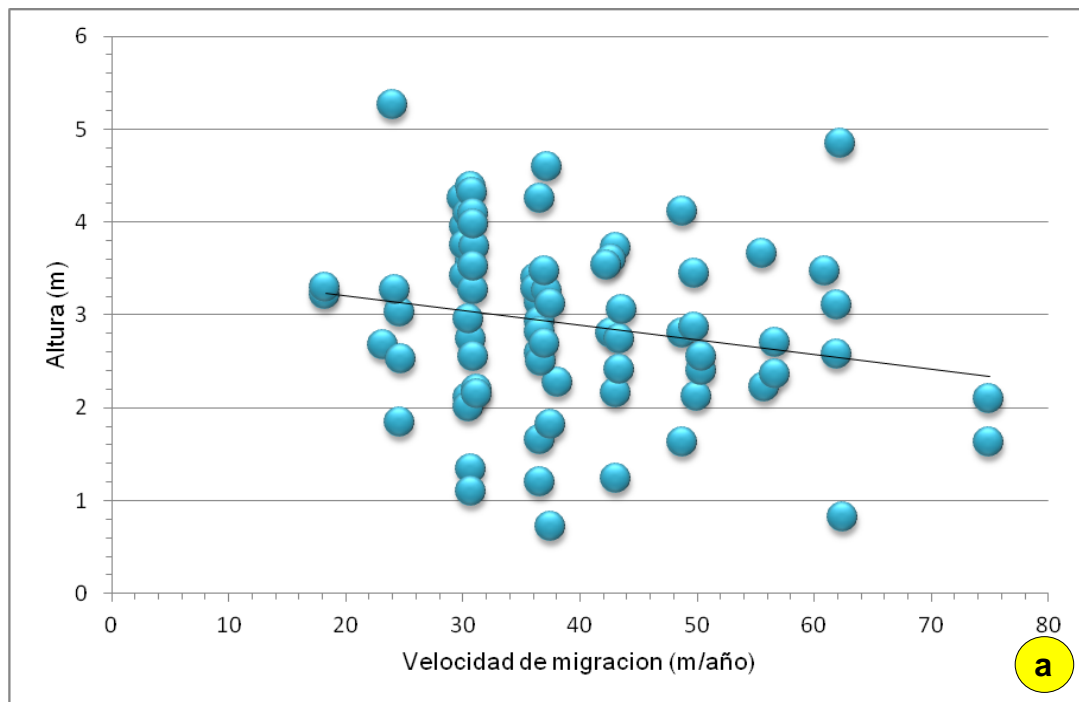


Figura 3.21. Grafico que relaciona los valores de **(a)** altura de las dunas con la velocidad de migración; **(b)** área de duna ($H \cdot L/2$) con la velocidad de migración.

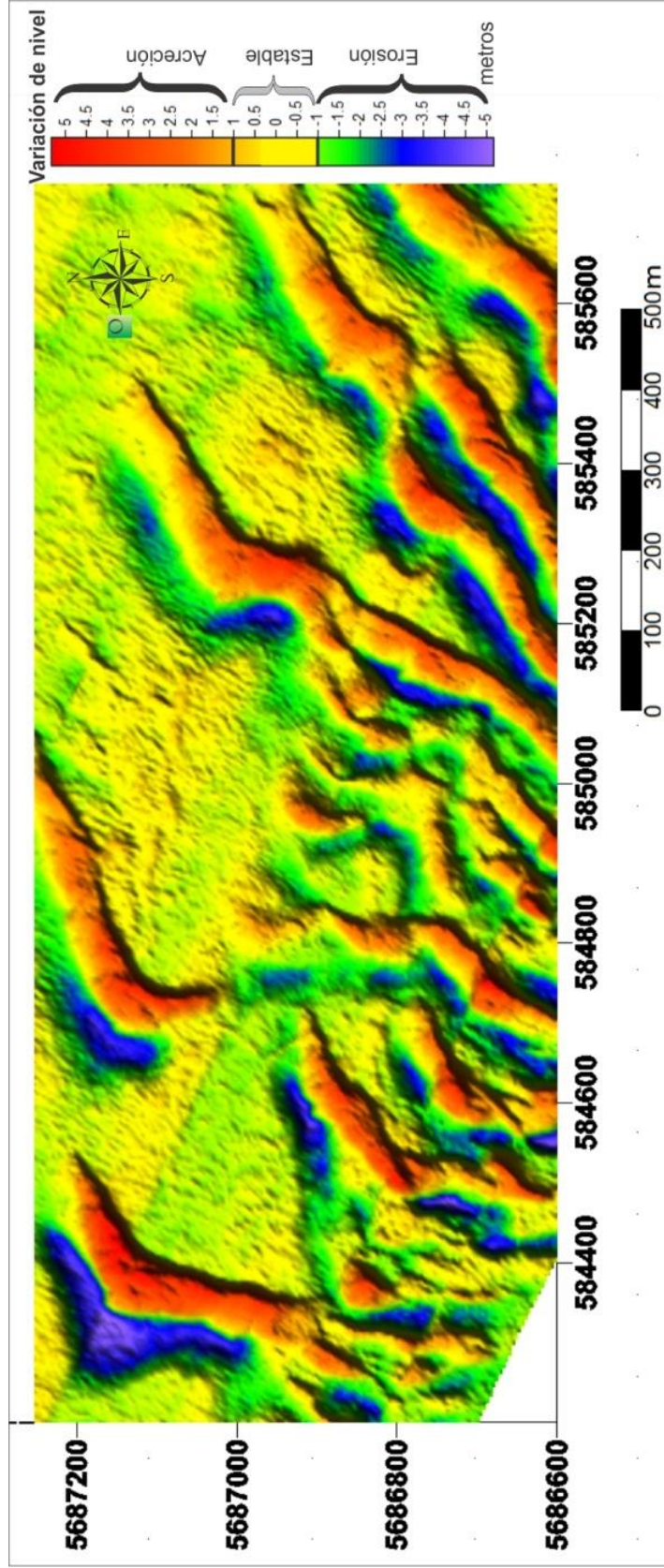


Figura 3.22. Rango de erosión-sedimentación en una porción del campo de dunas, comparando las batimetrías de 2010 y 2011. Los colores rojos y azules indican, zonas de acreción y erosión, respectivamente.

3.3. Sedimentos de fondo

3.3.1. Características granulométricas

Los sedimentos superficiales del fondo del canal son depósitos que, en general, responden a las condiciones hidrosedimentológicas actuales. En base a 18 muestras superficiales de fondo se realizó un análisis textural para obtener una caracterización sedimentológica de los materiales que componen el área de estudio. En la figura 3.23 se ha volcado la ubicación de las muestras, junto con su clasificación y curva de frecuencia acumulativa. En la Tabla II se presentan los porcentajes relativos de las distintas granulometrías que conforman las muestras.

Muestra	Grava %	Arena %	Fango %	Arena dominante	Clasificación
	<-1 ϕ	-1< ϕ < 4	> 4 ϕ		
M1	6,01	79,23	14,76	Muy fina	Arena con fango
M2	22,60	77,18	0,22	mediana	Arena con grava
M3	3,27	96,29	0,44	mediana	Arena mediana a gruesa
M4	1,33	97,74	0,93	mediana	Arena mediana a fina
M5	1,2	97,67	1,13	Mediana	Arena mediana
M6	1,66	97,57	0,77	Mediana	Arena mediana
M7	10,12	89,23	0,66	Mediana	Arena con grava
M8	1,50	97,74	0,76	mediana	Arena mediana
M9	17,91	78,24	3,84	Fina	Arena con grava
M10	17,1	78,49	4,41	Mediana	Arena con grava
M11	2,66	94,64	2,71	Fina	Arena
M12	-	96,8	3,20	Fina	Arena fina a muy fina
M13	6,60	90,90	3,20	Mediana	Arena mediana a fina con grava

M14	-	97	3	Mediana	Arena mediana a fina
M15	3,2	94,8	2	Mediana	Arena mediana a gruesa
M16	24,4	67,6	7,6	Mediana	Arena mediana a fina con grava
M17	-	99,1	0,9	Fina	Arena fina a muy fina
M18	18	60,3	20,7	Mediana	Arena mediana a gruesa con grava

Tabla II. Porcentajes de las distintas fracciones que componen las muestras sedimentológicas.

Una evaluación general de los datos indica una predominancia de arena (mayoritariamente media a fina) como fracción principal en todas las muestras (Fig. 3.24), a la cual se asocian, según el sector, otras fracciones granulométricas que van desde arcilla hasta grava.

Las muestras sedimentológicas extraídas del campo de dunas (M3, M4, M5, M6, M7, M8, M13, M14 y M16), evidencian que el sedimento más conspicuo es arena mediana con cantidades menores de fango o grava. En tanto, hacia el sector este del campo, donde las dunas tienen generalmente menor altura, la muestra M13 presentan un predominio de arena mediana a fina y arena mediana a gruesa en M15, siendo, todas estas, moderadamente bien seleccionadas. En la mayoría de los casos, la media oscila entre 1-1,6 ϕ y los sedimentos manifiestan selección moderada a buena, ya que la mayoría de los valores son menores a 1 ϕ (Fig. 3.25 y 3.26 a).

Hacia el veril sur del canal, el material sedimentario varía de una arena fina con fango a arena mediana con grava (Fig. 3.23). Estos sedimentos poseen una selección cercano a 2 ϕ (muy pobremente seleccionada), y una media de rango muy amplio entre 0,50 y 2,5 ϕ (Fig. 3.23). Las muestras M2 y M9 contienen grava en un porcentaje superior al 15%. Se trata de restos

biogénicos entre los que se reconocieron valvas de bivalvos, briozoos, cirripedios y también presentaron fragmentos líticos subredondeados de limolita. En tanto, hacia el sector este del campo, donde las dunas tienen generalmente menor altura, las muestras M13, M14 presentan un predominio de arena mediana a fina y solo es gruesa en M15, siendo, todas estas, moderadamente bien seleccionadas. Hacia el sector del Banco Redondo la muestra M12 es arena fina con fango bien seleccionada.

En cercanía del veril norte del canal, donde el fondo se caracteriza por niveles aterrizados y relictos rocosos, el sedimento superficial es fundamentalmente arena (M10, M11 y M18). El mismo presenta entre un 17 y 18 % de fracción grava, con una mala selección. La media exhibe valores entre 1 y 2,4 ϕ .

Con el objeto de realizar una evaluación detallada del sedimento de fondo que constituye una duna, se consideró una de tipo barján de grandes dimensiones ($H > 5$ m). Esta geoforma fue seleccionada porque la misma se halla relativamente aislada del resto de las otras formas de fondo. Para ello, durante la tarea de campo, se realizó un muestreo siguiendo un perfil perpendicular a la cresta de la geoforma (Fig. 3.27). De esta manera, y luego del procesamiento granulométrico, se destaca que el sedimento que constituye la cresta (M3) presenta una mayor concentración porcentual de arena gruesa-muy gruesa (24%), mientras que en el sector de planicie (M6, M4 y M5) estas fracciones son considerablemente menores, no superando el 12%.

Al mismo tiempo, de manera de evaluar la variación granulométrica de los sedimentos con respecto a las profundidades relevadas (15-21 m) se realizó el gráfico de la figura 3.28. A través del mismo, no se reconoce un cambio o tendencia significativa en el porcentaje de una determinada fracción de sedimento por sobre otra en relación con la variación de la profundidad.

3.3.2. Parámetros estadísticos

Con las distribuciones de frecuencia para cada una de las muestras se determinaron los siguientes parámetros estadísticos: media, selección, asimetría, curtosis, mediana y percentil 1 (Tabla III).

Muestra	Media φ	Selección φ	Asimetría	Curtosis φ	Mediana φ	Percentil 1
M1	2,45	1,89	-0,02	1,45	2,5	-2,13
M2	0,57	1,87	-0,51	0,95	1,53	-2,25
M3	1,15	0,87	-0,22	1,36	1,37	-1,93
M4	1,61	0,53	-0,06	1,34	1,65	-1,30
M5	1,55	0,41	-0,09	1,33	1,60	-1,73
M6	1,35	0,55	-0,23	1,63	1,52	-1,71
M7	0,75	1,1	-0,61	2,41	1,51	-2,18
M8	1,35	0,47	0,09	1,94	1,33	-1,40
M9	0,98	2,07	-0,53	1,47	2,09	-2,24
M10	1,05	1,92	-0,40	1,95	1,82	-2,21
M11	1,298	0,88	-0,05	1,53	2,06	-2,03
M12	2,80	0,47	0,05	1,55	2,78	1,50
M13	1,29	0,98	-0,34	2,82	1,82	-2,10
M14	2	0,49	0,14	1,33	1,93	0
M15	1,17	-0,21	-0,21	1,65	1,36	-1,8
M16	1,09	2,28	-0,31	1,08	1,62	-2,5
M17	2,59	0,3	0,2	1,5	2,68	1,9
M18	2,32	2,99	-0,12	3,2	2	-2

Tabla III. Parámetros estadísticos de las muestras sedimentológicas.

Media. Este valor representa la energía cinética media del ambiente sedimentario. En las muestras analizadas se presenta un rango de variación entre 0,57 y 2,80 φ . El promedio corresponde a 1,45 φ . El sedimento de mayor diámetro se presenta en la parte central a lo largo del canal, sobre todo en el

sector oeste de la zona estudiada. En cambio, el más fino, en general, se distribuye sobre ambos veriles, en forma aproximadamente paralela al nivel cero.

Mediana. Representa el nivel de energía media del ambiente sedimentario, siempre que estuvieran disponibles todos los tamaños de grano. En el área de estudio este parámetro varía entre 2,78 y 1,33 ϕ con un valor promedio de 1,81 ϕ .

Percentil 1 (C). Corresponde al tamaño de grano que tiene 1% de los granos mayores y el 99% de los granos menores. Representa el nivel de energía máxima disponible en el ambiente sedimentario, es decir que es un indicador de la competencia del agente de transporte. A mayor competencia mayor granulometría. Entre las muestras analizadas oscila entre -2,25 y 1,5 ϕ . Los valores son preponderantemente bajos, lo que indica sedimentos gruesos. Exceptuando la muestra que se localiza en proximidad al banco Redondo (Fig. 3.26 c) que presenta un valor de percentil1 de 1,5 ϕ , correspondiente a sedimentos finos.

Desviación estándar Indica la variabilidad (o selección) de los tamaños de grano en una muestra. Los valores de selección presentan un rango entre 0,41 y 2,07 ϕ , con un promedio de 1,08 ϕ . Según la clasificación de Folk (1974) el 31% de las muestras poseen una selección pobre, mientras que un 61% tienen una selección moderada, moderadamente buena y buena. El 8% restante presenta una selección muy pobre. Se definió una clasificación moderada para los sedimentos que constituyen el campo de dunas, con tendencia hacia una moderadamente bien seleccionada a medida que el tamaño de grano disminuye. Las muestras correspondientes al veril norte y sur exhiben una pobre selección, mientras que en el sector este del área de estudio, próximo al banco Redondo, es bien seleccionada (Fig. 3.26 a).

Asimetría Es una medida independiente de la selección e indica predominio de una población respecto a otra. Relaciona el grado de simetría que guarda la granulometría promedio respecto a las colas de una determinada distribución. Los valores pueden ser desde -1 hasta 1. Los valores de asimetría en el área de estudio oscilan entre -0,61 y 0,05. En la mayoría de las muestras la asimetría fue muy negativa (exceso de componentes gruesos) y negativa con un porcentaje de 38,5% y 15,3%, respectivamente. Un 38,5% de las muestras son casi simétricas, mientras que con una asimetría positiva solo se presentaron el 15,3%, (Fig. 3.26 b).

Curtosis. Representa el grado de agudeza de la distribución granulométrica. Los valores de este parámetro varían entre 0,95 y 2,82. El 92% de las muestras analizadas poseen una distribución de frecuencia muy leptocúrtica y leptocúrtica (Fig. 3.26 d). En tanto el 8% restante de las muestras son mesocúrtica. Juntamente con la asimetría son parámetros sensibles para detectar ambientes de depositación.

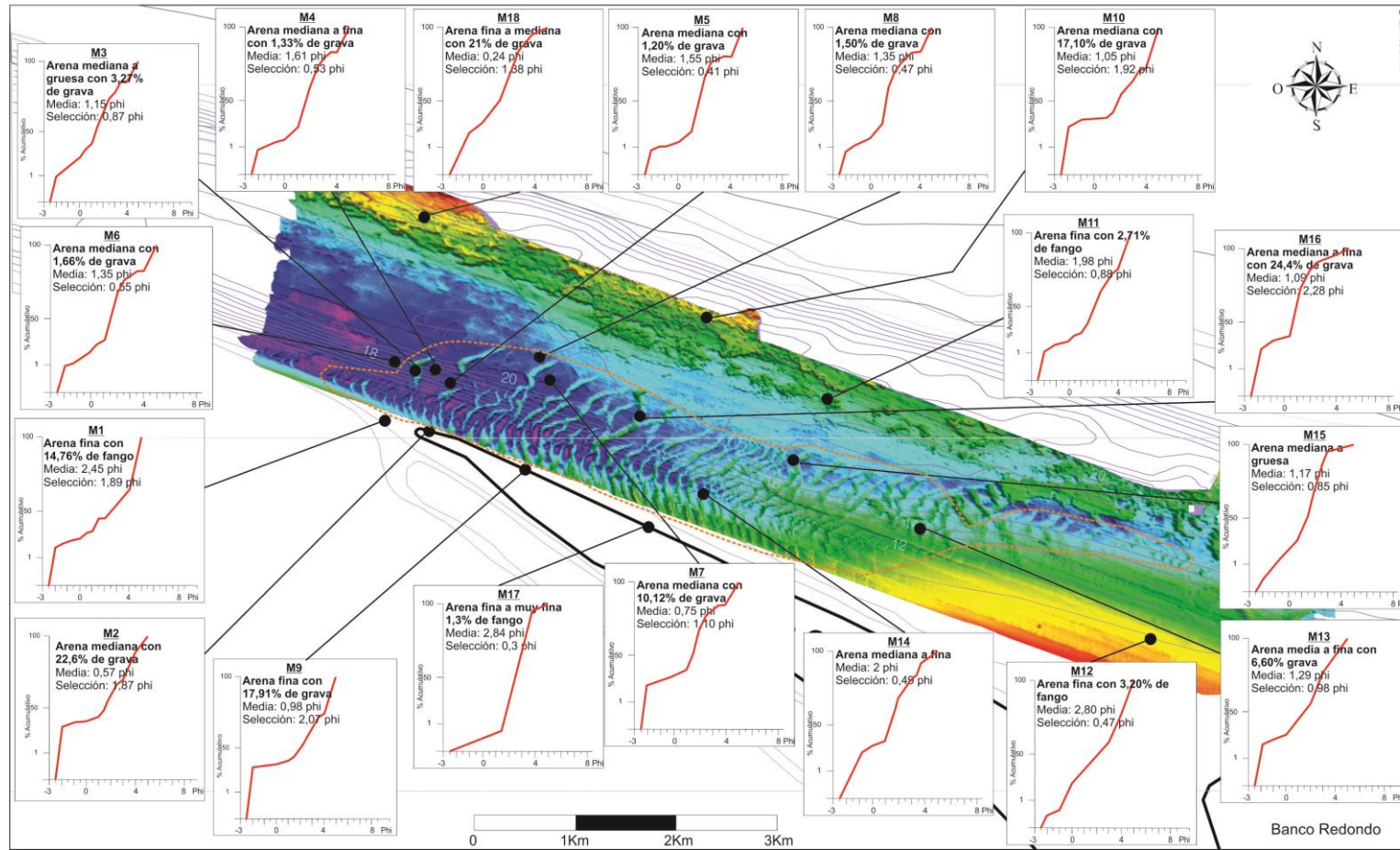
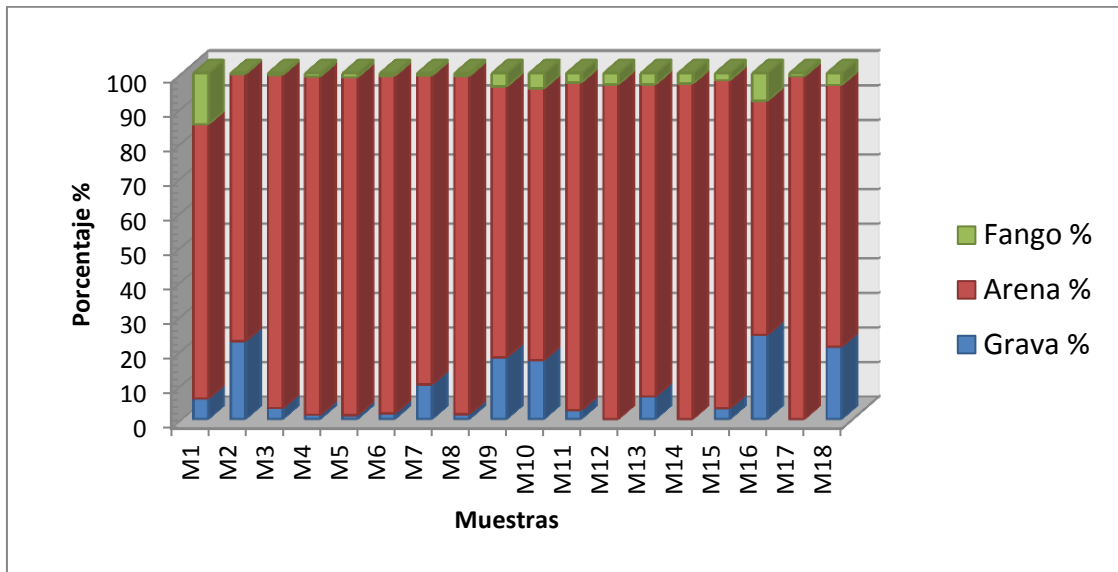


Figura 3.23. Ubicación de las muestras sedimentológicas de fondo. Se incluyen las curvas de frecuencias acumulativas y la caracterización del sedimento.



3.24. Porcentajes de fracciones granulométricas que componen las muestras sedimentológicas.

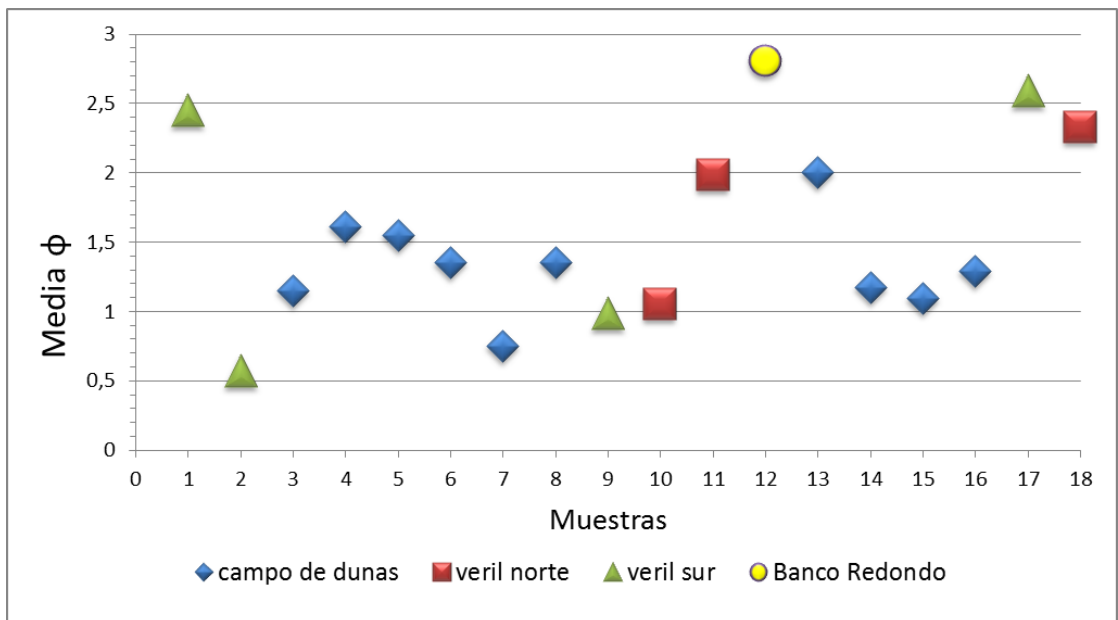


Figura 3.25. Media textural de las muestras según el sector considerado.

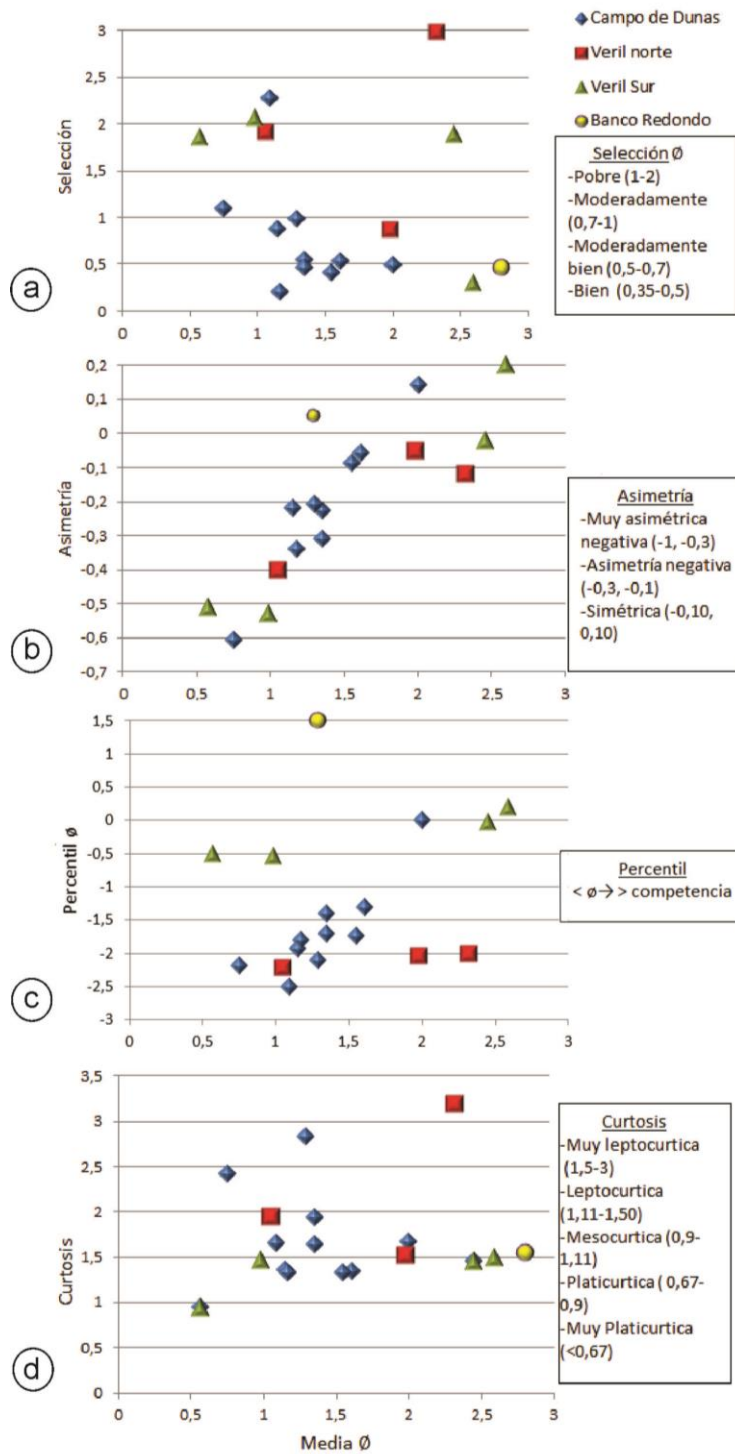


Figura 3.26. Gráfica de dispersión entre el tamaño de grano promedio y (a) la selección; (b) la asimetría; (c) percentil; (d) la curtosis para los sedimentos de fondo, en campo de dunas, veril norte, veril sur, Banco Redondo.

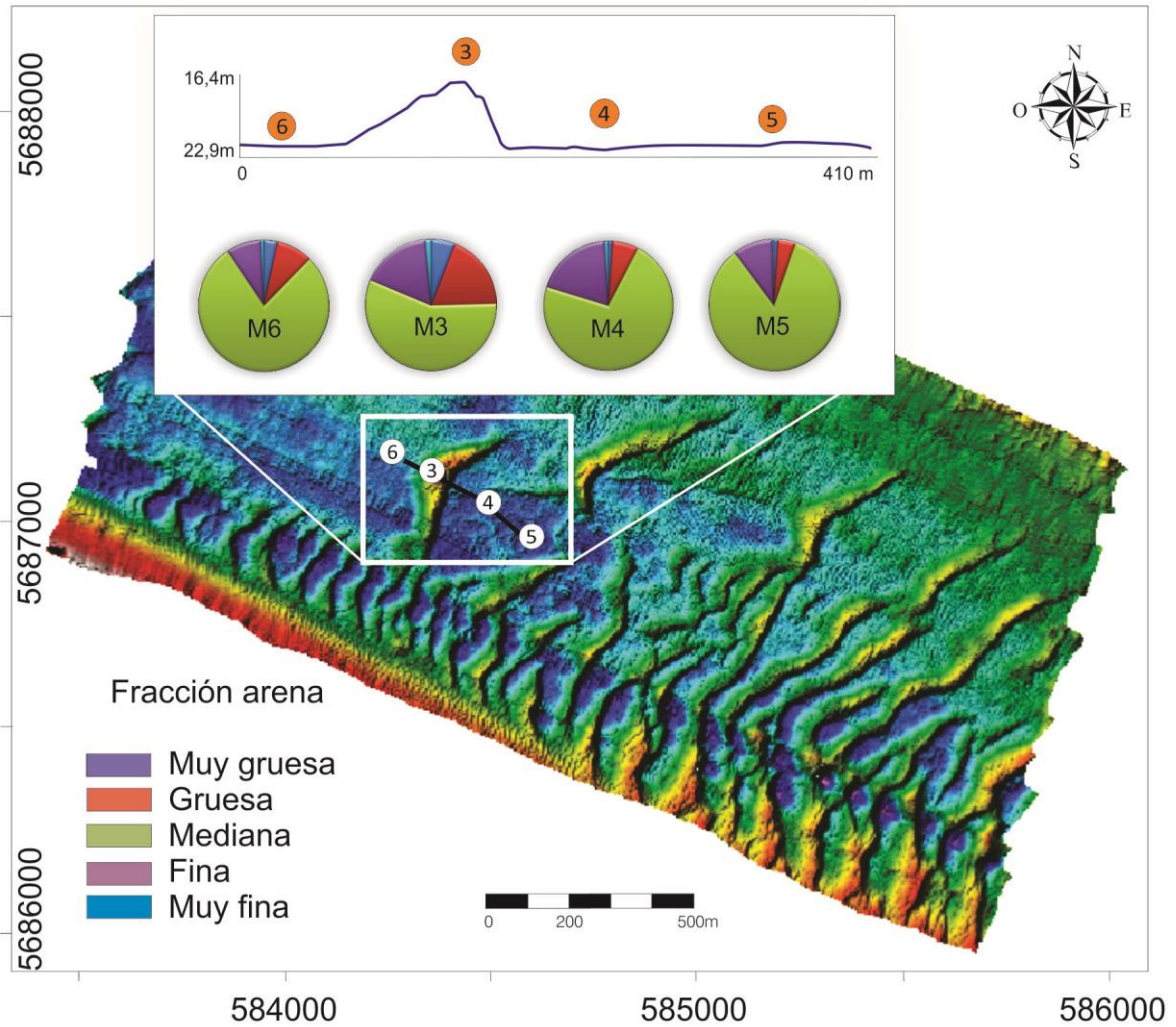


Figura 3.27. Porcentajes de las distintas fracciones de arena a lo largo de un perfil transversal a una duna barjan. En el recuadro se representan graficamente las diversas proporciones de arena que compone cada una de las muestras sedimentológicas.

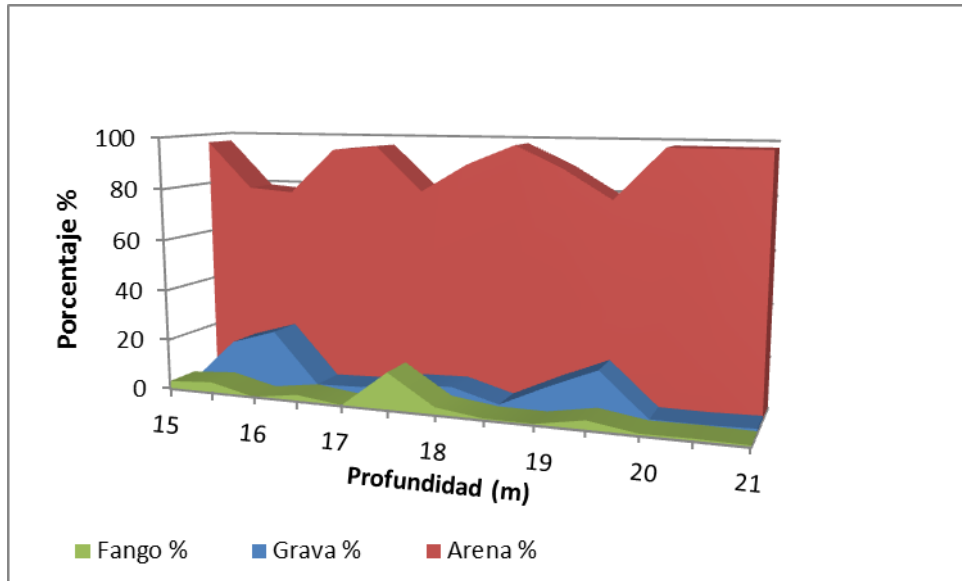


Figura 3.28. Porcentajes de las fracciones granulométricas según la profundidad.

3.4. Características sismoestratigráficas del subfondo

El análisis integral de la registración con 3,5 kHz permitió definir cuatro secuencias sísmicas (S1, S2, S3 y S4), cada una de ellas con configuraciones acústicas particulares. En la Figura 3.29 se esquematiza la sucesión sismoestratigráfica de las secuencias establecidas a lo largo de un bloque 3D transversal al canal. Varias de las unidades se reconocen aflorantes en distintos sectores del área de estudio (Fig. 3.30), presentando cada una de ellas rasgos morfológicos particulares reconocibles en el fondo. Con el objeto de elaborar una precisa y completa columna sismoestratigráfica, considerando sus variaciones laterales y su continuidad regional, se describirán las secuencias sísmicas ordenadas según su posición en los sismogramas, comenzando desde la más profunda hacia la más somera.

Secuencia S1

La secuencia sísmica más antigua definida en el área de estudio constituye el basamento acústico de todos los materiales suprayacentes determinados. El techo de S1 se presenta, en general, como un reflector bien definido, de elevada respuesta acústica, el cual marca una superficie de discontinuidad erosiva, ubicada a profundidades mayores a 30 m (con respecto al n.m.m). Si bien, su distribución regional es bastante horizontal, se observa una suave tendencia a profundizarse hacia el sur (Fig. 3. 31), exhibiendo pequeñas variaciones e irregularidades. La unidad es acústicamente opaca, solo se distinguen algunos reflectores poco definidos y de escasa continuidad lateral. Dicho detalle puede visualizarse en la figura 3.31 a, b y c, la cual muestra tramos de registro procesado con elevada ganancia.

La secuencia S1 se reconoce en el subsuelo de casi todo el área de estudio. En el sector más profundo del talud que conforma el flanco norte del canal (Fig. 3.29), S1 se extiende hacia el oeste y centro del canal (Fig. 3.31 a, b). Hacia el sur, en dirección al banco Cuchillo, se advierte una suave profundización regional del techo de la S1, (Fig. 3.31 c).

Secuencia S2

Esta unidad sismoestratigráfica se presenta aflorante en distintos sectores del estuario. En el área de estudio la secuencia S2 se manifiesta sobre el flanco norte y centro del canal (Fig. 3.30), aflorando a partir de los 13 m de profundidad. S2 conforma, regionalmente, desniveles aterrizados y relictos. Este tipo de fondo se extiende a lo largo de todo el tramo del canal Principal considerado en el presente trabajo (Fig. 3.30) y constituye una característica morfológica regional, la cual fue claramente definida con el relevamiento batimétrico realizado.

El techo y piso de S2 están acústicamente bien definidos, en tanto su configuración interna se halla integrada por reflectores horizontales paralelos, que en algunos sectores tienen gran continuidad lateral (Fig. 3.32). Estos reflectores pueden aparecer intersectando la superficie del fondo con terminaciones "top lap" (Fig. 3.33), lo cual evidencia la intervención de intensos procesos erosivos. En cambio, en la base de la secuencia pueden observarse terminaciones "downlap" sobre el techo de S1 (Fig. 3.33).

Secuencia S3

Esta unidad sismoestratigráfica, con piso y techo claramente definidos, posee una configuración acústica con elevada transparencia, sin reflectores notables, lo cual se constituye en una característica distintiva del depósito (Fig. 3.34 a). Su presencia en el subfondo se circunscribe al flanco norte del canal (Fig. 3.29) y el espesor máximo observado fue de hasta 5 m.

Asimismo, se ha determinado que la S3 puede hallarse aflorante en el fondo del canal, a lo largo del flanco norte (Fig. 3.34 c), en torno a los 6-8 m, de manera discontinua. En dichos casos la S3 conforma un escalón de 2-3 m de desnivel, el cual tiende a prolongarse, si bien de manera muy irregular, aproximadamente paralelo a la costa. La conjunción entre datos sísmicos y topografía 3D permitió una clara visualización de la característica morfológica de los afloramientos de las unidades S3 y S2 (Fig. 3.34b), esta última descrita en el punto anterior. Así, la figura 3.34 b establece la correlación geológica entre las unidades sísmicas y las escarpas o resaltos rocosos, los cuales constituyen la principal geoforma del talud norte del canal Principal.

Secuencia S4

Esta unidad conforma el depósito más moderno y cubre, aunque en diferente medida, las diversas secuencias descritas. La parte superior de S4 corresponde el fondo marino y su sedimento, en general, se halla en equilibrio con las condiciones hidrodinámicas actuales. Debido a que la configuración sísmica interna de S4

presenta variaciones laterales de facies, la misma, a los fines de ordenar su descripción sismoestratigráfica, fue dividida en tres subunidades.

S4a

S4a corresponde a los sedimentos que constituyen el banco Cuchillo, ubicado sobre el veril sur del canal (Fig. 3.29) y se hallan cubriendo a la unidad S2. Como parte de su configuración acústica se diferencian dos facies. En el subfondo de la cresta del banco los reflectores se desarrollan con escasa continuidad lateral, adquiriendo un modelo caótico y/o hummocky (Fig. 3.35). En cambio, en el sector de talud del banco, se presentan reflectores inclinados conformando un patrón progradante sigmoidal-oblicuo (Fig. 3.35). La distribución en el subfondo de esta unidad se ha mapeado en la figura 3.30.

En el sector donde se emplaza S4a se reconocen concentraciones someras de gas metano, las cuales fueron identificadas por Aliotta et al. (2010). La impedancia acústica de los sedimentos portadores de gas determina que los mismos sean sísmicamente detectables, evidenciados en los registros por configuraciones anómalas particulares. Estas interferencias producen turbidez y apantallamientos acústicos, ocultando los reflectores del subsuelo. La continuidad de los mismos solo es determinada en los tramos que se presentan las denominadas "ventanas acústicas" (Fig. 3.35). El basamento de la secuencia S4a lo constituye la unidad S2. En dirección NNO al canal (Fig. 3.35) hacia el sector de mayor profundidad la configuración de S4a cambia lateralmente, definiéndosela como S4b.

S4b

La secuencia S4b constituye el depósito arenoso en el que se desarrolla el campo de dunas estudiado en el presente trabajo de Tesis (Fig. 3.29). Esta cubierta sedimentaria, en general, no presenta una configuración acústica definida y alcanza un espesor máximo de 4 m en el sector sur del canal, adyacente al banco Cuchillo.

En tanto, en el sector del campo, donde las dunas alcanzan las mayores dimensiones (Fig. 3.36, a), el espesor de S4b se halla en torno a los 2 m, medido en las planicies entre dunas (Fig. 3.36, b). En esta capa arenosa se desarrollan dunas pequeñas, cuyas crestas se disponen paralelas o en ángulo con las dunas mayores (Fig. 3.36, c). Hacia el límite este del campo, las dunas van reduciendo su altura con la disminución de la profundidad, aunque el espesor de S4b se conserva aproximadamente constante (Fig. 3.36, a). En cambio, los límites norte y noroeste del depósito que constituye S4b son controlados por el afloramiento del material rocoso de S2 (Fig. 3.29 y 3.30).

Por otro lado, se destaca que en algunas dunas de grandes dimensiones fue reconocida una incipiente estructura interna. La misma presenta reflectores progradantes, dispuestos aproximadamente paralelos al talud de la geoforma (Fig. 3.37), evidenciando así su proceso migratorio.

S4c

Los sedimentos que forman S4c constituyen el estrato superior del veril norte del canal, generalmente a profundidades inferiores a los 7 m (Fig. 3.29). Este depósito areno limoso presenta una débil estratificación interna, identificándose solo

débiles reflectores discontinuos progradantes según la pendiente del fondo (Fig. 3.34). La secuencia S4c, según el sector considerado, puede encontrarse cubriendo la secuencia S3 como la S2.

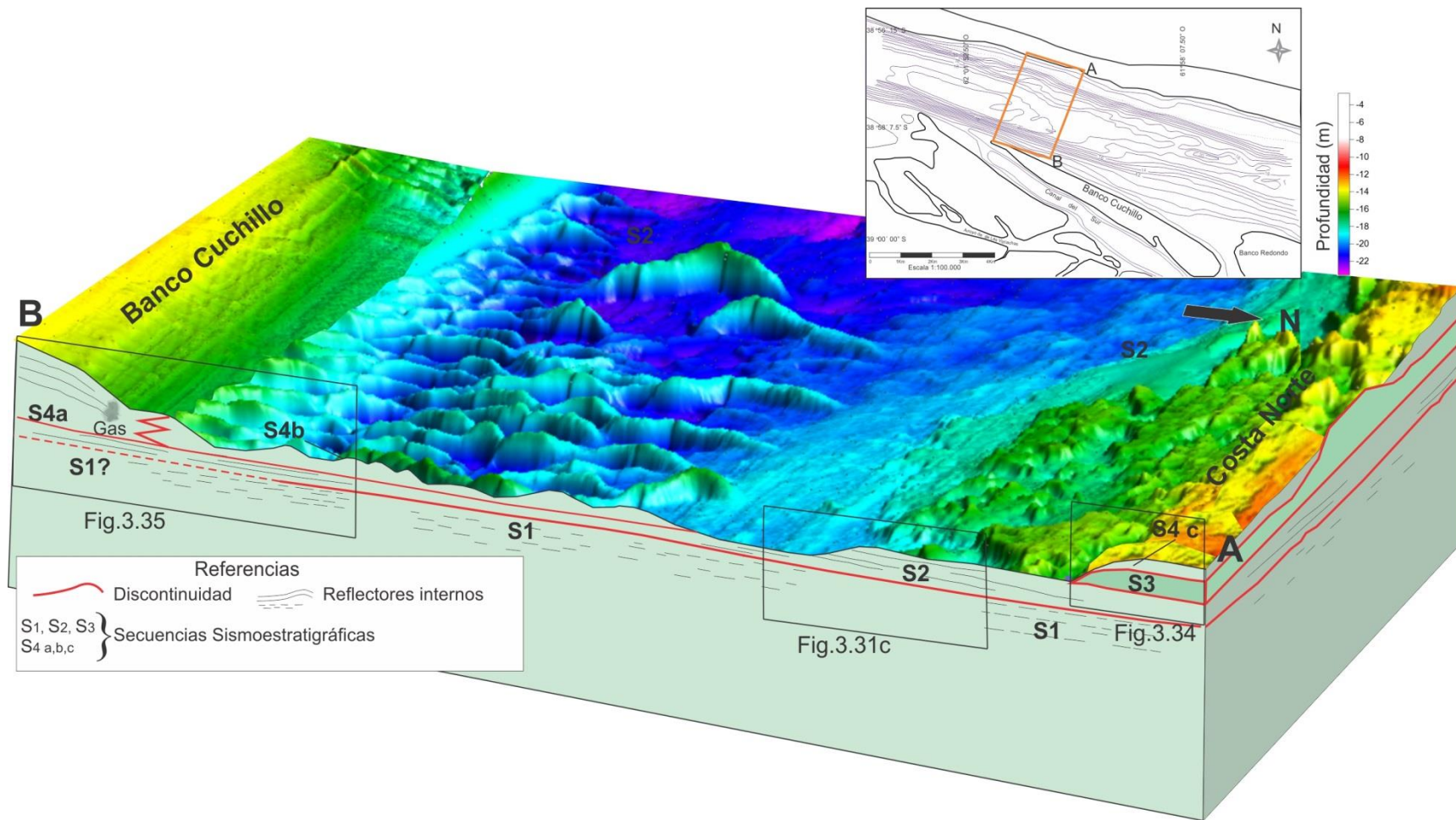


Figura 3.29. Diagrama 3D con corte transversal al canal que muestra la sismoestratigrafía del subfondo.

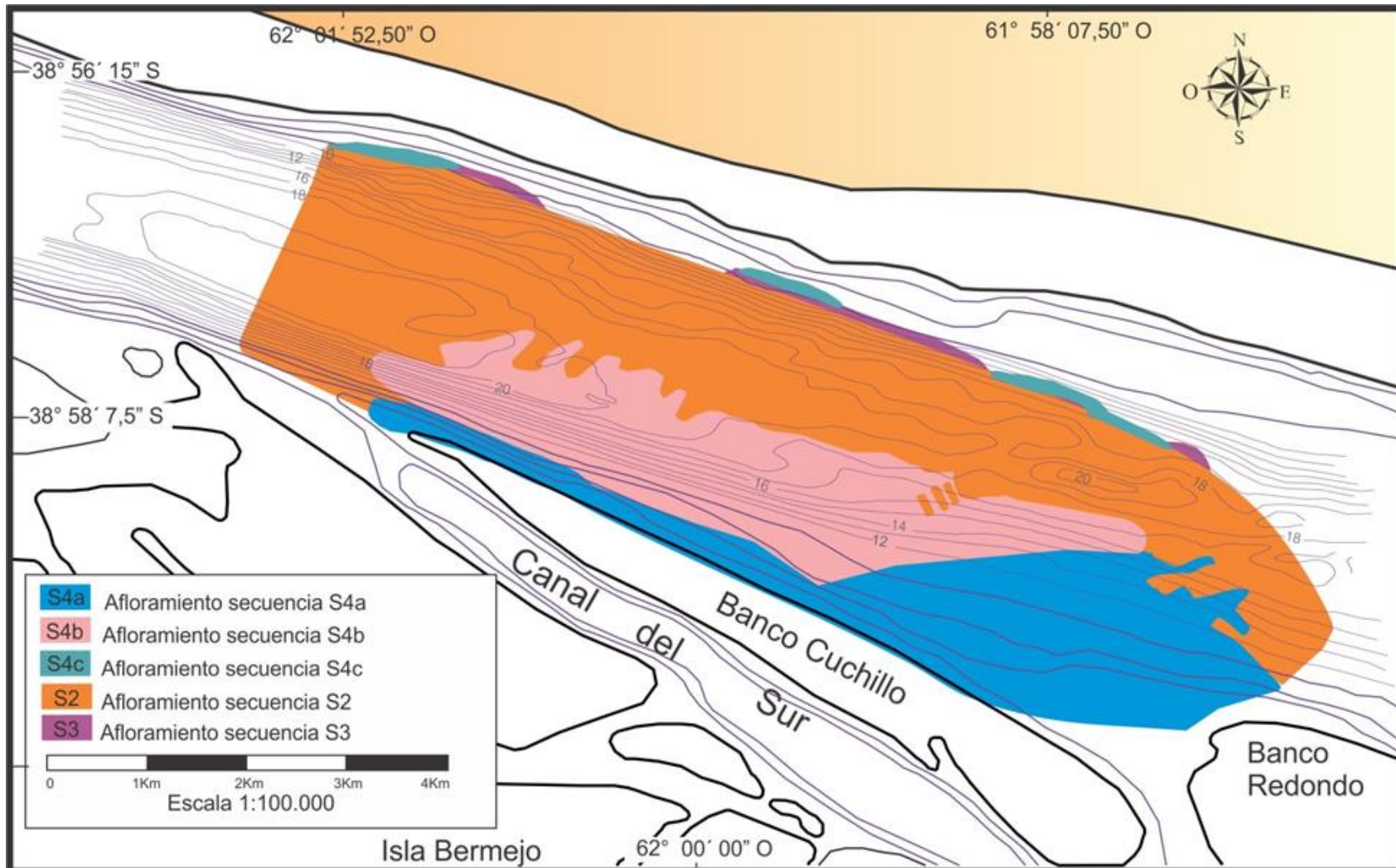


Figura 3.30. Localización de las unidades sismoestratigráficas aflorantes en el área de estudio.

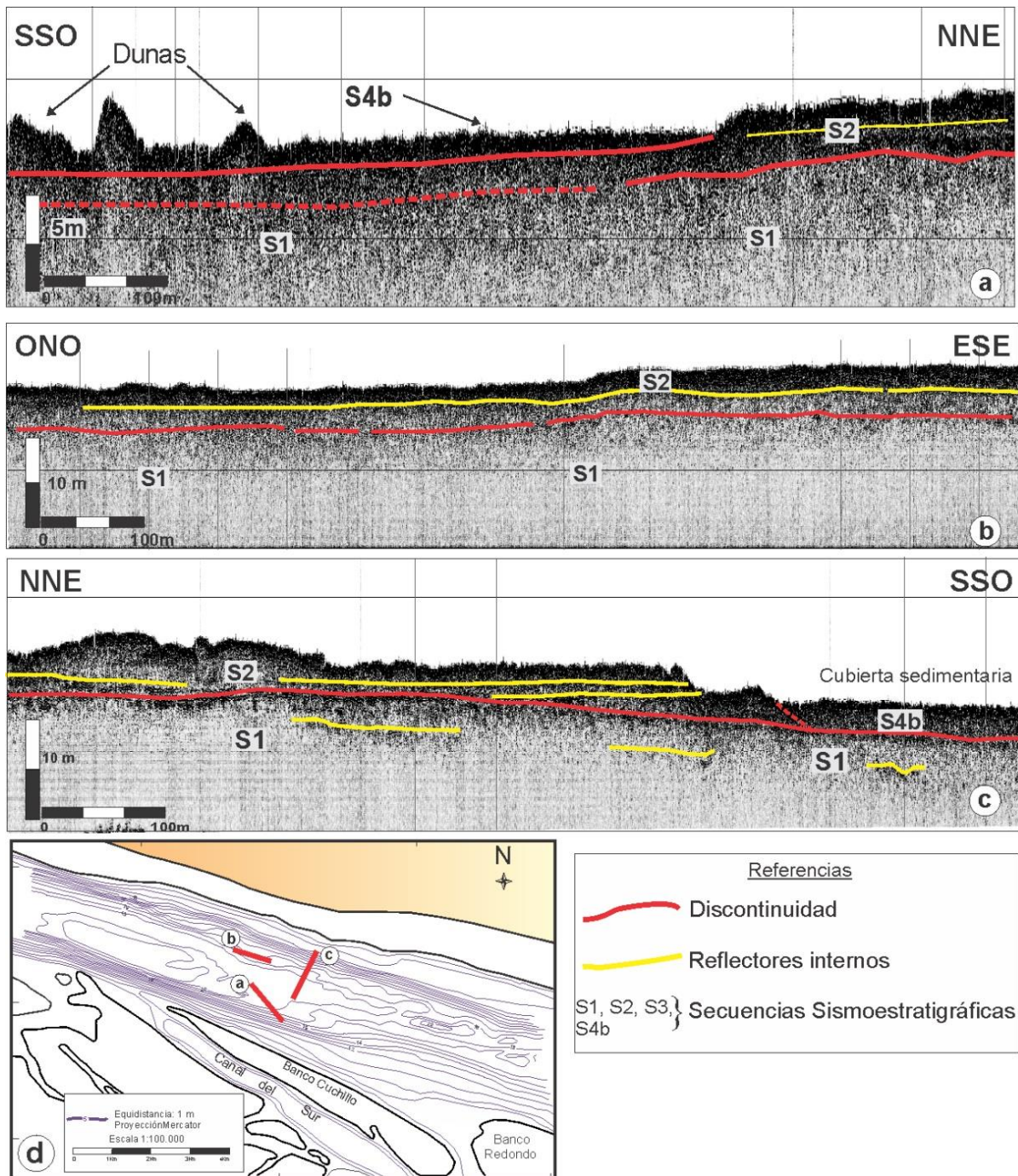


Figura 3.31 a, b, c. Sismogramas con secuencias del subfondo; **d.** Mapa de ubicación de los sismogramas.

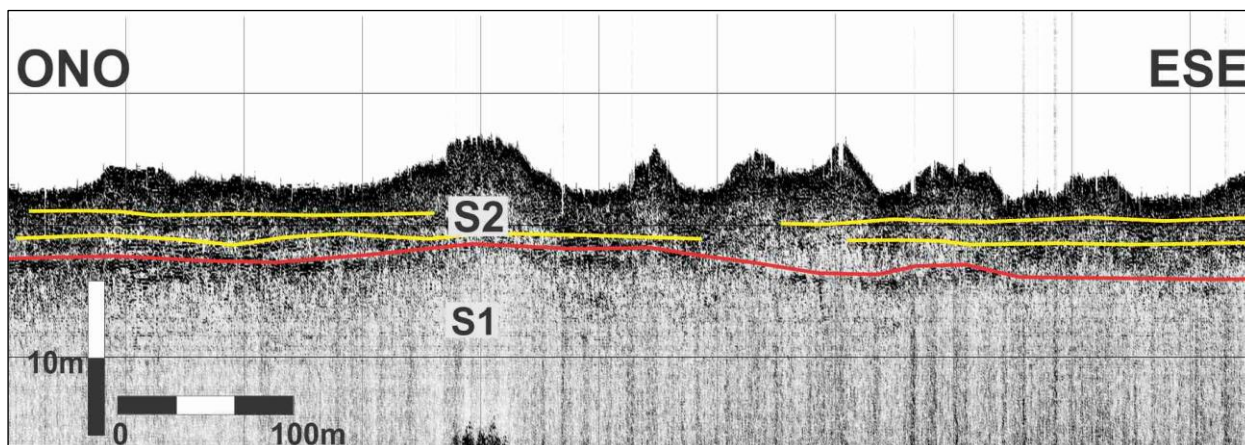


Figura 3.32. Sismograma de las secuencias S1 y S2.

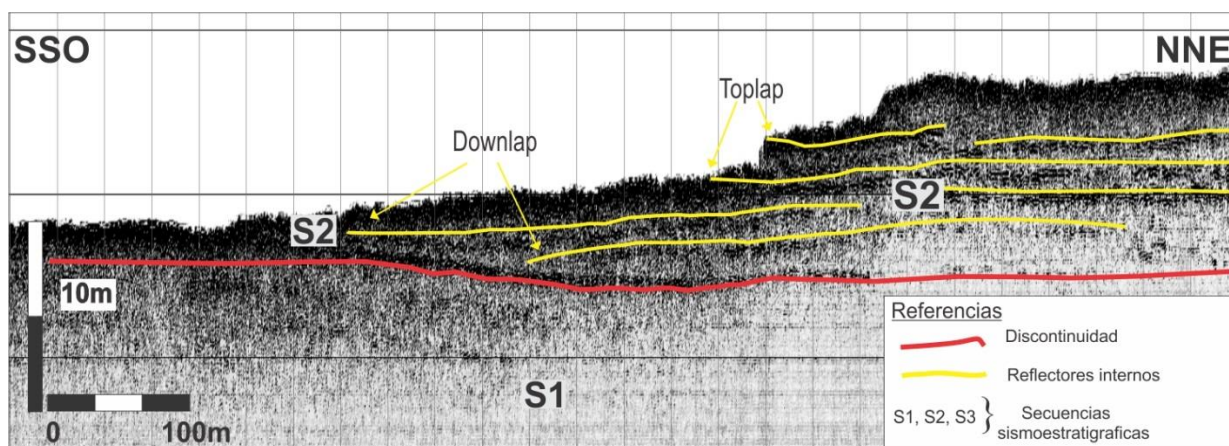


Figura 3.33. Sismograma de las secuencias S1 y S2 con terminaciones de los reflectores downlap y toplap.

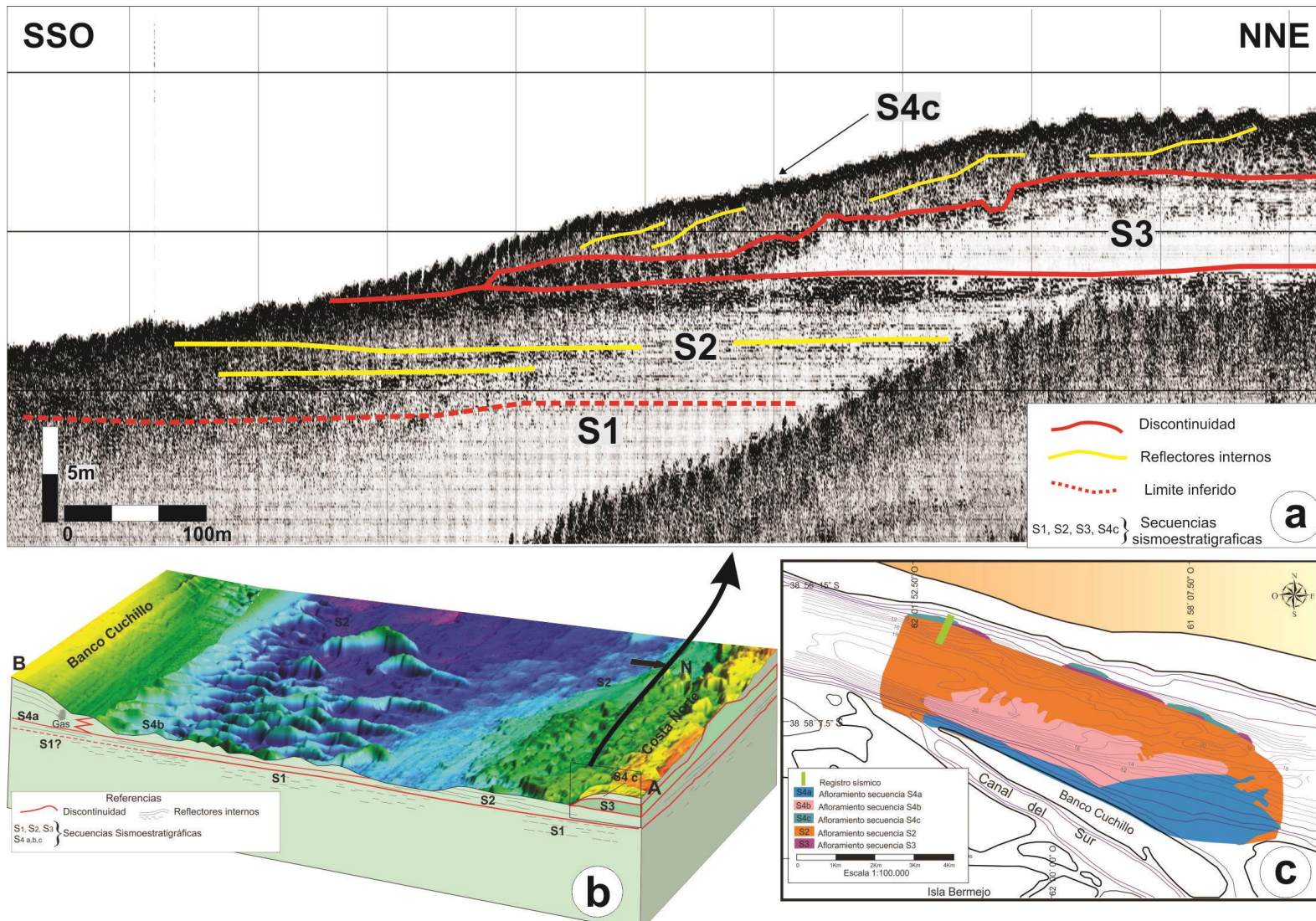


Figura 3.34 a. Perfil sísmico del veril norte; **b.** figura 3D; **c.** mapa de ubicación de afloramientos secuencias (S2, S3, S4a, S4b, S4c).

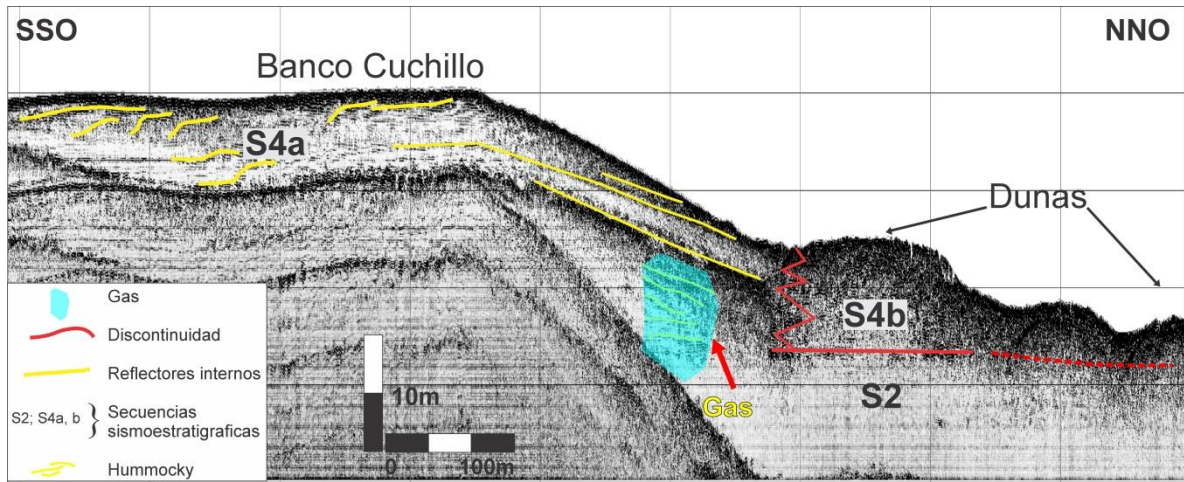


Figura 3.35. Sismograma transversal al Banco Cuchillo.

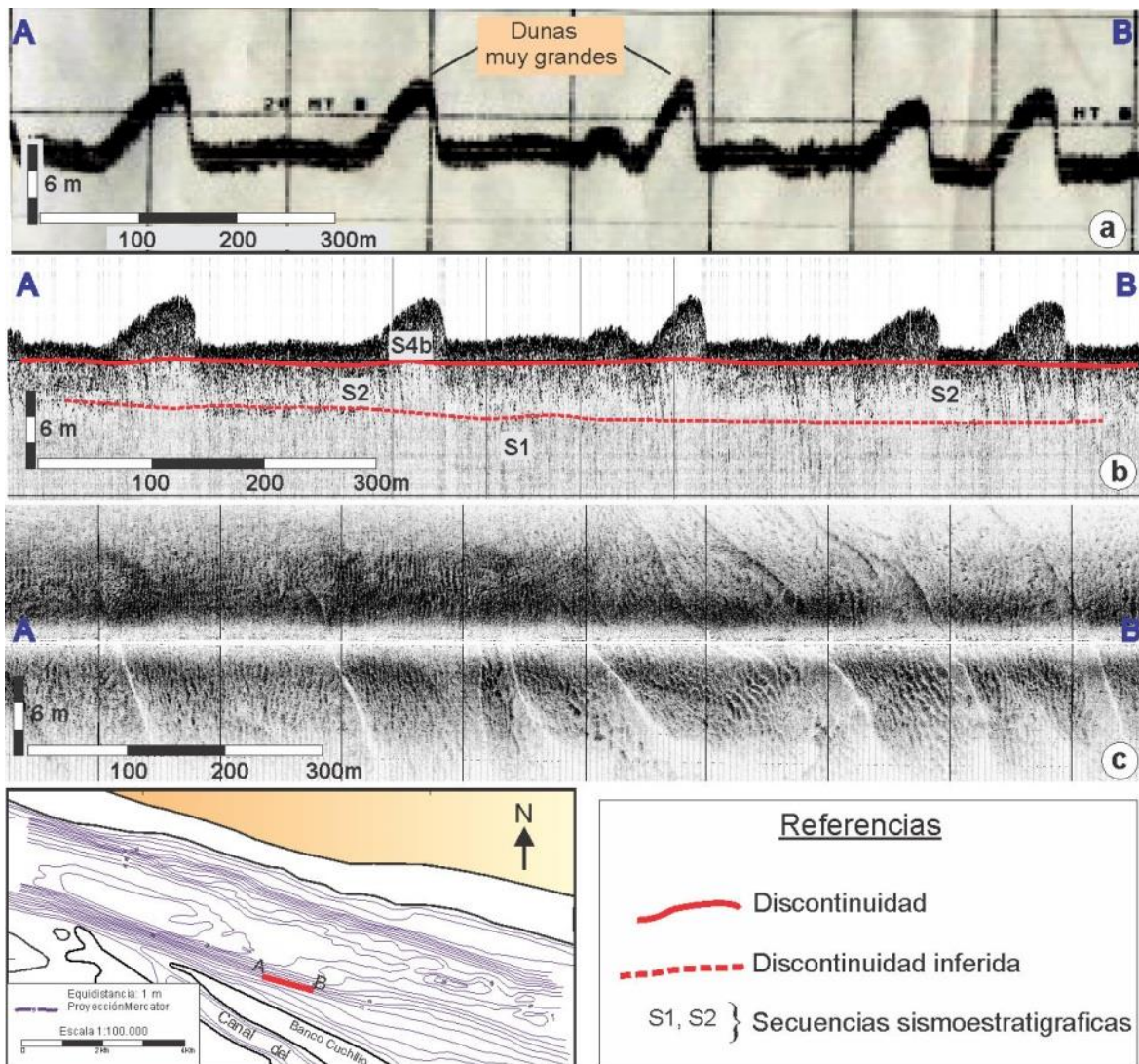


Figura 3.36 a. Registro de ecosonda; b. sismograma; c. registro de sonar de barrido lateral.

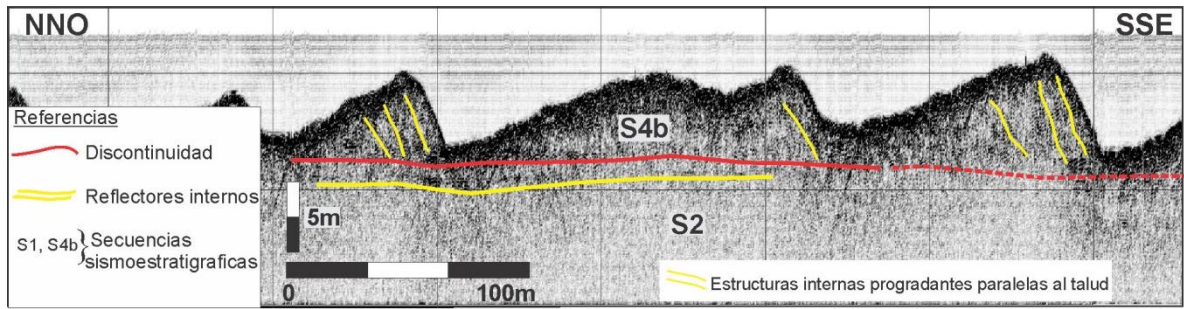


Figura 3.37. Sismograma de la secuencias (S2 y S4b), detalle en dunas donde se observan los reflectores internos.

3.5. Corrientes de marea

El análisis de la variabilidad temporal y espacial del campo de velocidades se realiza a través de dos secciones perpendiculares al flujo medio (P1 y P2, Fig. 3.38 a). La transecta ubicada hacia la zona externa del estuario (P1) comprende el campo de dunas, mientras que aquella localizada estuario adentro (P2) consiste de un fondo carente de estas formas de fondo. El perfil P1 se extiende a través del canal por más de 2700 m de longitud alcanzando una profundidad máxima promedio de 23 m. El perfil P2, apartado 1,5 km aproximadamente del anterior en dirección a la zona interna del canal Principal, se realizó a lo largo de 2600 m de longitud, y registró profundidades máximas promedio de 21 m. Entre ambos perfiles, y a lo largo de ambas costas, se llevaron a cabo las transectas L1-2 y L2-1 (Fig. 3.38a). La primera se efectuó a través de la costa norte, entre P1 y P2, mientras que la segunda cubrió el sector comprendido entre P2-P1, longitudinalmente a la costa sur.

En general, el análisis del tiempo en que transcurre la corriente de flujo y de reflujó, indica que ambas corrientes demoran prácticamente lo mismo, siendo sus lapsos de aproximadamente 6h (Fig. 3.38 b). Las estoas de bajamar y pleamar permanecen por 0:30 hs y 2 hs, respectivamente.

El campo de velocidades en la dirección de la corriente de flujo para ambos perfiles transversales (P1 y P2), muestra que las máximas velocidades durante esta fase se presentan en el sector carente de dunas (Fig. 3.39 a). Así, se advierte que en P2 las velocidades más elevadas de la corriente entrante llegan a alcanzar, en promedio, 140 cm s^{-1} , aproximadamente 2 horas antes de la pleamar. Se observa que estos valores ocurren en el sector central del canal (Fig. 3.39 a). En cambio, en la sección P1, donde se desarrollan las dunas, la máxima velocidad de la corriente de flujo alcanza, en promedio los 120 cm s^{-1} , aproximadamente 1 hora antes de la pleamar. Estas máximas velocidades se presentan, al igual que en el perfil anterior, en el sector central del trayecto relevado (Fig.3.39 b). La disminución en los valores de velocidad, desde el

sector más interno (P2) hacia el perfil P1 durante la corriente de flujo, queda también registrada a lo largo de la costa sur, durante el relevamiento de la transecta L2-1 (Fig. 3.40).

Por el contrario, en el transcurso del refluo, en el sector más externo del área relevada (P1), la máxima velocidad de esta corriente alcanza, en promedio, valores de 135 cm s^{-1} (Fig. 3.41 a), 3 horas después de la pleamar. Estos altos valores se registran en la porción central del canal. En el perfil P2, el campo de flujo muestra que la corriente de bajante alcanza velocidades promedio de 150 cm s^{-1} , aproximadamente 3 hs después de la pleamar (Fig. 3.41 b). Estas máximas velocidades se manifiestan hasta una profundidad aproximada de 10 m desde la superficie del agua.

Una característica común que puede reconocerse, en ambos sectores o perfiles, a lo largo de toda la columna de agua es que la corriente tanto de flujo como de refluo llegan a alcanzar, cerca del fondo del canal velocidades altas, siendo en promedio de aproximadamente de 85 cm s^{-1} (Fig. 3.39 y 3.41).

El análisis del campo de las velocidades de la corriente de flujo, realizado a través del ciclo de la marea, indica que en la zona carente de dunas, una vez iniciada la fase de flujo los valores más altos de la velocidad de la corriente se observan cercanos al sector sur del tramo relevado (Fig. 3.42 a). Posteriormente, estas altas velocidades comienzan a distribuirse de manera uniforme a través del resto de la transecta y cuando la corriente alcanza las máximas magnitudes, las velocidades más significativas se registran en el centro del canal (Fig. 3.42 b). Cuando el ciclo de la marea se revierte pasando a refluo, el campo de velocidades del flujo muestra el mismo comportamiento (Fig. 3.43). Es decir, las máximas velocidades de la corriente de bajante comienzan siendo más altas cercanas a la costa sur, para luego distribuirse a lo largo del resto de la sección, hasta alcanzar los valores más elevados en el centro del canal. A diferencia de los que sucede en la sección P2, el campo de velocidades del flujo a través del sector donde se desarrollan las dunas (P1),

muestra que tanto para el ciclo de flujo como de reflujos las velocidades altas se manifiestan prácticamente de manera simultánea a lo largo de toda la travesía (Fig. 3.44).

El análisis de los vectores de velocidad de flujo medidos en las travesías realizadas en cada transecta permite llevar a cabo una evaluación sobre la evolución temporal de la distribución transversal de velocidades en ambas secciones medidas. En el sector carente de dunas, el patrón de los vectores velocidad del flujo de toda esta sección muestra que sobre el trayecto cercano a ambas costas, se inicia la inversión en la dirección de la corriente. De esta manera, la corriente de flujo establece su ingreso a través de ambas costas (Fig. 3.45 a). Por el contrario, en la zona donde se presentan las dunas, se advierte un cambio en la dirección de los vectores velocidad solamente en el tramo cercano al margen norte. Por lo tanto, la corriente de flujo emprende su intrusión a lo largo de esta costa (Fig. 3.45 b). En esta última sección, luego de 1:30 hs, cuando la corriente de flujo ya está instalada sobre la costa norte comenzaría la inversión de la fase de reflujos a flujo en el resto de la transecta relevada.

Similar patrón en los vectores de velocidades de la corriente durante el estadio de la bajante se muestra en ambas travesías. Así, en la sección localizada en el área sin dunas los vectores de velocidad (Fig. 3.46 a) evidencian un modelo semejante al observado durante la fase de flujo. De esta forma, la corriente iniciaría su inversión hacia la zona externa del canal a través de ambas costas. Asimismo, en la sección comprendida por el área donde se presentan las formas de fondo, los vectores de velocidad indican que la corriente de bajante emprende su dominio a través de la costa norte (Fig. 3.46 b).

Observaciones detalladas del campo de flujo en el sector donde se presentan las dunas indican que estas formas de fondo tiene un impacto significativo sobre la estructura del flujo. Así, la magnitud de la velocidad a través de la sección P1 (Fig. 3.47 a) muestra que durante el estadio de flujo se exhibe una marcada desaceleración del flujo en el seno o valle de la duna (Fig. 3.47 b). En cambio, máximas velocidades de las corriente se registran en las crestas de dichas formas de fondo (Fig. 3.47 a y b). La desaceleración de la corriente en el seno de la duna debido al forzamiento topográfico, induce a la generación de una pequeña turbulencia (Fig.3.47 c y d).

Las máximas velocidades en la cresta tienen su influencia a lo largo de toda columna de agua, mientras que las menores velocidades, presentes en el seno de las dunas, llegan a dominar hasta una profundidad menor que la mitad de la columna de agua. En las condiciones de reflujos, el campo de velocidades a través de las dunas muestra un comportamiento similar al modelo observado durante la fase de flujo. Así, la máxima celeridad de la corriente se observa en la cresta de las dunas, mientras que las mínimas entre los senos de las formas de fondo (Fig. 3.48). Una notoria diferencia de destacar, entre ambas fases de la marea de destacar es que las velocidades alcanzan valores más altos en la cresta de las dunas durante la corriente de reflujos que durante el flujo.

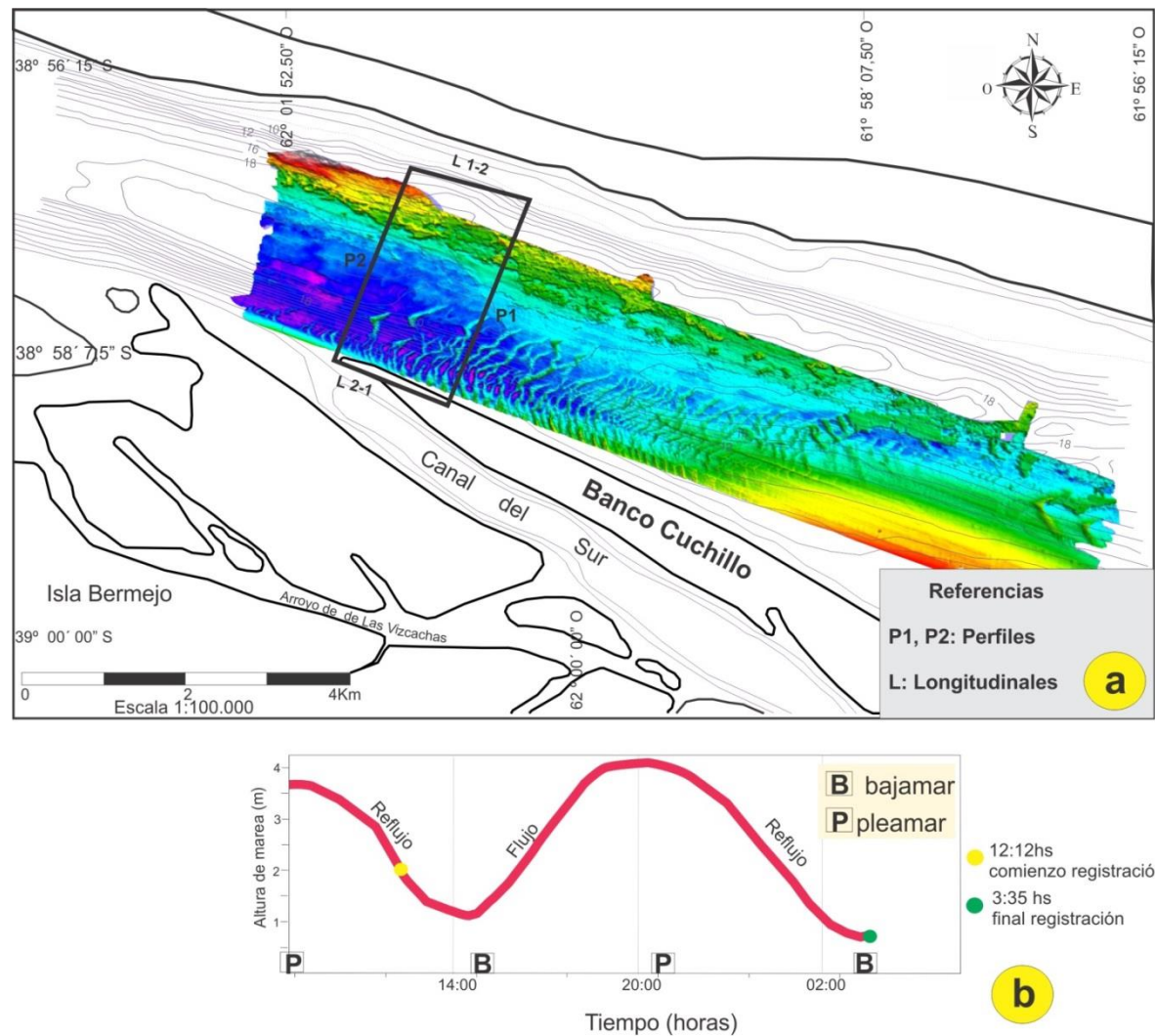


Figura 3.38 a. Localizaci3n de las secciones transversales y longitudinales medidas con el ADCP; **b.** curva de marea correspondiente al per3odo medido.

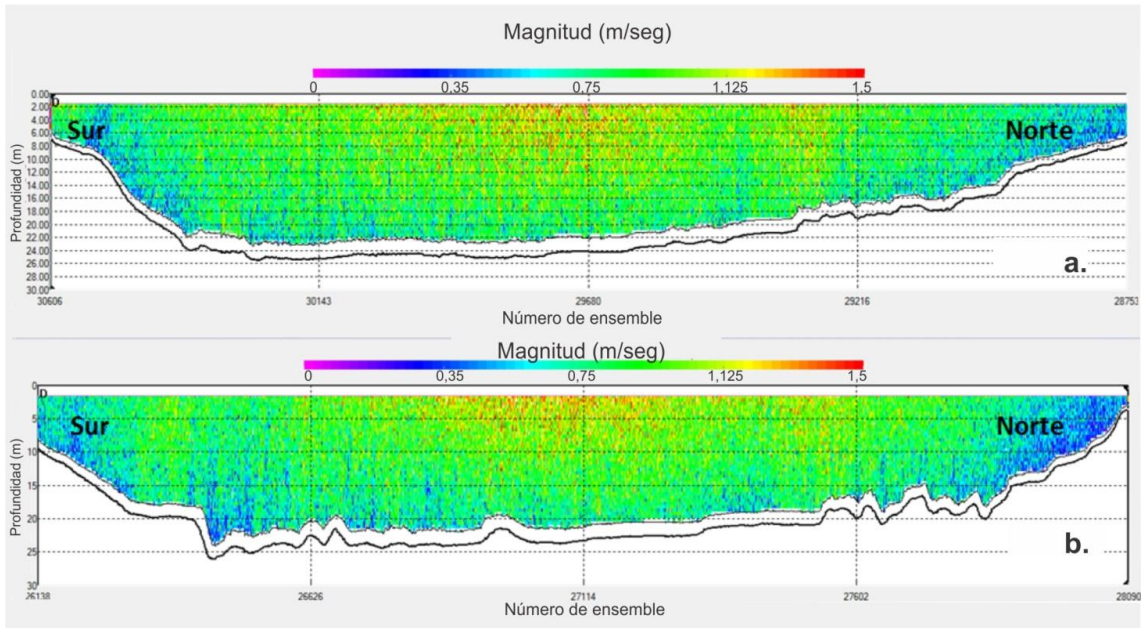


Figura 3.39. Campo de velocidades durante la corriente de flujo obtenidos con ADCP en las secciones P2 (a) y P1 (b).

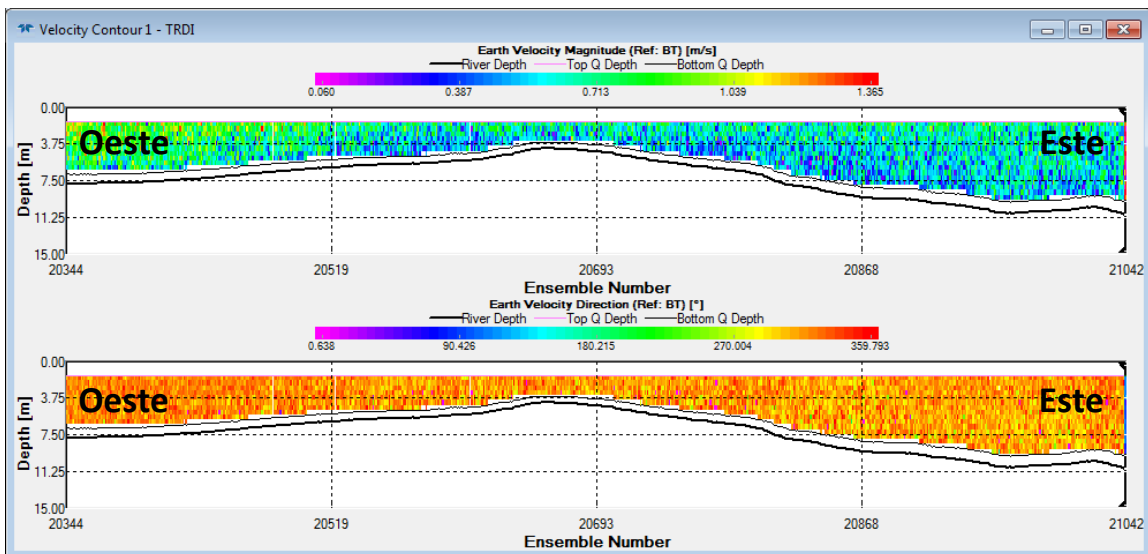


Figura 3.40. Campo de velocidades y dirección de la corriente, durante la creciente, obtenidos con ADCP a lo largo de la sección

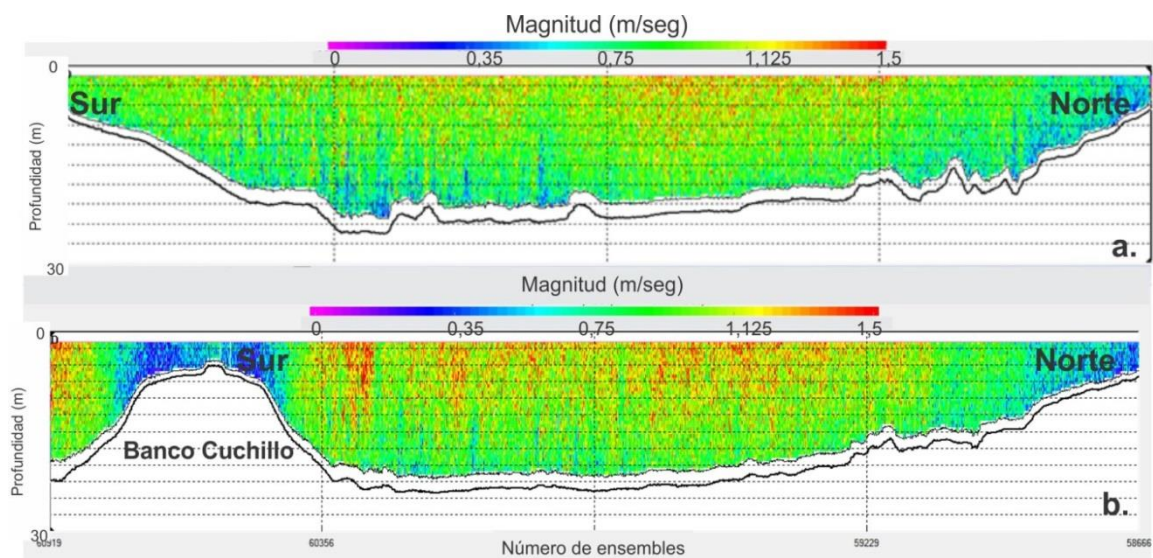


Figura 3.41. Campo de velocidades durante la corriente de reflujó obtenidos con ADCP en las secciones P1 (a) y P2 (b).

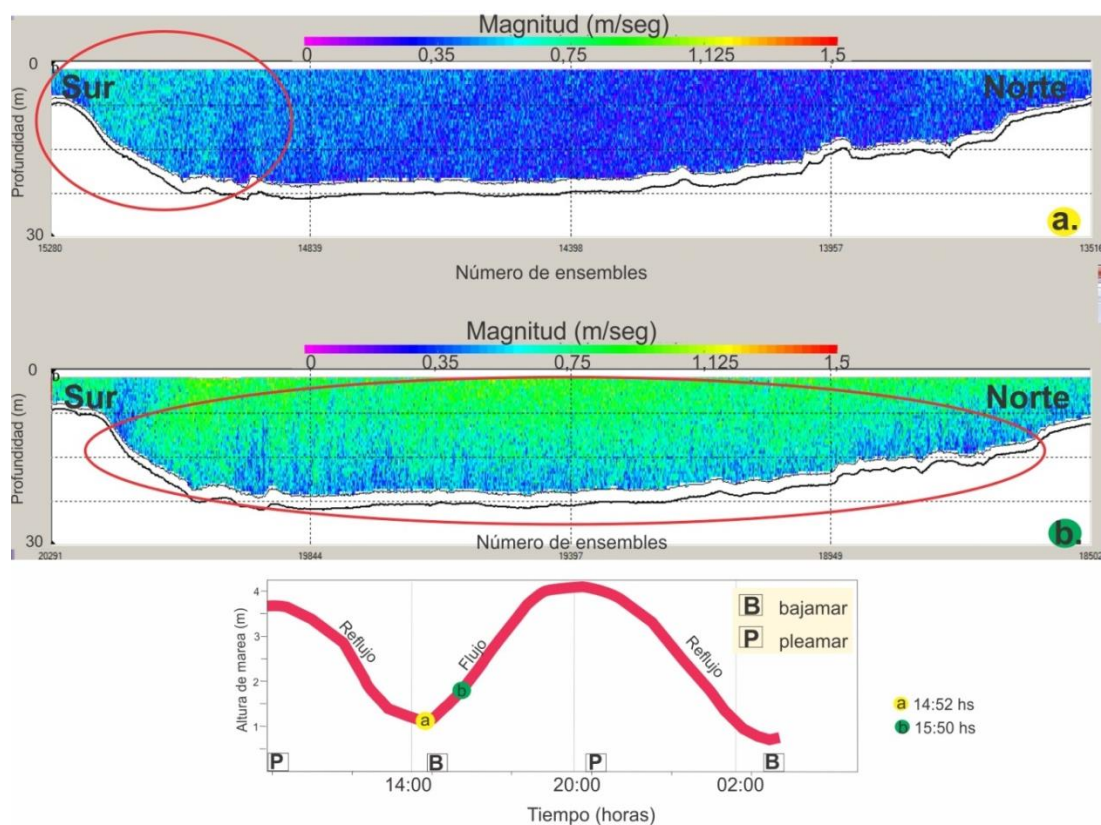


Figura 3.42 Campo de velocidades de la corriente, a lo largo de la sección P2, en dos estados diferentes del ciclo de marea creciente. En la curva de marea se señalan ambos instantes en que fueron relevadas ambas secciones.

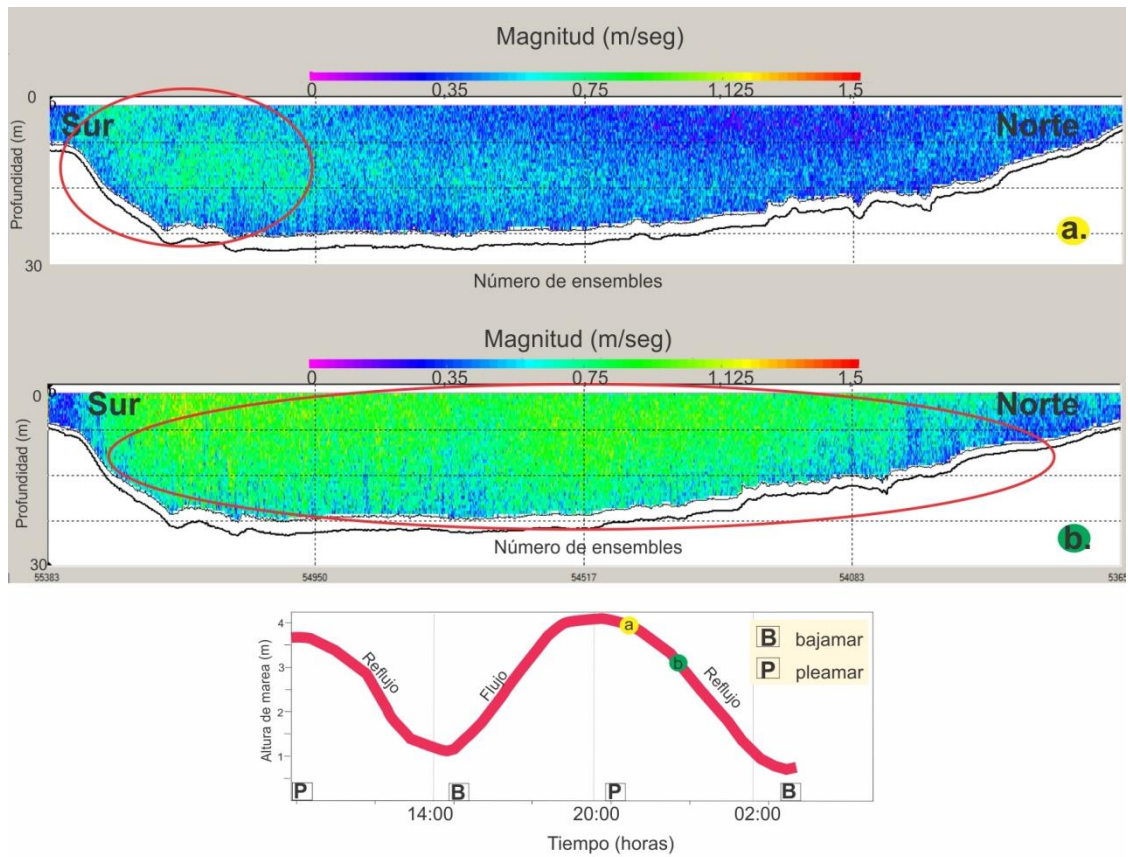


Figura 3.43. Campo de velocidades de la corriente a lo largo de la sección P2 en dos periodos diferentes del ciclo de marea bajante. En la curva de marea se indica los instantes en que fueron relevadas ambas secciones.

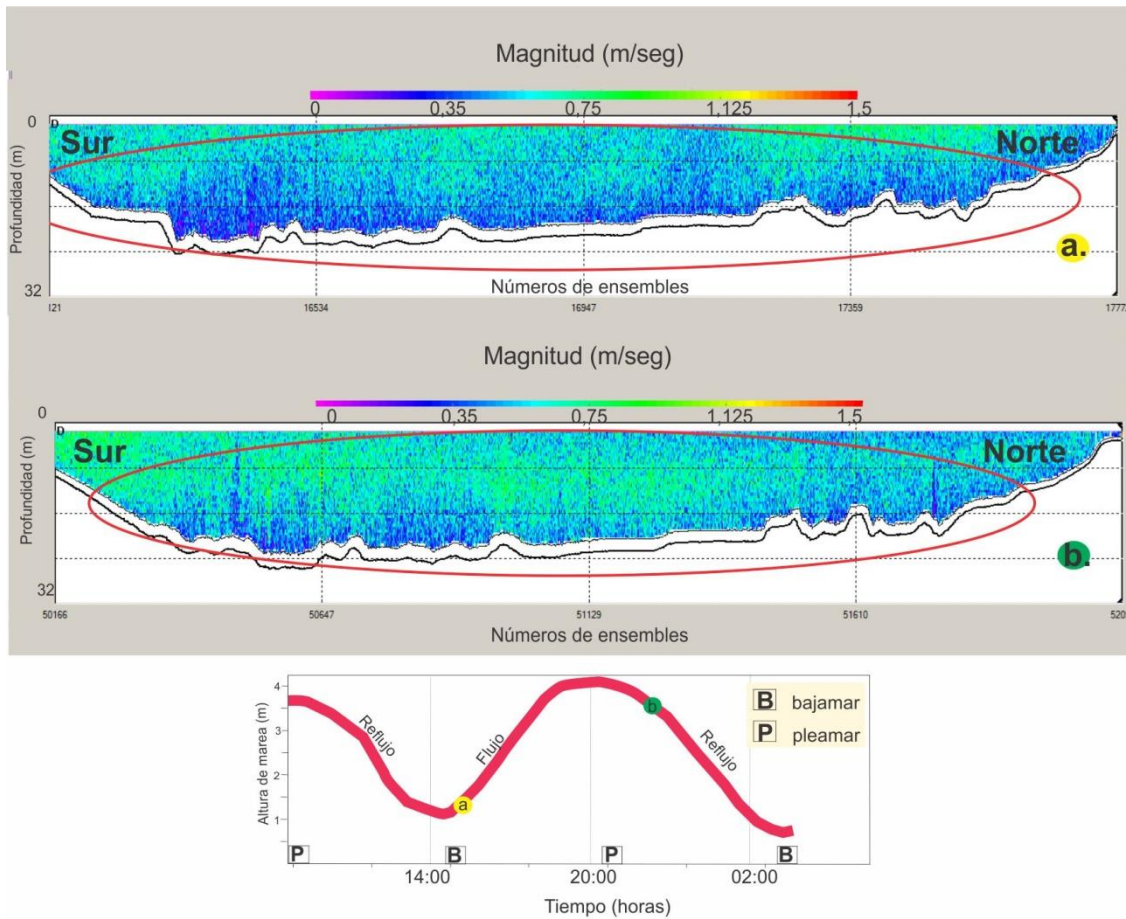


Figura 3.44 Campo de velocidades del flujo, en la sección transversal P1, para ambos hemisiclos de marea, mostrando la evolución de las máximas velocidades durante (a) el flujo, (b) durante el reflujo.

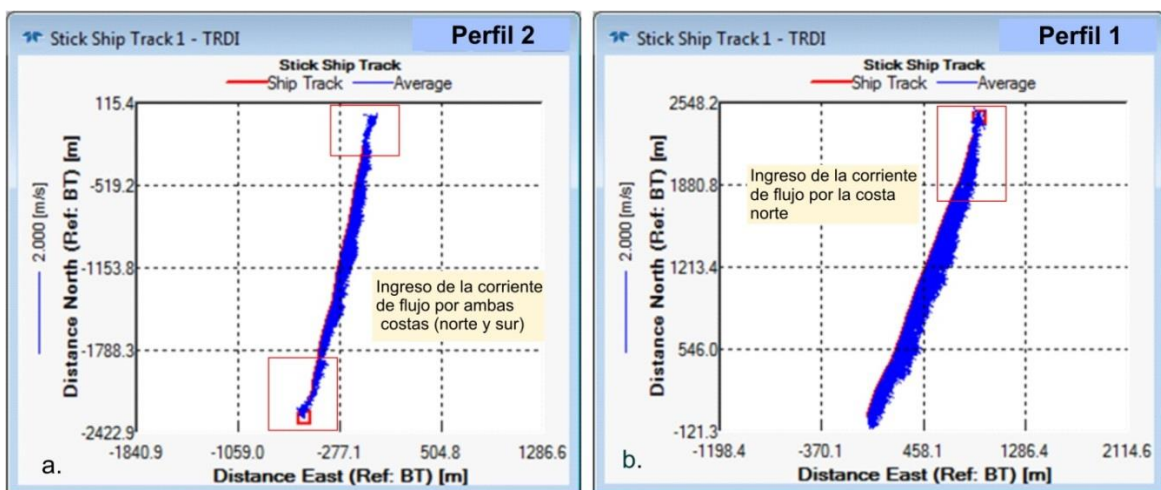


Figura 3.45 Vectores de velocidad media del flujo a lo largo del Perfil 2 (a) y Perfil 1 (b) en el inicio de la corriente de creciente.

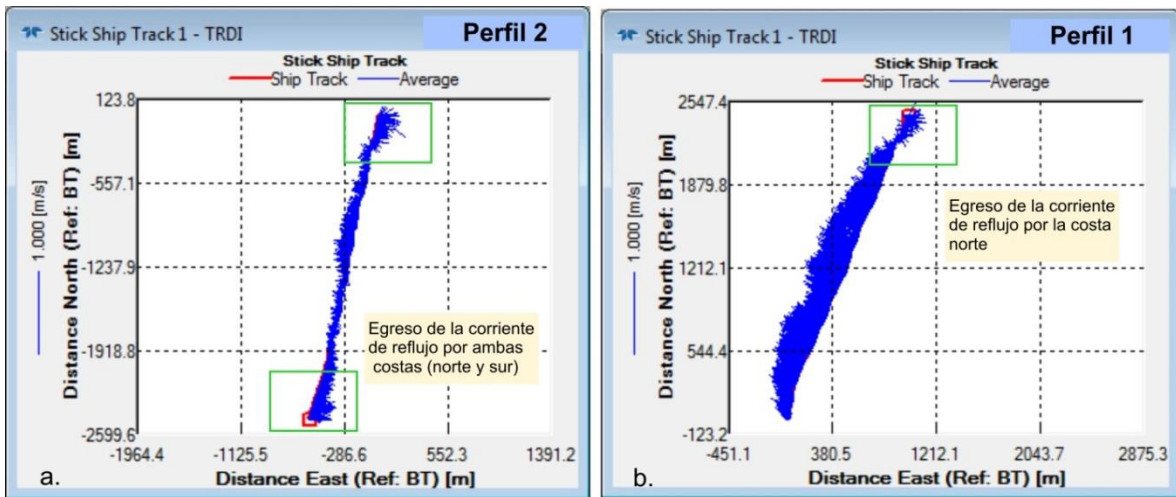


Figura 3.46. Vectores de velocidad media del flujo a lo largo del Perfil 2 (a) y Perfil 1 al inicio de la corriente de bajante.

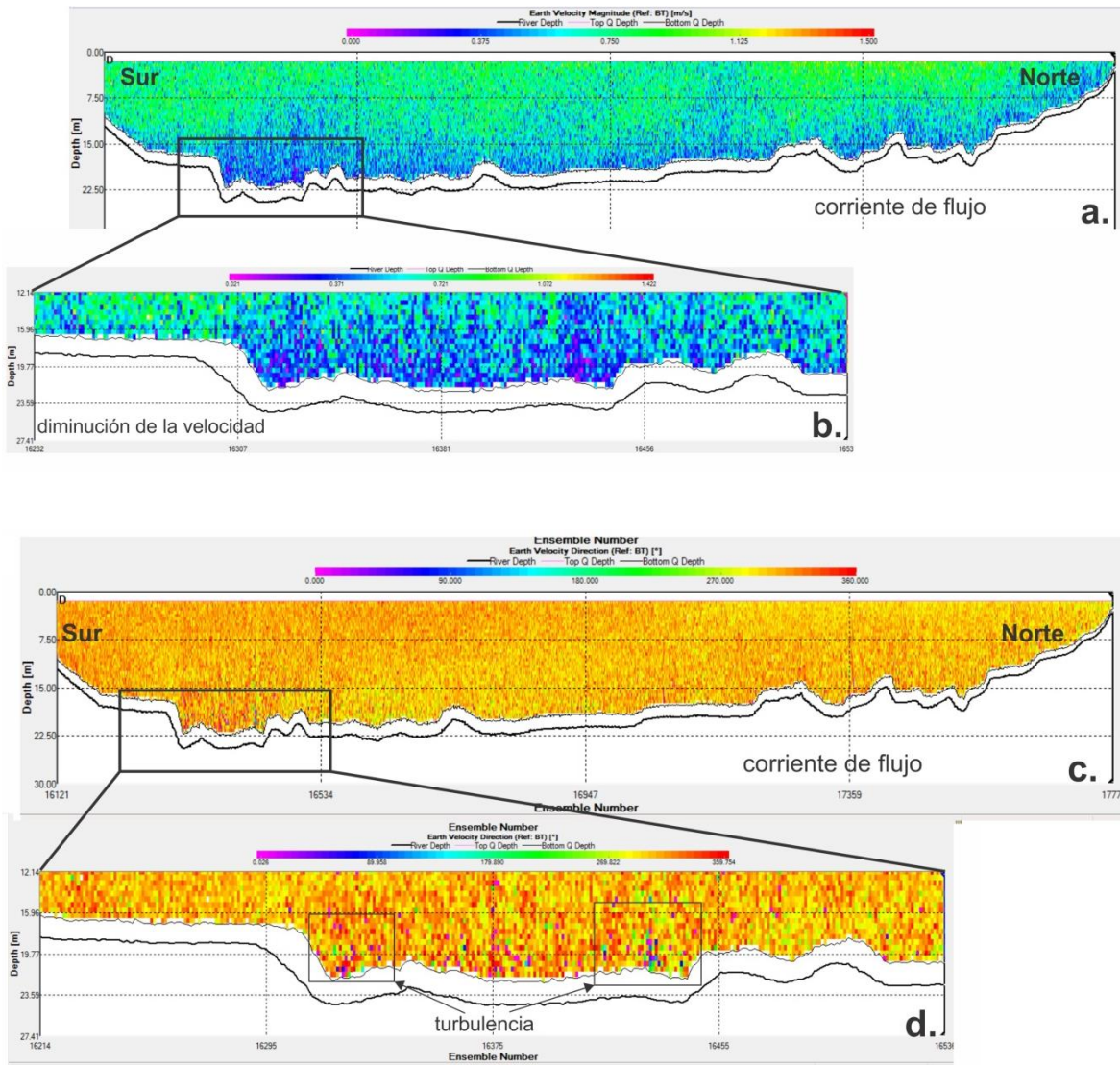


Figura 3.47. . a. Campo de velocidades de la corriente durante el periodo de la marea de flujo a lo largo de la sección P1; b. detalle de la magnitud de la velocidad sobre un sector de dunas; c. Dirección de la corriente de flujo a lo largo de la sección P1 ; d. detalle del cambio de direcciones de la corriente sobre un sector de dunas.

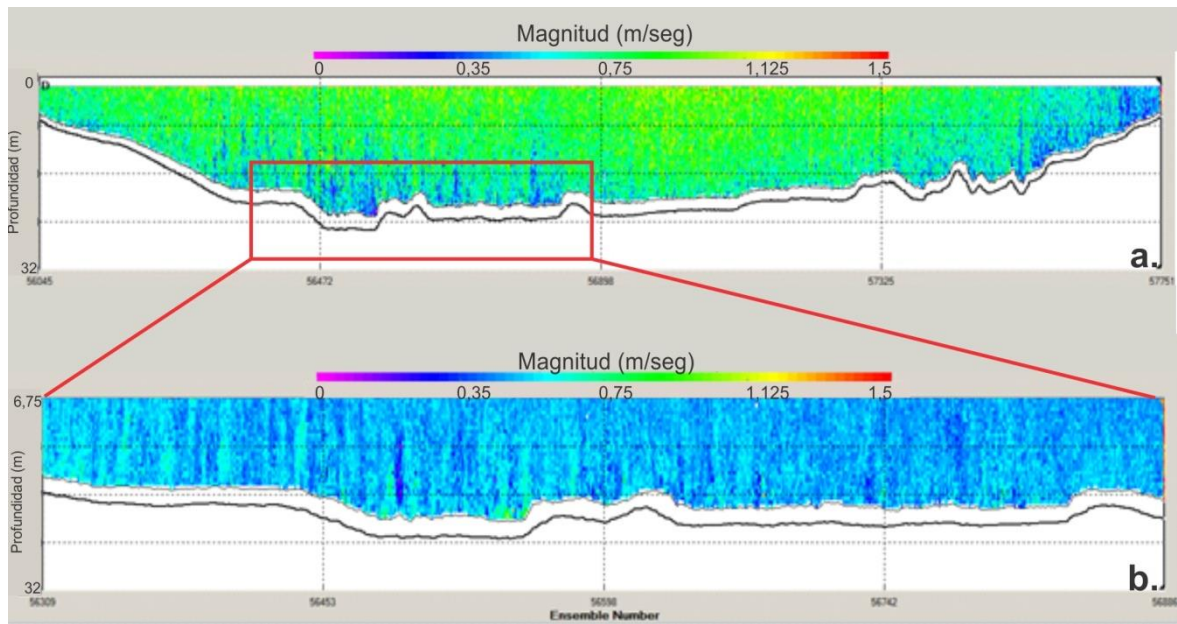


Figura 3. 48. a. Campo de velocidades de la corriente durante el refluo a lo largo de la sección P1; **b.** detalle del cambio de magnitud de la velocidad sobre un sector de dunas

CAPITULO IV

4. DISCUSIÓN

En el presente trabajo de Tesis se han determinado y analizado características geológicas a lo largo del sector de ingreso al canal Principal del estuario de Bahía Blanca. Dentro de ellas se ha incluido la evaluación geomorfológica integral mediante batimetría de alta resolución, composición de los sedimentos y transporte como carga de fondo, condiciones hidrodinámicas del ambiente y sismoestratigrafía somera de los materiales que constituyen el subsuelo marino. La conjunción de los resultados obtenidos conlleva al procesamiento analítico expuesto a continuación.

4.1. Rasgos morfológicos de fondo y su vinculación con las secuencias sismoestratigráficas

Los rasgos de fondo del área de Tesis son el resultado de los procesos erosivos y depositacionales, los que se constituye en indicadores principales de la dinámica sedimentaria y de la evolución morfológica de un sistema dominado por corrientes de marea (Aliotta et al., 2009). Es por ello que las diversas formas de fondo halladas en el área de estudio fueron agrupadas de acuerdo al proceso dominante que intervino en su formación en erosivas y depositacionales.

La caracterización litológica de las secuencias sísmicas definidas en el subfondo marino resulta necesaria para la interpretación estratigráfica de la región costera-marina del área de estudio. De hecho, la sísmica de alta resolución, en conjunto con información de perforaciones, constituye una valiosa asociación para el análisis de los procesos evolutivos que actuaron en un sistema costero (Raju et al., 1991; Evans et al., 1992; Weber et al., 2004; Tesson et al., 2005). Para realizar la correlación sismo-litológica de las secuencias identificadas en el área de tesis, se utilizaron datos de una

perforación costera de 35 m de profundidad, ubicada en cercanías a Puerto Rosales (OILTANKING EBYTEM, 2000), sobre el límite noroeste de la zona de trabajo. De esta manera fue posible una directa vinculación altimétrica entre los estratos de la perforación y la información sísmica obtenida.

Formas erosivas

Datos litoestratigráficos de perforaciones costeras (OILTANKING EBYTEM, 2000) indican que la secuencia sísmica más antigua (S1) está constituida por arena limosa a limo arcillosa, castaña, con presencia de nódulos calcáreos y niveles muy compactos enriquecidos en arcilla, de color rojizo. Esta unidad se correlaciona con la Formación Arroyo Chasicó (Pascual, 1961) del Mioceno tardío (Tonni et al., 1998). Esta formación se extiende ampliamente hacia el área noreste de Bahía Blanca (Zárate et al., 2007). La presencia de esta unidad en el estuario de Bahía Blanca fue establecida por Aliotta y Perillo (1990) en afloramientos del fondo del canal Principal. Por su parte, Ginsberg (1991), la encuentra expuesta en el fondo de algunos canales de marea como el Tres Brazas y Cabeza de Buey.

Según Aliotta et al., (1992) y Lizasoain y Aliotta (1995) el techo de la Formación Arroyo Chasicó se hallaría a una profundidad promedio de 18 m en el canal de navegación del sector interno del estuario. En tanto, el techo de S1 en la mayor parte del área de tesis se encuentra a profundidades mayores de 30 m, presentando una suave profundización hacia el sur.

La columna sismoestratigráfica definida en el área de estudio (Fig. 4.1) continua hacia arriba con la secuencia sísmica S2. La misma se halla aflorante en el centro del canal y base del talud que conforma la costa norte (Fig. 3.30 y 3.33). Este fondo, con escasa o nula cubierta sedimentaria, se presenta irregular en su franja más profunda. En tanto, constituye estructuras rocosas sobre el flanco norte del canal, paralela a la costa en forma de terrazas y

desniveles escarpados de diversos tamaños (hasta 4 m) y pendientes pronunciadas. Hacia el sector este del área de tesis se identifican afloramientos saltuarios, los cuales aparecen como relictos mesetiformes. La correlación entre los registros sísmicos y los testigos extraídos en la zona por OILTANKING EBYTEM (2000) permitió establecer que la secuencia S2 correspondería a la Formación Pampiano (Fidalgo et al., 1975).

Los desniveles y terrazas labradas en la secuencia S2 comienzan en forma aproximadamente paralela al veril norte del canal y pasan a estructuras irregulares y relictos hacia la parte más profunda del fondo del canal. El origen de esta secuencia de edad Plio-Pleistocena (Fidalgo et al., 1973; Farinati, 1983; Aliotta et al., 2009) se relaciona con procesos fluviales y eólicos; en un periodo en el que el mar aún no había alcanzado la línea del litoral actual Spagnuolo (2005).

La configuración acústica de S2 en el veril norte del canal se caracteriza por su estructura sedimentaria horizontal, marcada por reflectores subparalelos continuos (Fig. 3.32). Por otro lado, facies de pequeños canales identificados dentro de la estructura interna de S2 evidencian la intervención fluvial en la génesis de la secuencia (Fig. 4.2).

La mencionada Formación Arroyo Chasicó, conjuntamente con la Formación Pampiano, más conspicua en niveles someros, constituye un basamento rocoso de suave pendiente y amplia distribución regional sobre el cual se depositaron los sedimentos areno fangosos transgresivos-regresivos durante el holoceno (Aliotta y Farinati, 1990; Spagnuolo, 2005; Aliotta et al., 1992; 1996; 2001; 2013; 2014).

En los registros sísmicos obtenidos en el veril norte se reconoce la secuencia S3 (Fig. 3. 34 a). La configuración acústica de S3 es predominantemente transparente, con ausencia de reflectores notables. Su espesor máximo determinado en el área es de 5 m. Esta unidad, también determinada por Spagnuolo (2005), se compone, según datos de perforaciones

realizadas por OILTANKING EBYTEM (2000), de arena fina a mediana, con niveles enriquecidos en limo y variaciones en su grado de compactación. Por otro lado, hacia el interior del estuario, Giagante (2009) reconoce a la base de esta secuencia como una superficie de discontinuidad erosiva, debido a la presencia de paleocanales labrados sobre S2 y ubica temporalmente a esta unidad en un periodo con el nivel del mar por debajo del actual.

Las características sísmicas (homogeneidad y transparencia) que presenta la secuencia S3, se asocia a un proceso de sedimentación relativamente uniforme, donde los materiales depositados presentan una elevada semejanza litológica, con escasa disparidad entre las fracciones granulométricas. Aliotta et al. (2013) reconoce en cercanías al área de Tesis, paleocanales en el piso de S3 con pronunciadas pendiente, así como una configuración irregular que sugiere un proceso inicial durante el cual tanto la incisión como la erosión del sustrato resultaron de una fuerte influencia fluvial. En este sentido, los estudios experimentales de Wood et al. (1993) demostraron que una incisión vertical es la respuesta inicial de los sistemas fluviales a la caída en el nivel de base. De acuerdo con esto, para otras secuencias fluviales adyacentes al área de estudio, Zavala y Quattrocchio (2001) propusieron un modelo evolutivo con una primera etapa de erosión / no deposición. En la costa de Bahía Blanca, frente al área del presente trabajo, la acción de ríos antiguos con un patrón de drenaje dendrítico dio lugar a paleocanales (Fig. 4.3 Estadio I) formados durante un proceso erosivo de alta energía. Además, las observaciones morfológicas regionales y el análisis de la distribución de estos paleocanales muestran que ellos están relacionados con el sector continental costero (Fig. 4.3).

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

por Rabassa et al. (2005), que correlacionó las glaciaciones patagónicas con unidades pertenecientes a la región Pampeana, dentro de las cuales se incluye el área de Bahía Blanca. Rabassa et al. (2005) afirmó que durante el Plioceno tardío-Pleistoceno las áreas continentales emergidas se duplicaron y el nivel del mar disminuyó a 140 m. En este sentido, las discontinuidades sísmicas en los ambientes costeros podrían ser indicativos de una caída significativa del nivel del mar (Weschenfelder et al., 2008). Además, Vital y Stattegger (2000) definieron etapas de evolución para el Cuaternario tardío y categorizaron una caída relativa del nivel del mar, relacionada con el último máximo glacial, hace 20.000 e 18.000 años, como estadio 1. Las estructuras de paleocanales registradas en la región costera de Bahía Blanca, que indican una caída marcada del nivel del mar que afectó significativamente la costa atlántica meridional, están temporalmente relacionadas con un sistema de paleodrenaje que fue explorado en la zona costera de la Laguna de Patos (Brasil) por Weschenfelder et al. (2008), donde se formaron grandes paleocanales al final del Pleistoceno tardío, cuando el nivel del mar cayó a 120 m por debajo del nivel actual (Corrêa et al., 2004). Las condiciones paleoambientales predominantes en la región de Bahía Blanca hacia el final del Pleistoceno, que se caracterizaron por períodos de extrema aridez y fuerte actividad eólica (Quattrocchio et al., 2008), modificaron el patrón del sistema fluvial. La disposición sísmica de los reflectores presentes en el sedimento de colmatación del paleocanal demuestra su gradual sedimentación. Además, el enterramiento de canales antiguos resulta indicativo del cambio relativo del nivel de base en el sistema fluvial, con la consecuente migración de los tributarios fluviales. Este evento geológico, que involucra el desplazamiento de los antiguos cursos, es una característica común entre las diferentes vías de drenaje que actuaron y aún persisten a lo largo de la región costera del estuario (Spalletti e Isla, 2003; Giagante et al., 2008). Así, tanto el avance de los depósitos eólicos, probablemente como resultado de la alta influencia de los vientos predominantes del noroeste, y los cambios en las condiciones

hidrológicas (aridez, flujo decreciente), produjeron la migración gradual de los canales fluviales hacia el este, dando lugar a nuevas vías de escorrentía y cuerpos fluviales (Fig. 4.3, Estadio II).

Por otra parte, la facies sísmica superior media de S3 se caracteriza por la presencia de reflectores horizontales, aunque ocasionalmente débiles reflectores que forman concavidades (Fig. 4.3). Esta configuración sísmica evidencia un cambio en las condiciones de deposición que podría ser probablemente debido a diferentes pulsos de deposición del material sedimentario, derivado de reactivaciones esporádicas de las corrientes. Desde el punto de vista paleoambiental, la parte superior de la unidad corresponde a depósitos cercanos al nivel de base del río. En este sentido, las observaciones de Catuneanu et al. (2009) indican que el concepto de cambio de nivel de base es equivalente al concepto de cambio relativo a nivel del mar. Si hay acuerdo en que el nivel de base está asociado con el nivel del mar (Posamentier y Allen, 1999), se podría concluir que esta sección de S3 está influenciada por el proceso de aumento del nivel marino, el cual acaeció durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (Fig. 4.3, a y b).

Sobre la base de las características sismoestratigráficas y geológicas antes mencionadas, y teniendo en cuenta las posiciones geográficas de los paleocanales, a S3 se la relaciona con los depósitos sedimentarios de una antigua desembocadura del río Napostá Chico (Fig. 4.3). Así, durante el Pleistoceno medio, bajo condiciones paleoclimáticas semi-áridas a áridas que prevalecieron en el área de estudio (Quattrocchio et al., 2008), S3 estaría conformando una amplia llanura o cono aluvial en forma de abanico.

La presencia de arena fina y de limo en S3 se correlaciona claramente con su respuesta acústica, caracterizada por su transparencia y homogeneidad (Fig. 3.34 a). Esto es, en general, asociado con procesos de sedimentación relativamente uniformes en los que los materiales depositados tienen una alta similitud litológica.

Al comienzo del aumento del nivel del mar durante el Pleistoceno tardío-Holoceno, la línea costera retrocedió hacia el continente, cambiando así la desembocadura de los cursos fluviales. La acción de este proceso transgresivo marino se evidencia por la presencia de una discontinuidad derivada de la erosión de S3. Así, en respuesta al aumento del nivel del mar, el frente costero migró hacia el continente enterrando parcialmente S3 con sedimentos marinos arenosos en las áreas profundas y con materiales finos (llanura de marea) en los sectores poco profundos. Al respecto, Posamentier et al., (1988) y Catuneanu et al., (2009), han concluido que el proceso transgresivo del Holoceno que afectó al Atlántico Sur fue clave para el cambio que ocurrió en el nivel de base de los sistemas de drenaje costero. La presencia de un gran campo de dunas de arena en el sector continental costero (Giagante et al., 2008), junto con el cambio en el nivel de base de la antigua cuenca fluvial del río Napostá Chico, lleva a inferir que este sistema de drenaje fluvial se tornó endorreico (Fig. 4.3, Estadio III).

Como resultado del aumento del nivel del mar en el Holoceno sobrevino, sobre la costa norte del área de estudio, la depositación de la unidad S4c, la cual culmina la columna sismoestratigráfica definida en el presente trabajo de Tesis (Fig. 4.1). La configuración sísmica de S4c se compone de reflectores horizontales o ligeramente curvados progradantes, subparalelos entre sí. Los mismos, son indicativos de una alternancia entre sedimentos arcillosos y arenosos, por lo cual S4c se vincula a un paleoambiente asociado con facies de planicies de marea, que se desarrollaron gradualmente durante el evento transgresivo marino Holoceno (Fig. 4.3, c y d).

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

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

Formas depositacionales

La secuencia sísmica S4a se encuentra sobre el veril sur del canal y corresponde a los sedimentos que forman el banco Cuchillo (Fig. 3. 29). La configuración sísmica de esta secuencia es caótica y/o hummocky por debajo del banco Cuchillo, mientras que en el talud del banco presenta reflectores inclinados (Fig. 3.35), los cuales evidencian el proceso de crecimiento del cuerpo arenoso. Dentro de dicha secuencia se determinaron acumulaciones de gas somero (*shallow gas*), reconocibles por la diferencia de impedancia acústica entre sedimentos con gas y aquellos carentes del mismo (Stefanon 1985). La presencia y distribución de sedimentos gasíferos en el estuario de Bahía Blanca ha sido estudiada anteriormente por Aliotta et al., 2002; 2011. En tanto, en varios trabajos sismoestratigráficos del subsuelo del estuario se ha determinado la presencia de diversas formas de acumulaciones de gas somero (Vecchi et al., 2008; Giagante et al., 2008; Aliotta et al., 2014).

Particularmente, en el sector interno del estuario los sedimentos gasíferos se hallan ocupando una amplia zona del subsuelo marino. Aquí, la onda sísmica sufre una atenuación de la energía de manera gradual, produciendo un ocultamiento parcial o total de los estratos. A este tipo de interferencia, presente a lo largo de grandes extensiones, se la ha definido como “turbidez acústica” (Aliotta et al., 2002), la cual se presenta a diferentes profundidades, incluso en contacto con el fondo marino.

Otro tipo de configuración sísmica en respuesta a la presencia de gas en el subsuelo corresponde a las denominadas pantallas acústicas. Este tipo de anomalías fueron también observadas en el río de La Plata (Parker y Paterlini, 1990), golfo San Matías (Aliotta et al., 2000), canal de Beagle (Bujalesky et al., 2004) y en diversos sitios de la costa de Brasil (Weschnfelder et al., 2016). Las pantallas acústicas se forman por un fuerte reflector (techo de la acumulación de gas), por debajo del cual la señal resulta nula (blanco acústico), ocultando totalmente la estratificación del subsuelo.

En el área de este trabajo de Tesis, particularmente lindante al banco Cuchillo (Fig. 3.29 y 3.35), han sido determinadas importantes anomalías gasíferas del tipo de pantalla acústica. El techo de estas concentraciones responden a la estratificación arenosa del banco, dado que se disponen, por lo general, concordantes con la disposición progradante de los estratos (Fig. 3.35).

La configuración sismoestratigráfica asociada a las concentraciones gasíferas que conforman pantallas acústicas, generalmente, evidencia una estructura sedimentaria de relleno de paleocanal, cuya presencia en el subsuelo se correlaciona a la antigua red de drenaje costera (Giagante et al., 2008; Aliotta et al., 2011, Weschenfelder et al., 2016). 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. El origen de los sedimentos gasíferos de la región costera-marina de Bahía Blanca se asocia al antiguo ambiente fluvio deltaico establecido en la región durante el Pleistoceno-Holoceno (Aliotta et al., 2014), el cual fue afectado por los procesos

sedimentarios costeros del último ascenso marino holoceno. Las bacterias anaeróbicas produjeron la degradación de la materia orgánica entrampada, originando la formación de gas intersticial. Este ha experimentado una migración ascendente, la cual es controlada, en mayor o menor medida, por la disposición estratigráfica y características sedimentológicas de los materiales suprayacentes, siendo estas, junto con el nivel de concentración del metano, las variables que definen la configuración sísmica del yacimiento gasífero (Aliotta et al., 2011).

Completando las secuencias que constituyen rasgos depositacionales en el área de estudio, se define la S4b que constituye las formas de fondo que componen el campo de dunas, cuyo análisis es parte principal del objetivo general de la presente Tesis. Dichas estructuras, agrupadas en un gran campo en el sector de mayor profundidad del canal, se hallan conformadas, en general, por arena mediana. Este material integra la secuencia sísmica definida como S4b (Fig. 3.29), la cual no posee una configuración acústica particular, observándose solo en algunas grandes geoformas reflectores progradantes que demuestran la dirección de migración de la estructura (Fig. 3.37).

4.2. Morfodinámica de las dunas

En el sector centro-sur del canal se localiza un fondo arenoso con dunas de diversas características y dimensiones (Fig. 3.2 a). Numerosos investigadores han estudiado este tipo de geoformas en diferentes ambientes y han relacionado su formación, tamaño y características morfológicas con distintos factores, como profundidad, velocidad y dirección de la corriente, granulometría de los materiales de fondo y disponibilidad sedimentaria (Ashley, 1990; Dalrymple y Rhodes, 1995; Carling et al., 2000; Ernstsen et al., 2005; Li y King, 2007; Buijsman y Ridderinkhof, 2008 a y b; Van Landeghem et al., 2009). Por esta razón, teniendo como base numerosos estudios que comprenden la literatura de las dunas, especialmente aquellos relacionados con ambientes de

marea, en la presente investigación se vincularon diferentes parámetros para clasificarlas y estudiar su permanencia en el tiempo así como su movilidad.

Van Landeghem et al. (2012) indicaron que se observa mayor variabilidad en la geometría de las dunas sobre áreas reducidas. Es así como en el área de estudio las dunas observadas exhiben un amplio espectro de formas y tamaños, alcanzando dimensiones que van desde 20 m de longitud de onda y 1-2 m de altura (dunas medianas), a grandes dunas, con tamaños mayores a 140 m de longitud de onda y 4,30 m de altura. Especialmente, se destaca la presencia de grandes y muy grandes dunas, las cuales constituyen una excelente evidencia de la dirección de las corrientes prevalecientes y del transporte de sedimento como carga de fondo asociado (Lanckneus et al., 1994; Liu et al., 1998; Lobo et al., 2000). Las dunas grandes y muy grandes se desarrollan a profundidades entre los 19 y 24 m y se localizan en un sector donde el suministro de sedimento no parecería ser muy abundante. Esta hipótesis se respalda en que las mismas se encuentran en un área limitada al norte por un material relíctico carente prácticamente de cubierta sedimentaria. Si bien este tipo de dunas son comunes en áreas de alto suministro de sedimento (Franzetti et al., 2013), otros autores sugieren que la existencia de una capa mínima de sedimento arenoso permite, de todas maneras, el desarrollo de este tipo de formas (Allen, 1968; Aliotta y Perillo, 1987).

En el área de Tesis se determina que la mayor densidad de dunas (sector sur del campo de dunas) se genera en un sector de gran disponibilidad de sedimento. Esto puede explicarse porque las mismas se presentan en la zona lindante al banco Cuchillo, ubicado al sur del campo, el cual estaría actuando como importante fuente de sedimento. Así, los perfiles batimétricos en esta zona (Fig. 4.4, perfil 1 y 2), se presentan con dunas dispuestas de manera continua, con su perfil topográfico típico de "serrucho". Característica asociada,

según Perillo (2001), a un continuo aporte sedimentario y un espesor suficiente de cubierta arenosa.

Entre las dunas de grandes dimensiones, sobre el sector norte del campo, también se desarrollan las que se caracterizan por su forma tipo barján. Estas geoformas son convexas hacia el ONO (interior del estuario), con elevadas pendiente del lado del talud, lo cual evidencia la corriente dominante hacia el ESE. La formación del tipo de duna barján o sinuosa se vincula con una disponibilidad sedimentaria diferencial. Así, cuando la corriente no puede poner a todas las partículas de sedimento en movimiento o cuando hay un déficit de arena, las dunas son en su mayoría barjanes. En cambio, cuando la corriente se halla saturada por sedimento las crestas de las dunas tienden a disponerse en forma lineal-sinuosa (Garlan, 2007). De esta manera, el desarrollo de las dunas barján en nuestra área de estudio, se asocia a una baja disponibilidad de sedimento arenoso móvil. Esto es corroborado por los datos sísmicos obtenidos sobre el sector norte del campo de dunas, en donde se establece la presencia de un área con escasa o nula cubierta sedimentaria limitando el sector donde las geoformas se manifiestan (Fig. 3.2 b).

La interacción entre el flujo y el sedimento móvil del fondo juega un papel significativo en la geometría de las dunas, ya que estos se combinan para determinar la configuración general del fondo, el tamaño y tipo de formas de fondo. Por consiguiente, la dimensión y el aspecto de la forma de las dunas pueden ser usados para inferir de ante mano las características del flujo existente, el cual permitirá también interpretar los ambientes depositacionales. En general, vistas en planta, las dunas están caracterizadas principalmente por la longitud de la cresta y por su sinuosidad. La configuración y dimensiones que adquieren las crestas indican la intensidad del flujo, siendo sus tamaños proporcionales a la velocidad de la corriente (Allen, 1968). Así, dunas de mayor magnitud y crestas curvadas sugieren flujos residuales más intensos. Por otro lado, Kenyon y Stride (1968), indica que la forma que adquieren las líneas de

cresta en un campo de dunas estaría relacionada con la abundancia del transporte de sedimento.

Dentro de campos de dunas de un ambiente offshore, las crestas son generalmente más o menos sinuosas y se orientan aproximadamente normal al flujo principal (Belderson et al., 1982). Este patrón también se observa en el área de estudio de la presente Tesis, donde las crestas de las dunas son transversales a los principales vectores de las corrientes de flujo y reflujos. Por otro lado, las dunas pequeñas con frecuencia pueden ser orientadas de forma oblicua a las crestas de las dunas grandes debido a la desviación que se produce en la dirección de flujo por la obstrucción presentada a nivel local por cualquier sinuosidad de las dunas subyacentes (Bøe et al., 2009). Si bien, en el campo de dunas estudiado esta particularidad fue observada en sectores con crestas de duna muy sinuosas, en general las dunas pequeñas están orientadas en la misma dirección que las grandes dunas (Fig. 3.7), aproximadamente perpendicular al eje del canal y del flujo principal de la corriente. De acuerdo a Waage (2012), es probable que la variación en la sinuosidad de la línea de cresta de las grandes dunas se deba a una variación local en el avance de las geoformas. Esto es similar a lo que postulan Dalrymple y Rhodes (1995), ellos consideran que los dos procesos que pueden controlar la orientación de la duna son: variación en la dirección de la corriente y migración no uniforme; estos pueden operar independientemente o simultáneamente en un ambiente estuarino.

Un rasgo morfológico que suele desarrollarse en una agrupación de dunas son las bifurcaciones que sufren sus crestas. En referencia al origen de estas, Venditti et al (2005) consideran que su formación, en un determinado sector de la cresta, comienza a partir del crecimiento de los lóbulos en la línea de cresta (Fig.4.5). Así, la extensión del lóbulo va a ser causada por aumentos localizados en la altura de la forma de fondo y por la erosión de un pozo en el

talud de la duna (Fig. 4.5, B). A medida que aumenta la disponibilidad de sedimento, debido a esta erosión, el lóbulo se irá extendiendo hasta fusionarse con la línea de cresta ubicada corriente abajo, mientras el resto de la línea de cresta continuará con su movimiento (Fig. 4.5, C). De esta forma, dos líneas de cresta se fusionarán formando una nueva con dos bifurcaciones (Fig. 4.5, D). Simultáneamente, con este proceso se incrementa la altura local de la cresta en la duna formada corriente abajo, obligando al crecimiento de un nuevo lóbulo el cual se extenderá corriente abajo. Por consiguiente, habrá un constante reacomodamiento de las líneas de cresta que conllevan a una continua formación y desaparición de bifurcaciones.

Por lo tanto, trasladando el mencionado modelo a las dunas de nuestra zona de estudio, la formación de bifurcaciones de las crestas podría estar relacionada con el proceso descrito. Así, por ejemplo, algunas líneas de cresta que durante el año 2010 exhiben bifurcaciones, en el 2011 se evidencian como líneas de crestas individuales, carentes de bifurcación. Dentro de este contexto, al analizar detenidamente la figura 4.6 podemos observar que la línea de cresta señalada con un recuadro rojo, presenta una pronunciada curvatura en forma de lóbulo (línea de cresta convexa hacia el exterior del estuario) con una bifurcación. En el año 2011 esta pequeña bifurcación desaparece, amalgamándose con aquella línea de cresta que se encuentra corriente abajo. De tal manera, se evidencia que las dunas evolucionan a medida que se movilizan, generando bifurcaciones en las líneas de cresta. Estos resultados de campo permitirían corroborar que el modelo presentado por Venditti (2003) para una corriente unidireccional también es aplicable en condiciones de un régimen de flujo bidireccional. Quizás podría esperarse que en este último caso las modificaciones no sean tan aceleradas como sucede en un ambiente fluvial, dado que un ambiente de marea al actuar corrientes de marea opuestas el cambio sería más paulatino.

Otra particularidad observable sobre las bifurcaciones de dunas es que estas se originan en el sector norte del campo, coincidiendo con las dunas más altas. Costa et al. (2009), estudian el régimen de flujo en el estuario de Guadalquivir a través del análisis de los campos de formas de fondo presentes en el lecho del cauce mediante la utilización de sonda multihaz. Su estudio lo realizan para establecer los rangos de velocidad de flujo basándose en el análisis de las características geométricas que adquieren las distintas formas de fondo, según el modelo de Rubin (1987). En este estudio, los mencionados autores indican que la presencia de dunas con crestas bifurcadas evidencian zonas de diferente régimen de flujo. Sobre la base de esta hipótesis podemos inferir que la presencia de bifurcaciones a lo largo de las crestas de las dunas que conforman el campo estudiado en esta Tesis, indicarían que cada tramo se encuentra bajo distinto régimen de flujo (Fig. 4.7). Al respecto, Franzetti et al. (2013) asocia el desarrollo de crestas de dunas sinuosas con bifurcaciones con sectores de mayor dinámica. En línea con esto, el análisis de los datos de corrientes de marea obtenidos en el área de estudio demuestra que el sector de mayor velocidad de flujo corresponde al centro del canal, en coincidencia con la zona donde se presenta la mayor cantidad de bifurcaciones de las crestas de las dunas.

Los resultados del estudio de la estructura de flujo sobre las dunas sugieren la presencia de mayores velocidades en las formas de fondo de tipo barjanes y sinuosas cuando se comparan con las dunas rectilíneas a levemente sinuosas. En general, se advierte que los tipos y dimensiones de las formas de fondo observadas en la zona de estudio son coherentes con las velocidades que alcanza la corriente a lo ancho del tramo relevado. Las formas de mayores dimensiones (grandes dunas y barjanes) se desarrollan donde la velocidad de la corriente es mayor y la profundidad de la columna de agua tiende a ser menor (Fig. 3.39 b y 3.41 a). Según Salsman et al. (1966) dicha situación se manifiesta principalmente en zonas donde la velocidad del flujo a

lo largo de la sección del canal exhibe una alta homogeneidad. De esta manera la relación entre la morfología de las crestas y los perfiles de velocidad de corrientes muestran coincidencia con lo planteado por Boothroyd y Hubbard (1975) y Darymple et al. (1978). Estos autores han demostrado que la forma en planta de las dunas cambia de una manera predecible a medida que aumenta la velocidad de la corriente. A bajas velocidades las dunas tienen crestas rectas y una altura uniforme a lo largo de su longitud. A velocidades más altas, la sinuosidad de la línea de cresta aumenta, mientras que la altura a lo largo de la misma, se torna más variable.

Según Terwindt y Brouwer (1986) las dunas comienzan a moverse cuando el pico de velocidad de flujo dominante supera $50\text{-}60\text{ cm s}^{-1}$, y cambios apreciables en la forma se producen a $75\text{-}80\text{ cm s}^{-1}$ de velocidad. Cuando la corriente excede estos últimos valores las dunas pasan de bi a tridimensionales (Terwindt y Brouwer, 1986; Larcombe y Ridd, 1995; Larcombe y Jago, 1996). Al respecto, si consideramos las altas velocidades registradas en el fondo del canal en el área de estudio, las cuales alcanzan valores superiores a 85 cm s^{-1} , ellas inducirían a la formación de dunas 3D en el área de estudio. El campo de velocidad del flujo muestra que la corriente de reflujo es la dominante, por lo tanto la resultante del sentido de migración del sedimento como carga de fondo sería en dirección a la desembocadura del estuario. Bajo estas condiciones, las dunas están en equilibrio con la corriente de reflujo mostrando una marcada asimetría con la máxima pendiente desarrollada en dirección a la corriente preponderante.

Según la literatura, el transporte de sedimentos a través de la duna se produce principalmente como carga de fondo, donde la acción del flujo moviliza una capa de sedimento de pocos centímetros de espesor. El esquema conceptual más generalizado del flujo sobre un campo de dunas ha sido descrito por varios autores, por ejemplo Best (2005) y Holmes y García (2008). En la figura 4.8 se presentan las cinco regiones características de un

flujo de este tipo: 1) zona de separación, 2) capa de corte, 3) expansión del flujo aguas abajo de la cresta, 4) capa límite interna y 5) zona de máxima velocidad sobre la cresta. En esta conceptualización, se asume que las dunas son asimétricas en su dirección transversal, poseen un cierto ángulo de reposo en la cara de aguas abajo y son generadas bajo un flujo uniforme, unidireccional y estacionario (Best, 2005). De esta manera, la geoforma podría producir cierta separación de flujo en su cara de aguas abajo. En estos casos, dicha separación es de crucial importancia en la generación de turbulencia y resuspensión del material de fondo (Kostaschuk, 2000). Siguiendo este esquema podemos advertir, al igual que lo observado en ambientes de marea por otros autores (Chriss y Caldwell, 1982; Dyer, 1970; Lefebvre et al., 2011 a y b) que las dunas tienen una importante influencia sobre el campo de flujo. Así, podemos reconocer a través del análisis de las corrientes en el área de Tesis una marcada desaceleración de la corriente en el seno o depresión entre las formas de fondo (Fig. 4.9) y una zona de aceleración del flujo por encima de la cresta (Fig. 4.10). Esto estaría revelando que la variación en la morfología local del fondo, generaría una zona de separación del flujo. El mismo esquema fue observado por Lefebvre et al. (2014) cuando llevó a cabo un estudio con ADCP sobre la zona de separación del flujo en un canal de marea del Mar del Norte. Particularmente en las dunas estudiadas, los datos de ADCP muestran la formación de flujos turbulentos apreciados con el cambio en la dirección de la corriente y en la disminución de la velocidad, en el sector correspondiente al seno de las dunas (Figs. 3.47 y 3.48), evidenciándose la denominada zona de separación del flujo (zona 1, Fig. 4.8). Además, se observa que estas turbulencias permanecen durante todo el ciclo de la marea, pero llegan a ser más notoria cuando la corriente, en ambos hemisiclos, alcanza la máxima velocidad. Por otra parte, la zona 5 de la figura 4.8 (máxima velocidad), también puede ser identificada a través de los registros de ADCP en el área de estudio (Fig. 4.10). El cambio en el relieve geomorfológico permite distinguir que en los puntos más elevados, coincidentes con la cresta de las dunas

relevadas, existen un marcado aumento en las velocidades de la corriente, indicando una zona de máxima velocidad. Estos flujos de mayor velocidad muestran una tendencia vertical ascendente que tenderían a influenciar hasta la zona cercana a la superficie del agua (Fig. 4.11). Por consiguiente, en general, se aprecia claramente que las menores velocidades de la corriente, con un cambio en la dirección del flujo, tiene lugar en el seno o depresión entre dunas, mientras que al mismo tiempo en las crestas se producen las velocidades más elevadas. El proceso turbulento formado en la depresión entre dunas, sería el resultado de la separación del flujo en la cresta de estas. La generación de estos vórtices sería causante de la removilización de los materiales, lo cual tendería a la erosión y posterior profundización del sector de depresión entre dunas.

Independientemente de la configuración que adquieren las crestas de las dunas en el área de Tesis (sinuosas o barján), en sección transversal todas estas estructuras exhiben un perfil marcadamente asimétrico (Fig. 3.5), con la mayor pendiente (talud) orientada hacia el exterior del estuario. Numerosas investigaciones han demostrado que dunas asimétricas indican la dirección del transporte de sedimento para corrientes unidireccionales o corrientes reversibles en el tiempo (Johnson et al., 1982). Las dunas tipo barján tienen usualmente sus crestas cortas con cuernos que apuntan en la dirección del transporte neto (Belderson et al., 1982). De esta manera, la posición del talud revela la dirección del desplazamiento de dichas geoformas (Aliotta y Perillo, 1987; Harris 1988; Bernè et al., 1993, entre otros) como así también la dirección y potencia de la corriente dominante en un ambiente mareal. En el área de Tesis, la dominancia de la corriente de reflujos es la responsable de la asimetría de las dunas.

Van Landeghen et al. (2012) encuentra que las dunas casi simétricas migran a tasa superiores a 15 m/año, mientras que las dunas más asimétricas

migran a tasas superiores a 66 m/año. Mientras que Knappen (2005); Venditti et al., 2005; Xu et al., 2008, no encuentran una relación estadística significativa entre la asimetría de las dunas y la tasa de migración. Coincidentemente y en línea con esto, los datos analizados del área de estudio no evidencian una vinculación entre ambos parámetros mencionados (Fig. 3.19 b).

Según Ferret et al. (2010) la pendiente de los lados de las dunas depende de varios parámetros como el tamaño del sedimento y la dinámica de las mismas. En trabajos previos, promedios de pendientes de rampa para dunas muy grandes comúnmente tienen entre 10° y 20° , pero raramente se observan inclinaciones que varían entre 25° y 35° (Bernè et al., 1989). Taylor y Dyer (1977) enuncian que en la mayoría de estas formas los taludes tienen pendientes menores a 10° . Coincidentemente, Lobo et al. (2000) determinan para las dunas del golfo de Cádiz valores similares. En tanto, dunas presentes en el canal Bristol (Inglaterra) tienen pendientes de talud de $1,5^\circ$ a 7° . En cambio, en otras investigaciones (Aliotta, 1987; Aliotta y Perillo, 1987; Waage, 2012) se han hallado valores de inclinación que alcanzan los 16° . Al igual que estos últimos autores, las determinaciones realizadas en las dunas estudiadas en el presente trabajo arrojaron un valor promedio de 14° , aunque se debe destacar que el 15% de las observaciones indicaron inclinaciones mayores al mismo.

4.2.1. Análisis de los parámetros morfométricos

Las características geométricas de las dunas reflejan ciertas condiciones del medio marino, especialmente la intensidad de la corriente, el régimen del oleaje y las características del sedimento (Flemming, 2000). Por esto el tamaño y espaciamiento de estas formas de fondo han sido ampliamente analizados, tanto en ambientes naturales (Kenyon, 1970; Nemeth et al., 2002; Sterlini et al., 2009) como en laboratorios (Bass, 1994; Bennett y Bridge, 1995; Venditti, et al., 2005) y a través de modelos morfológicos (Németh, 2003). Tales

investigaciones se realizaron con el fin de poder inferir las condiciones hidrosedimentológicas ambientales del medio en base a las relaciones morfométricas que presentan las dunas. En general, las grandes formas de fondo son relativamente estables de mantener su forma y solo sufren pequeños cambios en la morfología en períodos de varios meses (Harris y Collins, 1984; Ashley, 1990; Fenster et al., 1990; Houthuys et al., 1994). En la presente Tesis, con el objeto de aportar nueva información a los numerosos estudios existentes de diferentes regiones del mundo, se realizó una evaluación de los datos hallados en el estuario de Bahía Blanca. Para ello, fueron consideradas las relaciones entre los siguientes parámetros de las dunas: altura (H), longitud de onda (L), profundidad de agua (d) e índice de simetría (a/b). Para esta evaluación las determinaciones fueron realizadas a lo largo de seis transectas paralelas y longitudinales al canal. Estas líneas fueron establecidas equidistantemente a 150 m una de otra y, debido a que se extienden a lo largo del campo de dunas, a través de las mismas se definen las diversas características que presentan las formas.

Con el objetivo de evaluar la variación de la altura de las dunas con la longitud de onda (L) y la profundidad del agua (d) se graficaron las relaciones H vs. L y H vs. d. Para esto se contabilizaron las dunas mayores a 1m de altura. Teniendo en cuenta el límite superior de la altura de la duna de $H_{\max} = 0,16 L^{0,84}$, establecido por Flemming (1988), en nuestro estudio se utilizó H_{\max} para analizar H con el fin de evitar la dispersión de datos, como sugieren Schmitt et al. (2007). Las nubes de puntos ilustradas en la Fig. 3.12 determinan una línea de tendencia general positiva para las relaciones H_{\max} / L y H_{\max} / d . Para las distintas formas de fondo que comprenden el área de estudio se observa que nuestros datos (Fig. 3.13 a) se ubican en un sector adyacente inferior a la relación de $H^{\max} = 0.16L^{0.84}$ postulada por Flemming (1988). De los datos obtenidos surge que la relación establecida por dicho autor representaría el límite superior de la altura de las dunas. Esta correlación también fue hallada

por Aliotta y Perillo (1987) para dunas presentes en el estuario de Bahía Blanca.

Por otro lado, en el análisis morfométrico de las dunas nosotros hemos incluido como tercer variable a la profundidad (d). Así, en la figura 3.13 b se han volcado los datos de la relación H^{\max} vs. L, clasificándolos según la profundidad del sitio de medición. La dispersión de los datos obtenidos muestra una cierta relación entre H max y L para profundidades menores a 23 m. Según Schmitt et al. (2007), sugiere que a profundidades menores de 25 m la tendencia de la duna a aplanarse podría deberse al aumento de la resuspensión y la carga de fondo por los movimientos de las olas superficiales, que se intensifican en aguas poco profundas. Sin embargo, en aquellas dunas presentes a más de 23 m de profundidad nuestros datos de H vs.L se presentan con una alta dispersión, sin una relación definida. Al tener un rango de profundidades estrecho (19-24 m) nosotros consideramos que este análisis puede ser poco sensible para obtener un resultado concluyente. Este tipo de evaluación fue realizada por Smith (2007), el cual consideró dunas desarrolladas en profundidades que variaban entre 10 y 25 m, encontrando una clara relación sólo para las formas más profundas. En relación con el índice de simetría de la duna, encontramos valores en los que la longitud horizontal de las rampas es hasta 4 veces mayor que la longitud horizontal de los talud, con un valor medio ligeramente mayor que 2.

4.2.2. Migración de las dunas y transporte de sedimento

Varios son los estudios empíricos que determinan la movilidad o migración de las dunas (Ludwick, 1972; Aliotta y Perillo, 1987; Besio et al., 2004; Barnard et al, 2006; Buijsman y Ridderinkhof, 2008a; van Dijk et al, 2008; entre otros). Si bien, en todos ellos se cuantificó las tasas de migración de las geoformas, por lo general los resultados obtenidos no fueron correlacionados

con las características morfológicas de las geoformas y condiciones ambientales bajo las cuales ellas se presentan.

La migración de las dunas estudiadas en el presente trabajo de Tesis fue determinada a partir del desplazamiento que experimenta cada forma de fondo. Dichos valores fueron obtenidos entre dos imágenes batimétricas del mismo sector, adquiridas mediante sonda multihaz y separadas con un intervalo temporal de 16 meses. Para este tipo de análisis muchos autores han determinado la migración comparando el movimiento de las crestas (Knaapen et al., 2005, Cuadrado y Gómez, 2012; Ernstsén et al., 2005, entre otros). Sin embargo, como se mencionara en el capítulo Resultados de la presente investigación, nosotros optamos, en coincidencia con Nemeth (2003), utilizar para realizar la medición, el punto inferior del talud, el cual representa el frente de avance de la duna (Fig. 3.4), ya que la geoforma puede sufrir un cambio de su asimetría, sin existir desplazamiento de la misma (Fig. 4.12). Teniendo en cuenta esto, la velocidad de migración de las dunas que componen el campo estudiado señalan valores de desplazamiento que varían entre 18 m/año y 62 m/año, con un valor medio de 43 m/año.

La velocidad de migración de dunas en estuarios ha sido reportada en numerosos trabajos. Así, Salsman et al. (1966) establecen para dunas pequeñas un valor de 4,9 m/año, mientras que en el estuario del Thames las dunas muy grandes (H de hasta 8 m) no superan una velocidad de migración de 25 m/año (Langhorne, 1973). En tanto, valores de migración más elevados fueron determinados en la península de Gower (Reino Unido), donde las dunas con alturas entre 2 y 5 m migran entre 24 y 37 m/año (Schmitt et al., 2007). En particular, en el estuario de Bahía Blanca, aquellas dunas con alturas de 4-5 m presentan, en general, una movilidad en torno a 25-30 m/año, mientras que dunas de 2 m de altura pueden superar una velocidad de migración de 50 m/año.

Los resultados del análisis de la dinámica de las dunas estudiadas en el estuario de Bahía Blanca pueden constituirse en valores de referencia para este tipo de formas en ambientes mareales. Al respecto, creemos oportuno hacer mención al campo de dunas que se desarrolla en el canal de Grådyb (Dinamarca), dado que este posee características morfológicas y dinámicas comparables al estudiado en Bahía Blanca. Por ejemplo, ambos campos se desarrollan en un canal de marea, cuyos anchos son similares. En los dos la cubierta sedimentaria está compuesta principalmente por sedimento tamaño arena. El canal de Grådyb es un canal con corriente de reflujo dominante, siendo las velocidades máximas de 150 y 125 cm s^{-1} , para reflujo y flujo, respectivamente (Bartholdy y Anthony, 1998). En tanto, las velocidades medidas en el sector del campo de dunas estudiado alcanzan valores promedios de 135 cm s^{-1} para reflujo, mientras la corriente de creciente es de 120 cm s^{-1} . Si bien, en el canal Danés las características morfológicas de las dunas (altura, longitud de onda y asimetría) son similares a las estudiadas en el estuario de Bahía Blanca, la diferencia se presenta en los valores de desplazamiento de las geoformas. Mientras que las dunas del canal de Grådyb se movilizan a velocidades entre 10 y 26 m/año , el valor de migración promedio determinado en nuestro estudio fue de 43 m/año .

La diferencia entre las magnitudes de flujo y reflujo (120 cm s^{-1} y 135 cm s^{-1}) observadas en el área de estudio, puede ser explicada en función a lo postulado por Hughes (2014). Este menciona dos razones para las desigualdades entre la magnitud de las velocidades de flujo y de reflujo o los respectivos períodos sobre los cuales fluyen.

El primero es el efecto de amplitud finita (también llamado efecto de aguas poco profundas). En aguas poco profundas, la diferencia en profundidad entre la cresta y el canal de la onda de marea es significativa. Por lo tanto el agua debajo de la cresta (es decir, el agua alta o la pleamar) se moverá más rápido

que el agua debajo de la depresión ya que la celeridad de una onda es proporcional a la profundidad del agua ($c \sim gh$ donde g es gravedad y h es la profundidad del agua) (Dronkers (1986); Parker (1977, 1991), French y Stoddart 1992).

La segunda causa de asimetría de las mareas es morfológica. La presencia de extensas regiones intermareales tiene un impacto en el momento de la inundación o del flujo y el reflujo (particularmente en presencia de vegetación). La propagación más lenta durante el flujo y el reflujo sobre la llanura de marea conduce tanto a un retraso en el giro hacia el reflujo como a un flujo de retorno más lento a los canales de primer orden. El retraso en el giro de la marea acorta el reflujo, y la continuidad requiere que las velocidades necesitan ser más rápidas para mover el mismo prisma de marea durante este período de tiempo más corto. Físicamente los flujos en el canal pueden moverse más fácilmente que los flujos sobre la llanura de marea, por lo que durante la marea de reflujo la pendiente relativa de la superficie del agua entre la llanura de marea y el canal es más pronunciada, creando flujos más rápidos. A medida que el agua en la superficie de la plataforma se vuelve muy poco profunda, los flujos que retornan al canal pueden ser accionados por la pendiente del fondo. Como consecuencia, la magnitud y el momento de la velocidad máxima durante la marea baja se alteran (Friedrichs y Aubrey (1988), Fagherazzi et al. (2008)).

Con el objeto de lograr una visualización de los procesos de erosión-acreción vinculados con la traslación de las dunas se realizó la batimetría diferencial entre 2010 y 2011 (Fig. 3.22). A través de la misma, la ocurrencia de la erosión demuestra el movimiento migratorio de las dunas debido a que la corriente de reflujo es mayor que la de flujo y moviliza los sedimentos de fondo hacia la zona externa del estuario. Utilizar las zonas de erosión como indicador de tasa de migración de dunas subacuáticas fue mencionado por Wienberg et

al. (2004), ya que marca la posición de las senos de las dunas y por lo tanto, muestra el proceso de migración con la erosión en el lado de la rampa y la deposición en el lado del talud de las dunas. En la batimetría diferencial realizada (Fig. 3.22), si bien se muestra claramente el desplazamiento de las dunas, también queda demostrado que las planicies entre dunas permanecen batimétricamente invariables. Esto resulta indicativo de que las geoformas en su proceso migratorio se comportan como una estructura movilizándose sobre una planicie arenosa estable.

Por otro lado, al cotejar nuestro valor medio de migración de las dunas (43 m/año), obtenido mediante la comparación de batimetrías de alta resolución, con aquel de Aliotta y Perillo (1987) (33 m/año) para las mismas formas de fondo, se observa una leve discrepancia. La diferencia entre estas determinaciones puede vincularse a la desigualdad entre los métodos de posicionamiento empleados en ambos estudios. Así, estos últimos autores utilizaron una ecosonda analógica sin posicionamiento diferencial DGPS. Sin embargo, en general, la configuración del campo de dunas, como se ilustra en la figura 4.13, y la distribución de diversos tipos de dunas también observados por Aliotta y Perillo (1987) es muy similar al presente. Por lo tanto, podemos inferir que en un período de 30 años, las dunas mantienen sus características morfológicas.

A pesar que, debido al largo intervalo de tiempo que ha transcurrido desde el estudio anterior hace imposible identificar las mismas dunas, podemos inferir que la posición actual de los extremos norte y sur del campo es muy similar a su posición tres décadas antes. Aunque los límites de ambos campos fueron adquiridos con diferentes sistemas de posicionamiento, encontramos que esta comparación es aceptable porque el sistema utilizado por Aliotta y Perillo (1987) incluye un error de menos de 3 m, que consideramos mínimo en comparación con el valor de desplazamiento del campo. Así, si realizamos una

evaluación de la migración del campo basado en el desplazamiento de los límites definidos en ambos estudios, observamos que la migración del límite occidental hacia el área externa del estuario puede estimarse en aproximadamente 900 m.

Nosotros postulamos como una posible hipótesis que el mencionado proceso de migración puede estar asociado a una disminución del suministro de arena desde el interior del estuario. De esta forma, la reducción en la disponibilidad de los sedimentos transportados como carga de fondo podría limitar la generación de dunas, causando el desplazamiento de las geoformas hacia la boca del estuario y alterando así el límite inicial del campo.

Por otro lado, algunos estudios sugieren que la relación H/L o pendiente de las dunas también puede ser considerada como una medida de la movilidad de la geoforma. Dunas más bajas y mayor longitud de onda (menor pendiente) indicarían una menor movilidad de las geoformas (Kubicki, 2008; Ferret et al., 2010). Sin embargo, al analizar nuestros datos (Fig. 3.19, a) observamos que los mismos no demuestran la mencionada relación. Contrariamente, nuestros mayores valores de migración se producen con las menores pendientes de las dunas. Simultáneamente, al considerar la relación entre el índice de simetría y la migración (Fig. 3.19, b) los datos evidencian que la migración se mantiene constante para diferentes índices de simetría. Así, la información obtenida en el área de Bahía Blanca, coincidentemente con lo expresado por Van Landeghem et al. (2012), demuestra que la velocidad de migración es independiente del índice de simetría de la geoforma. Sin embargo, esto se contrasta con lo hallado por otros autores, como Knaapen (2005), Xu et al. (2008) y Li et al. (2011), los cuales encuentran una fuerte correlación entre la asimetría de las dunas y la tasa de migración.

Otro parámetro que parece tener una influencia importante en la migración de dunas es la profundidad (Li et al., 2011). Este menciona que las tasas de migración de dunas son más altas en aguas poco profundas que en

aguas profundas. En el área de estudio, las dunas se encuentran en un rango de profundidad restringido entre 19 y 24 m. En estas condiciones, la relación entre la tasa de migración y la profundidad del agua (Fig. 3.19 c) indica que la migración es más alta para las dunas en aguas poco profundas que para las aguas profundas. Además, el estudio revela que si bien las dunas sufren cambios morfológicos durante la migración, no se observó ninguna transformación significativa en la configuración de las grandes dunas, aunque las que se encuentran en la zona sur del campo (longitud de onda más corta) mostraron una gran variación.

De esta manera las dunas barjanes mantienen su aspecto morfológico durante su desplazamiento (Fig. 4.14) hacia el exterior del estuario. Sin embargo, las dunas localizadas en el sector sur del campo manifiestan mayores modificaciones morfológicas debido a un cambio en las pendientes del talud y la rampa, así como una transformación de la altura de las geoformas (Fig. 4.15). Probablemente la diferencia entre el sector norte y sur está relacionado con la mayor longitud de onda entre las dunas barjanes. Así, durante la migración de estas no llegaría a producirse una coalescencia entre ellas y por lo tanto mantendrían su morfología a lo largo de su desplazamiento. A esto se debe sumar la escasa o nula capa sedimentaria en la zona donde las dunas barjanes se encuentran. En cambio, las dunas de menor tamaño localizadas en el sector sur, podrían tener una coalescencia total o parcial entre ellas, donde el material sedimentario que las conforma, pasaría a integrar la duna que se encuentra inmediatamente contigua en dirección SE hacia el exterior del estuario.

Sin embargo, al realizar un análisis detallado de la velocidad de migración de las dunas que componen el campo en sentido perpendicular al canal, se advierte la existencia de una variabilidad en el rango de migración entre ellas. Para ello, se determinaron los valores promedio y valores máximos-mínimos a lo largo de los seis perfiles mencionados anteriormente (Fig. 3.20). Así, los

datos obtenidos evidencian que las velocidades de migración son mayores en las dunas ubicadas en el sector norte del campo (Fig. 3.20). En esta franja, coincidente con la parte central del canal Principal, la migración media es de 51 m/año, mientras que las formas ubicadas al sur se movilizan con una velocidad media de 34 m/año. La configuración en planta de las dunas (sector norte: de tipo barján y sector sur: lineales-sinuosas) constituye una expresión morfológica que indica una migración diferencial entre ambos sectores del campo de dunas. Esta vinculación, tipo de duna-velocidad de migración, también fue señalada por otros autores (Kleinhans, 2004; Franzetti et al., 2013), los cuales coinciden en que dunas barjanes evidencian una migración más alta que las formas lineales-sinuosas. Coincidentemente Bernè (2000) encuentra mayores velocidades de migración en dunas barjanes que presentan entre 6 y 8 m de altura y migran hasta 70 m/año.

Si bien, la correlación entre el tamaño de las dunas y su velocidad de migración es discutida, se considera que las grandes geoformas demandan un mayor volumen de sedimento para que se desplace, y por lo tanto migrarán más lento que las más pequeñas. El patrón de incremento en la velocidad de migración con la disminución de las dimensiones de las dunas, debido al menor volumen de sedimento que tiene que ser movido, está bien documentada por Dinehart, (2002). Sin embargo, según Van Landeghem et al. (2012) tener en cuenta esta aseveración es incompleta porque no se consideran los procesos físicos que intervienen en el crecimiento y la migración de las geoformas. Al respecto, el análisis realizado en el presente trabajo (Fig. 3.21 a y b) muestra que el tamaño de las dunas no posee una influencia notable en la velocidad migración. Este resultado coincide con lo hallado por Van Landeghem et al. (2012) en el Mar de Irlanda. Los trabajos de Raudkivi y Witte (1990), Baas (1994; 1999) y Venditti et al. (2005) indican que las propiedades geométricas y dinámicas de las dunas se vinculan con los procesos hidrosedimentológicos del

fondo. De esta manera, analizando las velocidades de las corrientes en el área de estudio se advierte que en el centro del canal, donde se desarrollan las dunas barján y algunas pocas dunas sinuosas se presentan las mayores velocidades de la corriente. Esto último también se corrobora a través del análisis de la migración ocurrida a lo largo de grandes crestas sinuosas, observándose que en el sector norte de estas dunas (centro del canal) las geoformas se desplazan con mayor velocidad que en la porción sur (Fig. 4.16).

La forma y migración de las dunas se constituyen en la expresión morfológica del transporte de material arenoso como carga de fondo. Según, Simons et al. (1965) explican que el transporte de sedimento como carga de fondo puede ser determinado, con una exactitud razonable, conociendo las dimensiones (longitud de onda y altura) y la velocidad de migración de las dunas.

Por lo tanto, una relación basada en la altura media y la velocidad de las dunas puede ser usada para definir el transporte de sedimento como carga de fondo. El cálculo del transporte, a partir de los mencionados parámetros, es válido cuando se utilizan en los relevamientos batimétricos equipos de alta resolución que permiten determinar las profundidades con elevada precisión.

La aplicabilidad del método de Simons et al. (1965) ha sido discutida en subsecuentes estudios por muchos autores (Engel y Lau, 1980 y 1981; van den Berg, 1987; Wilbers y ten Brinke, 2003; Hoekstra et al., 2004) llegándose a un consenso general que el mismo es adecuado para determinar el transporte sedimentario. Recientemente, Ernstsén et al. (2005) verificaron que el método también es apropiado para ser aplicable en un ambiente de marea. Por otro lado, Ernstsén et al. (2007) comparando la fórmula de Simons et al. (1965) con aquellas fórmulas teóricas como las de Meyer- Peter y Müller (1948); Englund y Fredsøe (1976); van Rijn (1984); Nielsen (1992), hallaron que estas últimas sobreestiman los valores del transporte de sedimento como carga de fondo.

Simons et al. (1965) encontraron que la cantidad de transporte de sedimentos como carga de fondo por un metro de ancho (q_b) puede relacionarse con la migración de la duna a través de la fórmula:

$$q_b [\text{m}^2 / \text{s}] = \beta c H,$$

donde β es el factor de forma, c es la velocidad de migración de las dunas y H es la altura de las dunas.

En el caso idealizado de dunas triangulares el valor del factor de forma es adquiere un valor de 0,5 (Simons et al., 1965; Engel y Lau, 1980). Sin embargo, en la naturaleza β presenta desviaciones de este último valor resultado porque en el ambiente natural las dunas triangulares difícilmente se manifiesten. Algunos autores encontraron que el valor más apropiado es cercano a 0,6 (van den Berg, 1987; Kostaschuk et al., 1989; Villard y Church, 2003).

Sobre la base del concepto de Simons et al. (1965) en el trabajo de Tesis se estimó el transporte de la carga de fondo volumétrico (q_b) en las dunas presentes en nuestra área de estudio. Para el cálculo se consideró un $\beta = 0,6$, ya que es reconocido como el valor más representativo y fiable.

Los parámetros morfológicos relacionados con las dimensiones de las dunas y la velocidad de migración de las mismas, fueron determinados teniendo en cuenta los perfiles batimétricos longitudinales P1 a P6 (Fig. 3.3), a partir de los dos relevamientos llevados a cabo en los años 2010 y 2011. La ubicación de la cresta fue definida como el punto más alto a lo largo de la duna. La longitud de onda (L) de las dunas fue registrada como la distancia horizontal entre dos senos consecutivos, considerando como punto de medición el punto más bajo del talud de la duna, el cual señala el frente de avance de la geoforma. La altura (H) fue reconocida como la distancia vertical entre la cresta de la duna y el seno adyacente del lado de talud. Los valores extremos de H fueron de 0,4 m a 5,3 m. El desplazamiento que experimentan las geoformas entre ambos relevamientos indica una velocidad de migración promedio de 43

m/año. De tal manera, las estimaciones del transporte de sedimento como carga de fondo (q_b), deducido a partir de la migración de las dunas presentes en el área de estudio, da un valor medio de 80,50 m²/año por metro de ancho, encontrándose el máximo valor de transporte (124 m²/año) en el sector central del campo de dunas. La estimación realizada corrobora la importante cantidad de material sedimentario que es exportado desde el interior del estuario, contribuyendo a la formación de los grandes bancos arenosos presentes sobre la Plataforma Continental.

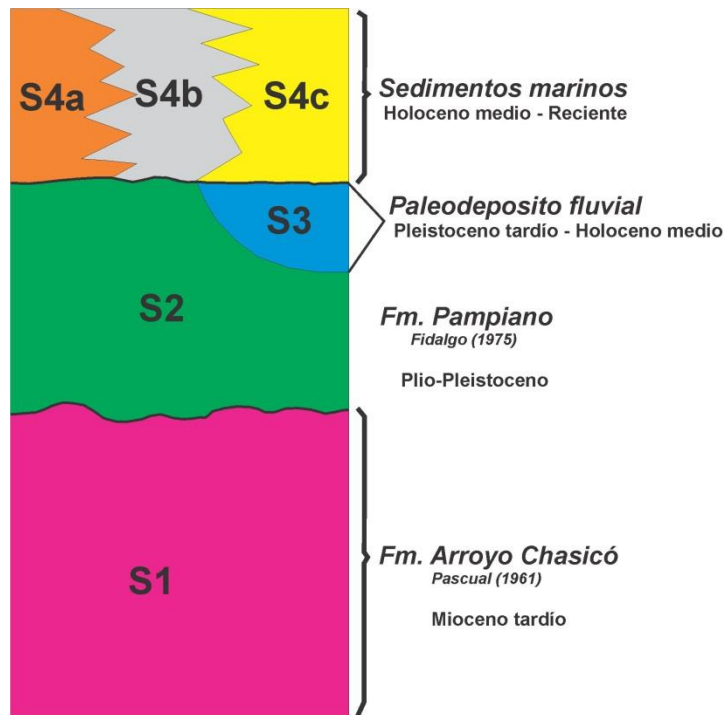


Figura 4.1. Columna sismoestratigráfica y Secuencias definidas en el área de estudio.

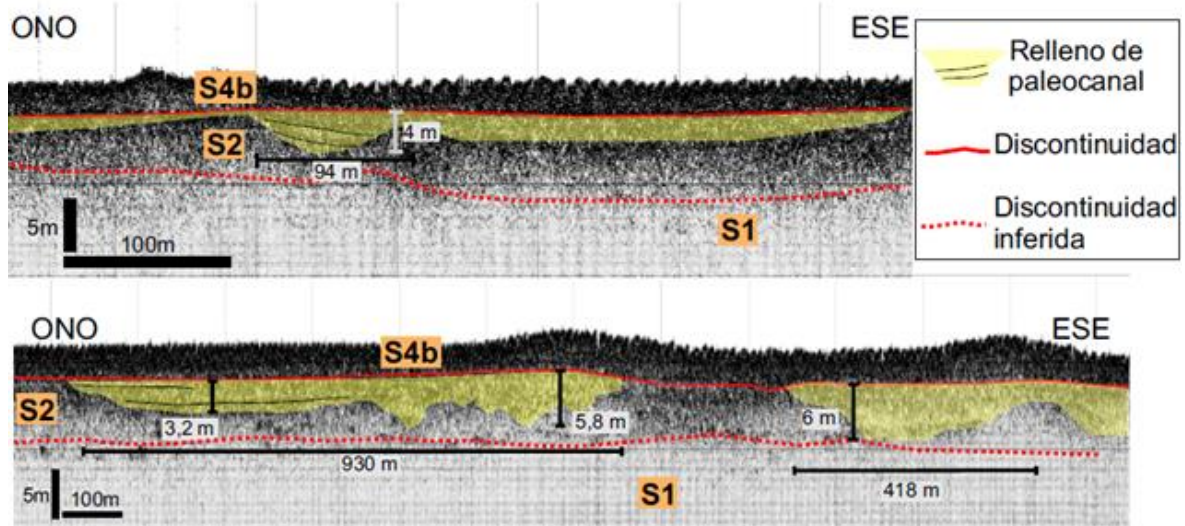


Figura 4.2. Paleocanales en la secuencia S2.

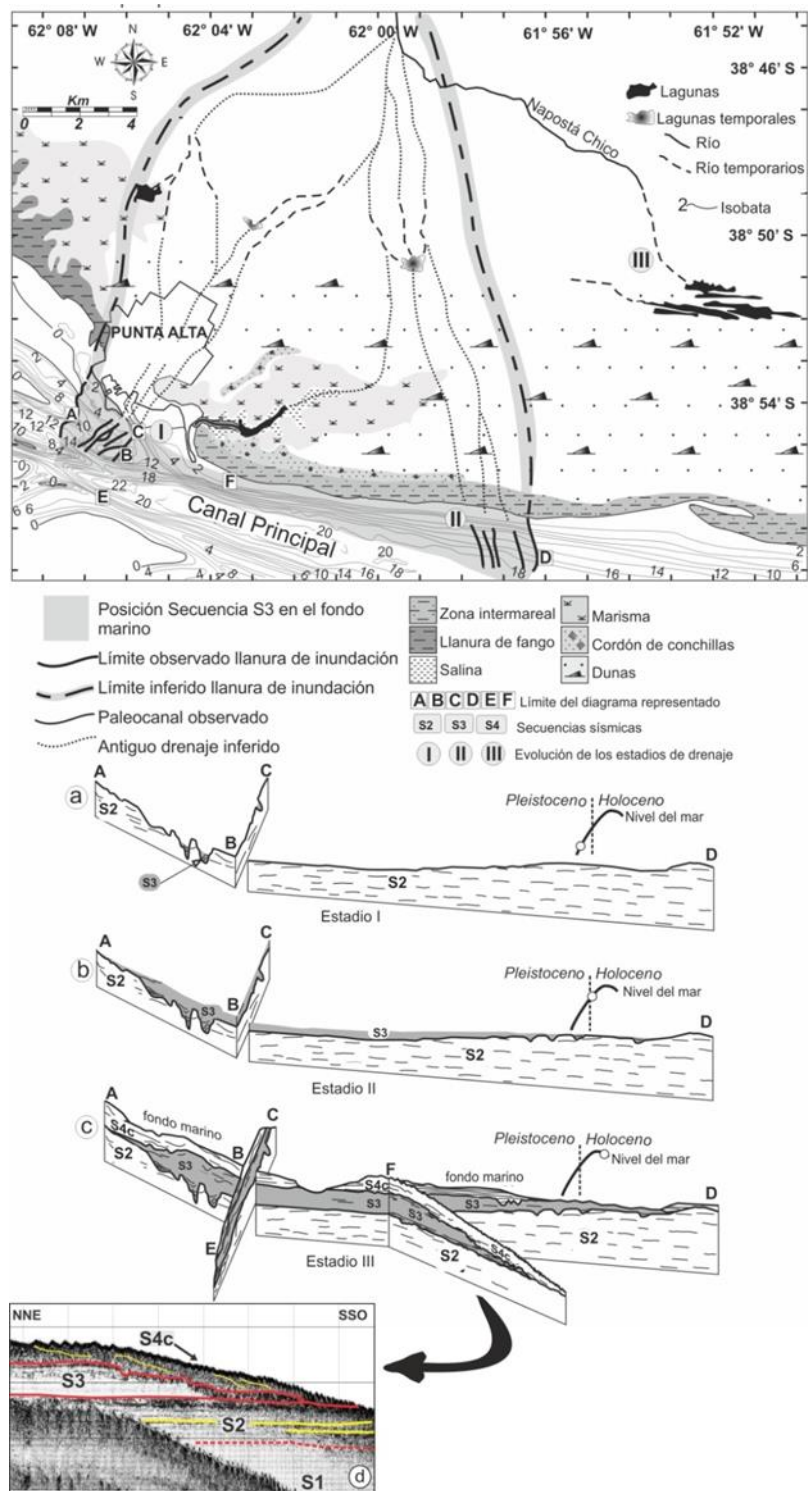


Fig. 4.3. Etapas evolutivas del antiguo sistema de drenaje asociado con secuencias sísmicas. Esquema interpretativo 3D que muestra la evolución de la secuencia S3 (a, b, c) en respuesta a la última transgresión marina, (d) registro sísmico. (Modificada de Giagante et al., 2011).

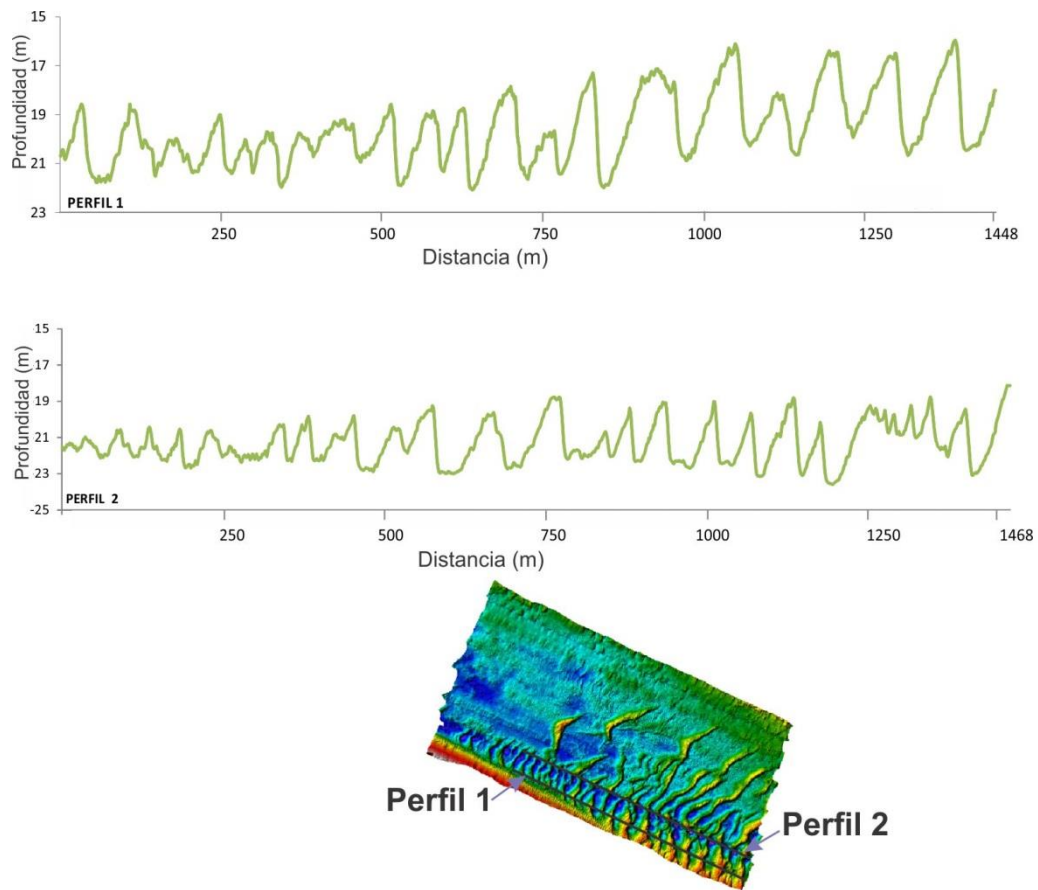


Figura 4.4. Perfiles topográficos tipo “serrucho” en el sector sur del campo de dunas.

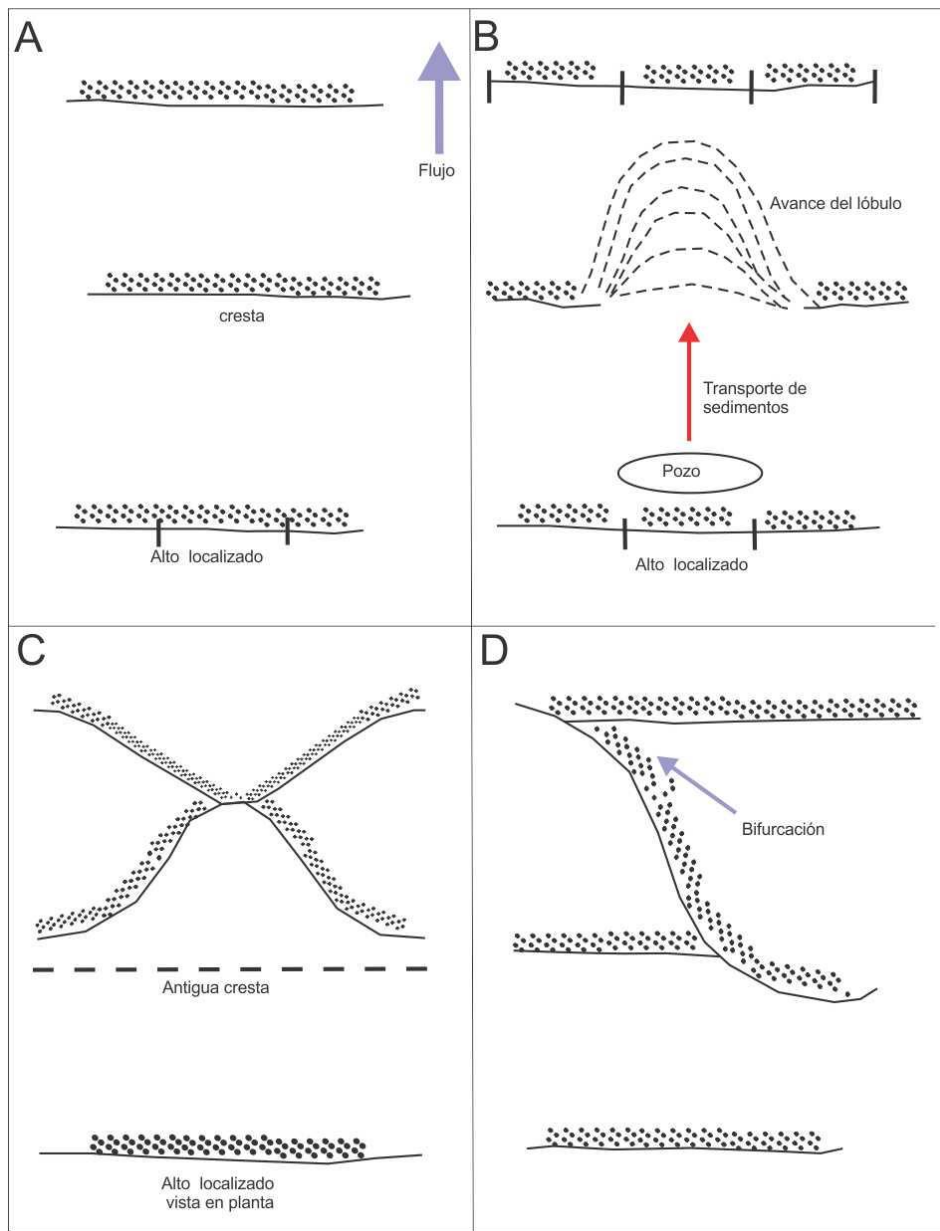


Figura 4.5. Esquema de avance del lóbulo de cresta y encuentro con otra línea de cresta y generación de bifurcaciones (Venditti, 2003).

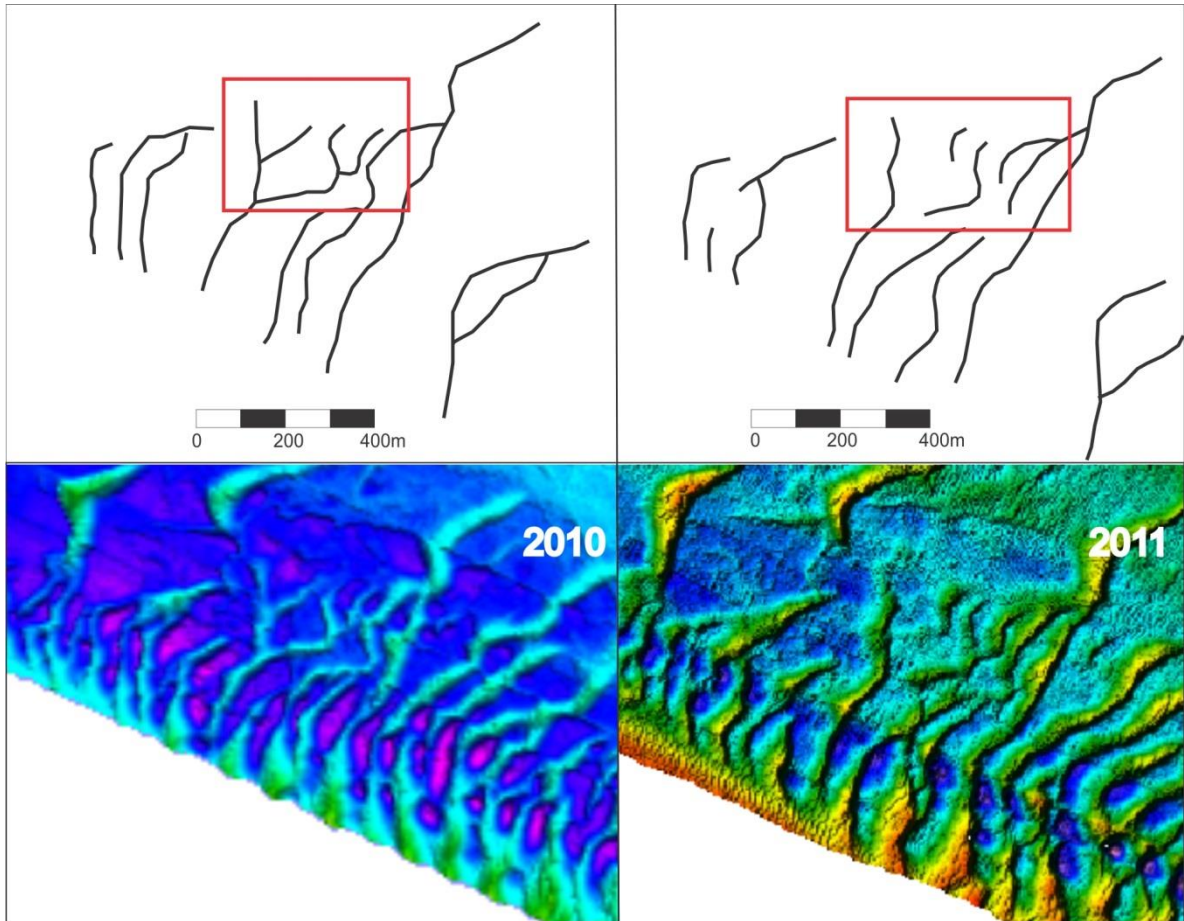


Figura 4.6. Líneas de cresta delineadas de los 2 mapas morfológicos donde se aprecia el desplazamiento de las dunas. Se reconocen cambios en las crestas por desaparición y/ o generación de bifurcaciones.

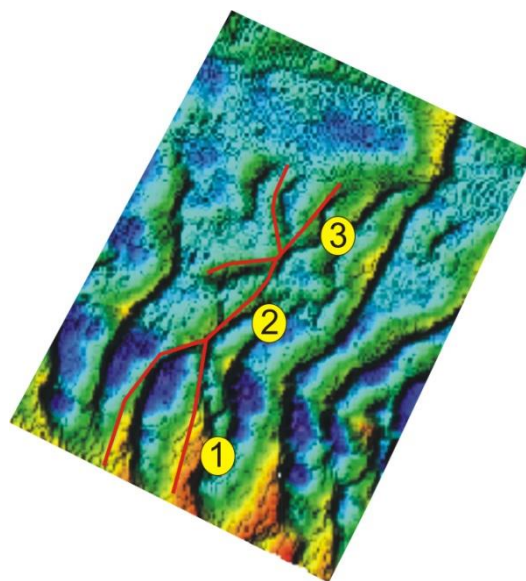


Figura 4.7. Crestas de duna bifurcadas, las zonas 1, 2 y 3 representan zonas de diferente régimen de flujo.

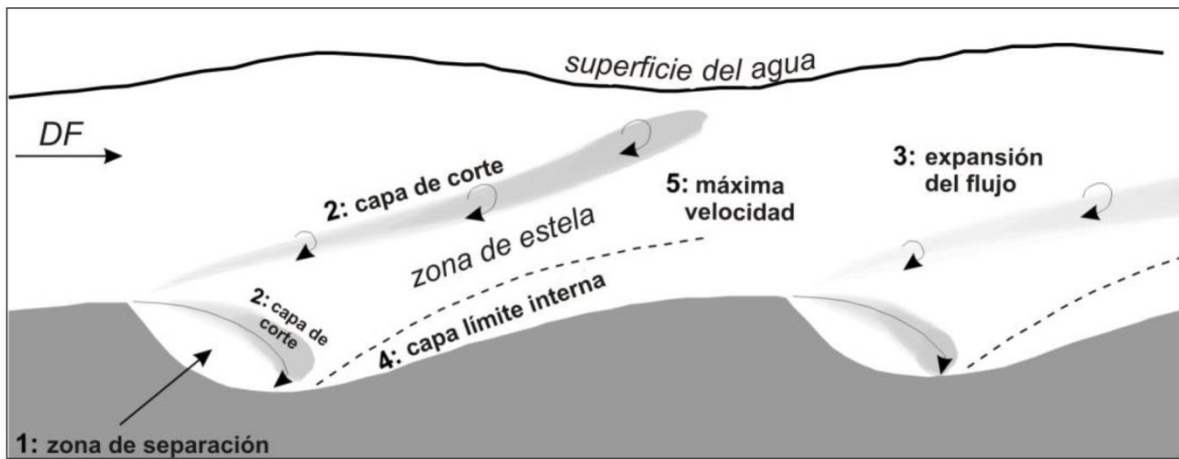


Figura 4.8. Esquema conceptual de las principales regiones del flujo sobre dunas, tomado de Best (2005).

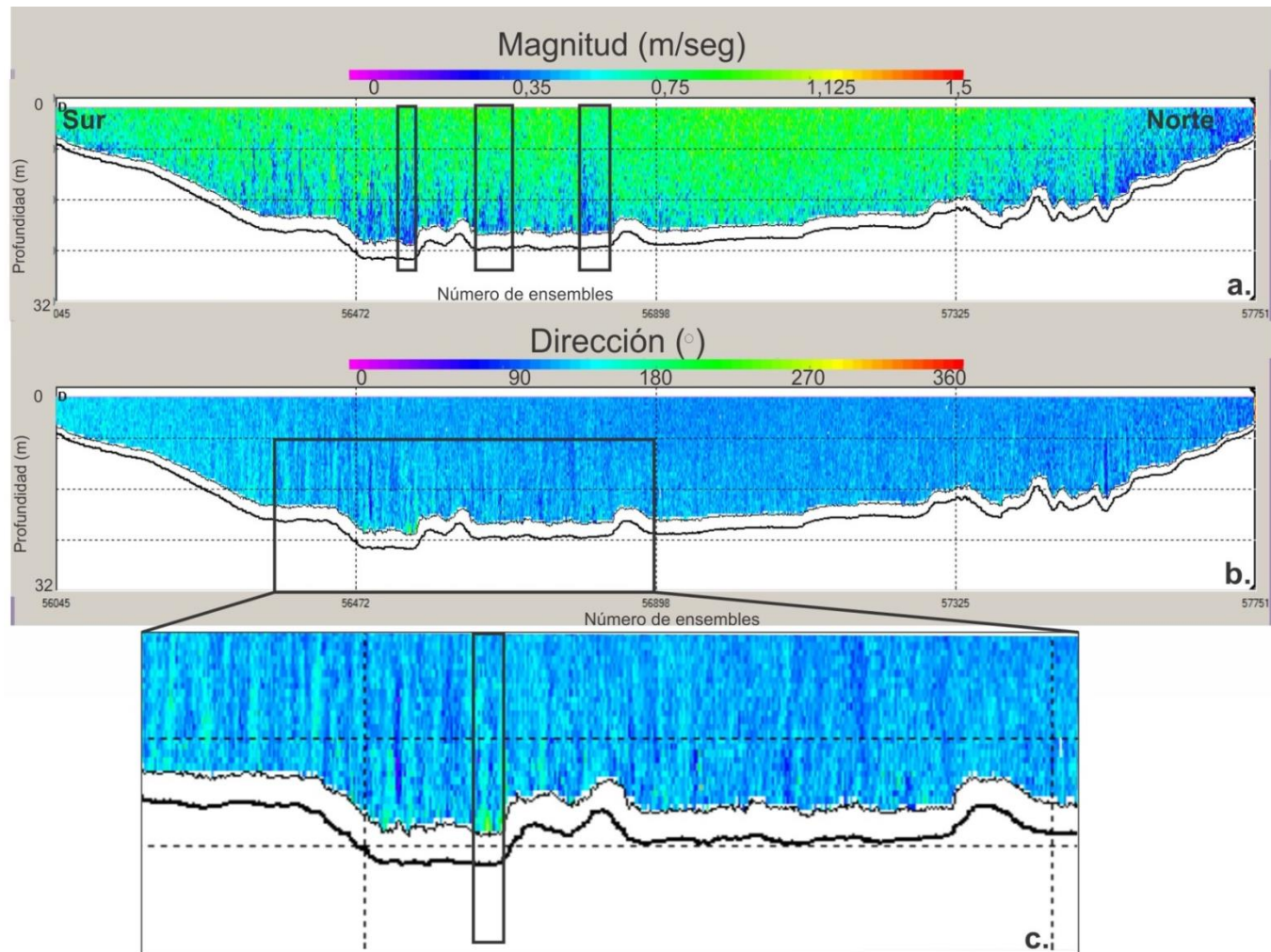


Figura 4.9. Campo de velocidad **(a)** y dirección **(b)** de la corriente durante la bajante. Los recuadros marcan las zonas de desaceleración del flujo entre los senos de las dunas. **c.** detalle del cambio de dirección producido en el seno entre dunas.

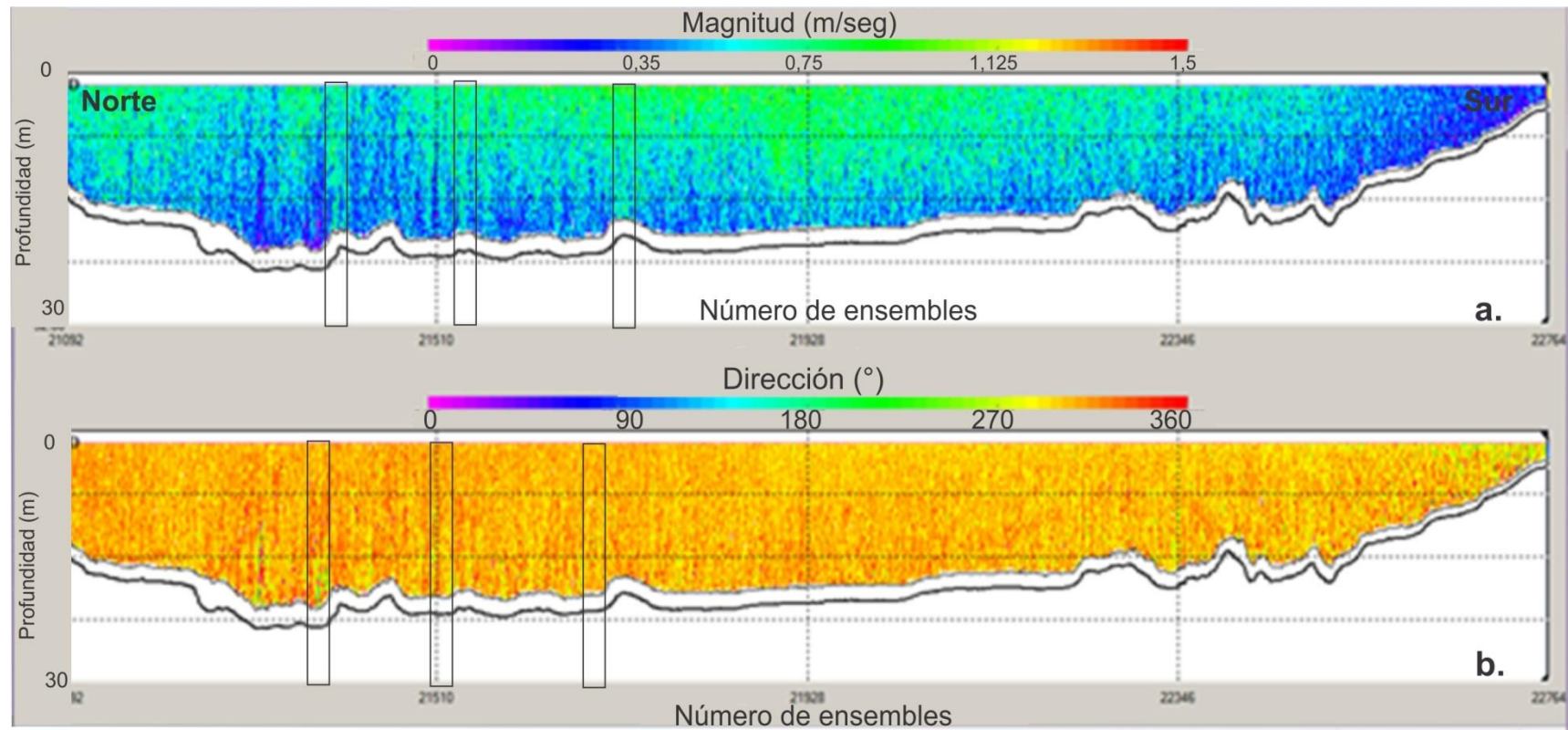


Figura 4.10. Campo de velocidad (a) y dirección (b) del flujo de agua durante la corriente de creciente. Los recuadros muestran (a) Aceleración del flujo por encima de las crestas y (b) cambios en la dirección del flujo en el seno entre dunas.

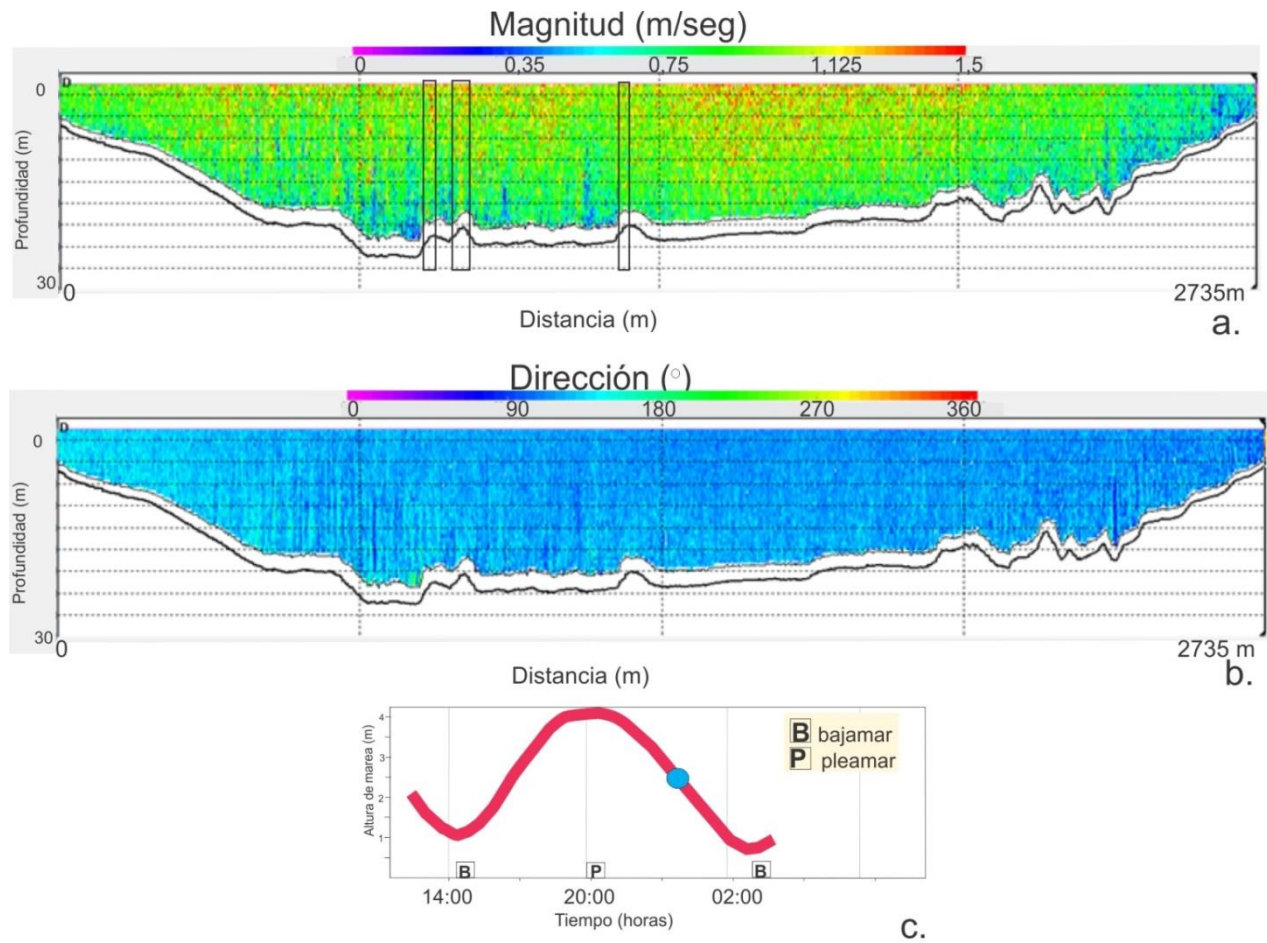


Figura 4.11. Campo de (a) velocidad y (b) dirección del flujo de agua donde se advierte la influencia de las velocidades altas hasta la superficie del agua; (c) curva de marea donde se indica el momento del relevamiento de la sección.

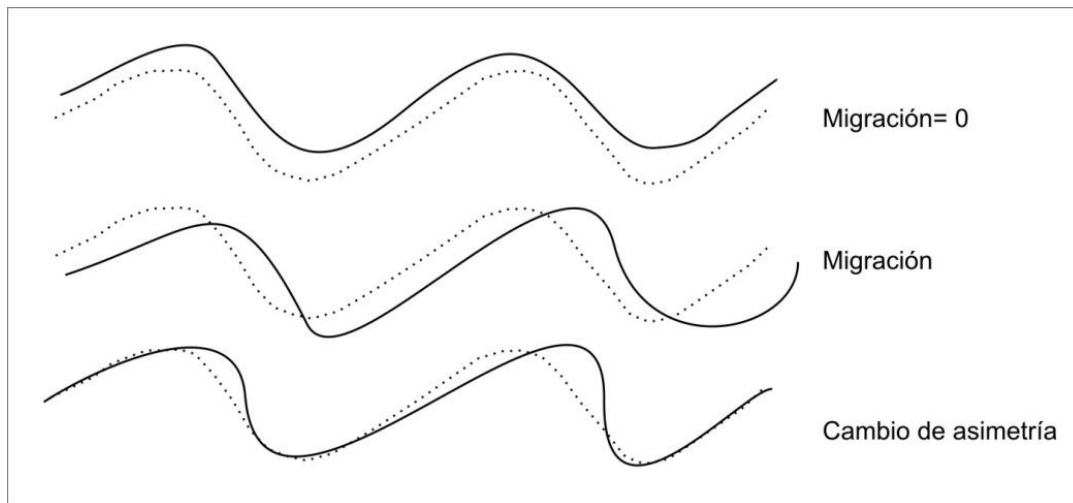


Figura 4.12. Ilustración de una sección transversal de dunas. Migración y cambio de asimetría (Modificado de Nemeth (2003)).

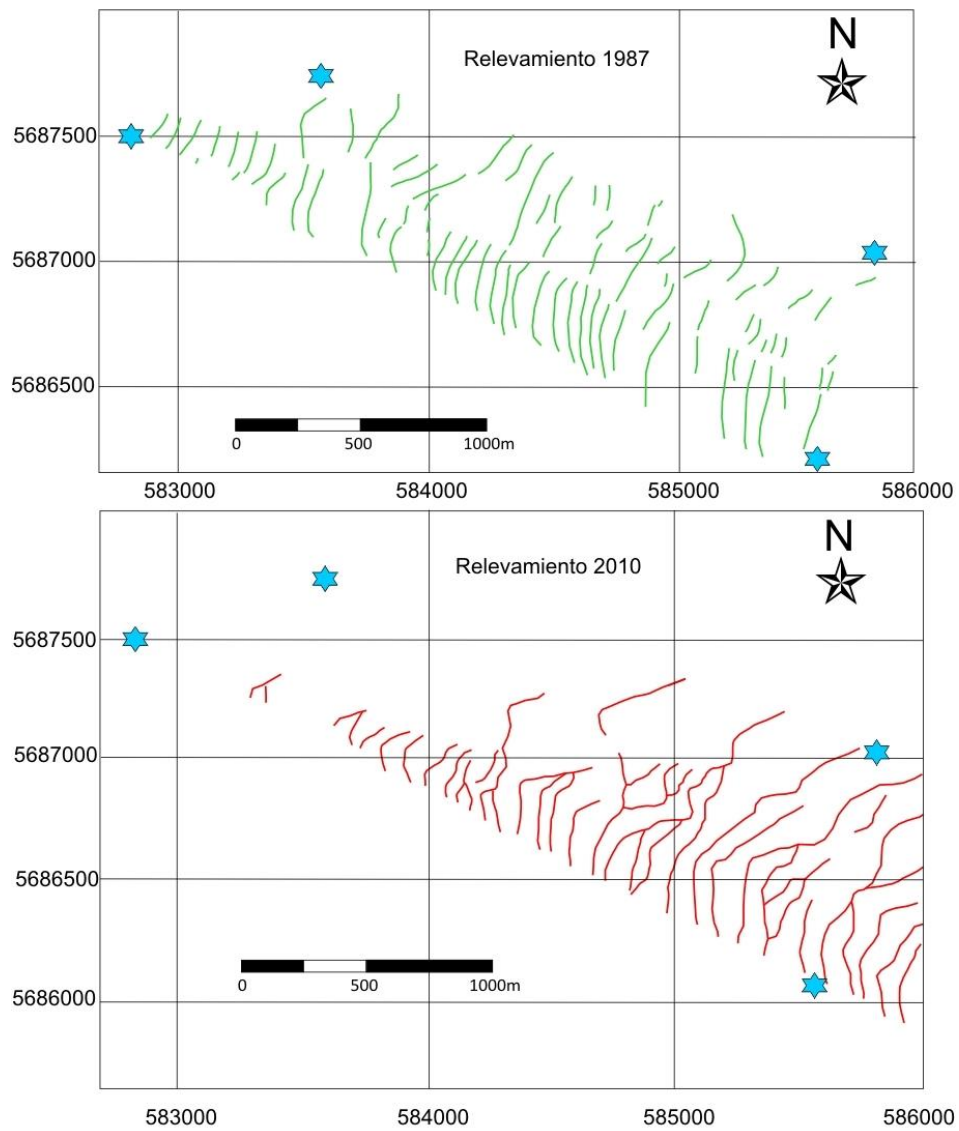


Figura 4.13. Mapas de detalle de la distribución espacial de las crestas de dunas identificadas por Aliotta y Perillo (1987) y en el presente estudio durante el año 2010. Las estrellas azules indican los límites del campo de dunas identificados en el año 1987 por Aliotta y Perillo (1987).

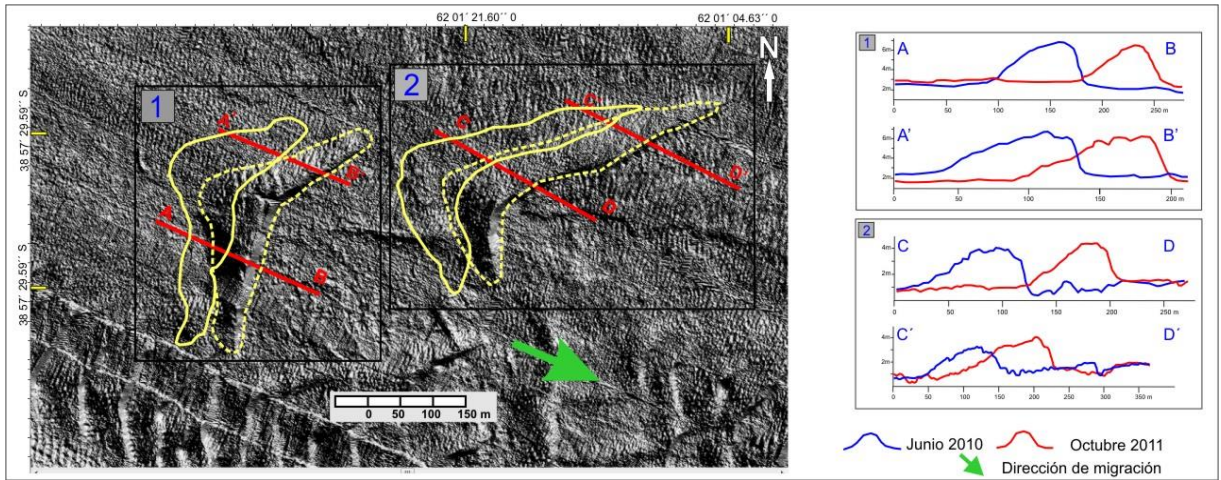


Figura 4.14. Migración de dunas barjanes, línea amarilla continua T0 y línea amarilla discontinua indica instante T1. 1 y 2 perfiles transversales a las dunas barjanes mostrando los desplazamientos entre los años 2010 y 2011.

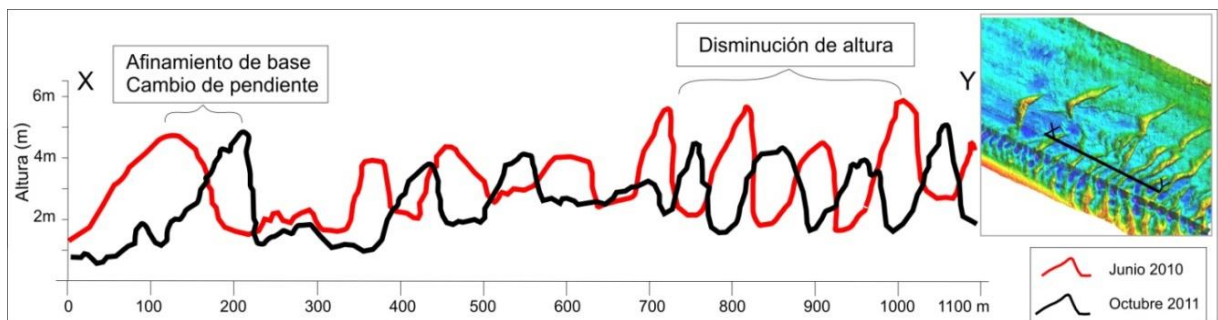


Figura 4.15. Cambios topográficos de grandes dunas a lo largo de la línea XY entre los relevamientos de 2010 y 2011, identificados con líneas roja y negra, respectivamente.

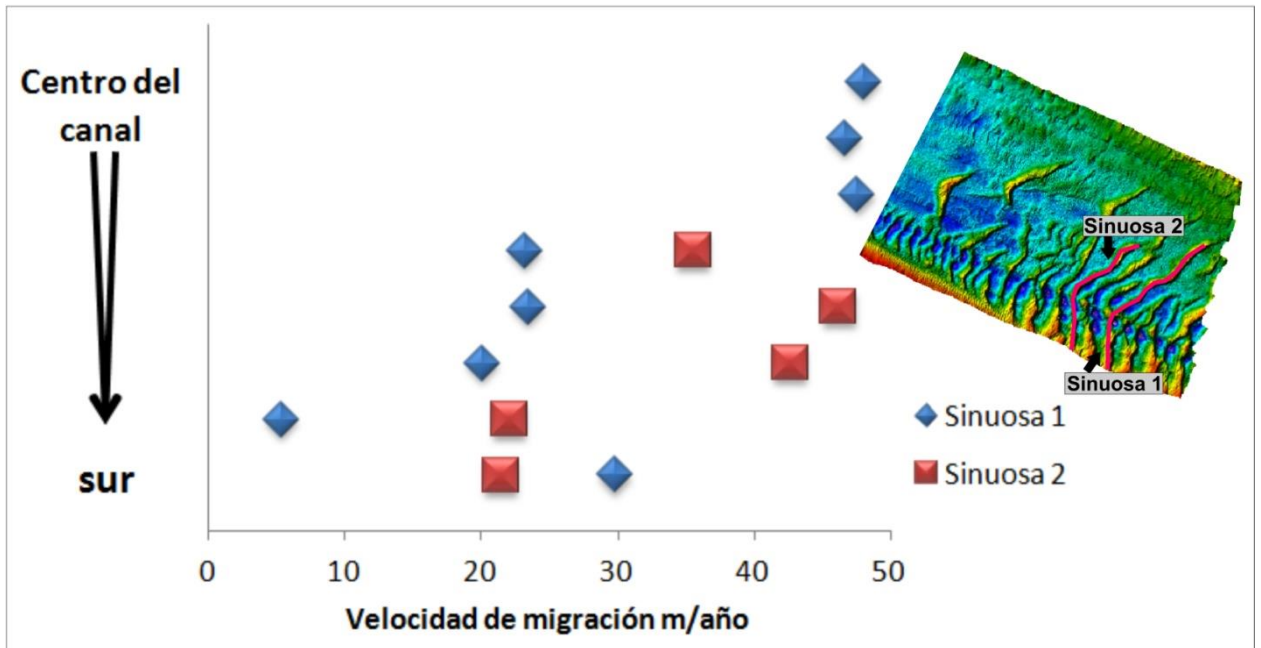


Figura 4.16. Variación de la velocidad de la migración para dos dunas de cresta sinuosa en función de la ubicación en el canal. Ambas dunas alcanzan los mayores valores de velocidad de migración en el centro del canal (norte del campo de dunas).

CAPITULO V

5. CONCLUSIONES

El estudio realizado abarca el sector de entrada al estuario de Bahía Blanca (Argentina), vía de acceso de las embarcaciones que operan en los importantes complejos portuarios de la región. A partir de la correlación de los datos batimétricos con registros sísmicos y muestras sedimentológicas fue definida la distribución areal de cuatro tipos de fondos. Un fondo rocoso con niveles aterrazados y estructuras relícticas, vinculadas al proceso transgresivo holoceno, el cual caracteriza el sector norte del área de estudio. Hacia el centro del canal una franja con escasa o nula cubierta sedimentaria separa a un amplio sector arenoso donde se desarrollan grandes dunas de formas y dimensiones diversas. Como límite sur y este del mencionado campo se ubica un fondo plano constituido por arena mediana-fina.

La figura 5.1 define esquemáticamente la correlación entre la morfología del fondo y las unidades sismoestratigráficas del subsuelo marino. En la columna sismoestratigráfica representativa del área de tesis se reconoce un basamento acústico de carácter regional, conformado por la secuencia S1 (Fm. Arroyo Chasicó) y S2 (Fm. Pampiano). Ambas, de características litológicas similares (limolitas y areniscas finas), se presentan con elevada compactación y niveles con cementación calcárea. La columna sismoestratigráfica continúa con la secuencia S3, cuya configuración acústica se individualiza por su elevada transparencia y débiles reflectores horizontales. Esta unidad corresponde al paleoambiente fluvial (Pleistoceno tardío-Holoceno temprano) vinculado con el antiguo río Napostá Chico. El último ascenso postglaciar produjo una intensa acción erosiva, tanto sobre S2 como S3, originando estructuras relícticas y niveles aterrazados que caracterizan el flanco norte del canal y evidencian, entre 18 y 13 m de profundidad, un antiguo nivel costero. En el techo de la columna estratigráfica definida en la entrada al estuario de Bahía Blanca se ubica la secuencia S4 (Holoceno medio-reciente), la cual,

según su localización, conforma el banco Cuchillo (S4a), los sedimentos arenosos con las dunas estudiadas (S4b) y el depósito superior del veril norte (S4c).

En el sector de mayor profundidad del área de estudio, entre los 19 y 24 m, se desarrollan dunas de diversas dimensiones, agrupadas en un gran campo de forma elongada (6,0 x 1,5 km). Las dunas poseen un perfil topográfico marcadamente asimétrico, evidenciando un transporte de sedimento hacia el exterior del sistema estuarial. Un análisis particular de la distribución de las alturas indicó que las mayores dimensiones (4,0-5,5 m) tienden a desarrollarse en el sector oeste y hacia el sur del campo. El tamaño de las dunas aumenta a medida que aumenta el espesor sedimentario.

El análisis morfométrico realizado sobre las dunas indica que las relaciones H/L y H/d presentan una tendencia positiva, es decir la altura es directamente proporcional a la longitud de onda y la profundidad. Paralelamente, si consideramos la pionera ecuación de Flemming (1988), nuestros datos sugieren que la condición de equilibrio entre H/L propuesta por el mencionado autor constituye el límite superior de la altura de las dunas. Al evaluar como tercer variable a la profundidad de agua nosotros no podemos establecer claramente si la profundidad es un factor físico que puede tener algún tipo de vinculación con la altura y longitud de onda de la geoforma.

En base a su morfología se han diferenciados dos tipos de configuración: dunas sinuosas y de tipo barján. En el primer caso las crestas son continuas, pudiendo extenderse desde 100 a 500 m, mientras que las de tipo barján tienen sus partes terminales ("cuernos") hacia la parte externa del estuario.

Comprobar la variabilidad espacio-temporal de dunas en un ambiente dominado por corrientes de marea constituye un dato importante porque no solo evidencia de manera directa las condiciones hidrosedimentológicas dominantes, sino que este conocimiento posibilita realizar comparaciones con resultados obtenidos por otros autores en diversos ambientes marinos. En el

sector de entrada al estuario de Bahía Blanca se obtuvo una velocidad media de migración de 43 m/año en sentido del reflujó. En el lapso considerado en este trabajo (16 meses) se reconoce, a nivel general, una elevada estabilidad en la configuración morfológica de las formas. Considerando la movilidad de la geoforma se establece un transporte de sedimento como carga de fondo de 80,50 m³/año.

Paralelamente, la comparación de nuestros resultados con datos antiguos muestran que en un período de 30 años, si bien la configuración general del campo se mantuvo, su límite oeste ha sufrido un desplazamiento de 900 m hacia el exterior del estuario. Este proceso migratorio estaría vinculado a un decaimiento en el aporte de material arenoso proveniente de los procesos erosivos actuantes en los canales de marea del interior del estuario. Una disminución en la disponibilidad del sedimento movilizado como carga de fondo habría reducido el proceso generativo de las dunas, conllevando solamente al desplazamiento de las mismas hacia la boca del estuario y modificando así el límite inicial del campo.

Por otro lado, el análisis de nuestros datos indica que las velocidades de migración de las geoformas no pueden vincularse con el grado de simetría de las dunas, ni con las alturas que posee las mismas. Sin embargo, fue posible definir una diferenciación en la tasa de migración entre el sector norte (51 m/año) y sur (34 m/año) del campo de dunas. Esto corrobora que la configuración en planta de dichas geoformas (sector norte: predominio de dunas barján, sector sur: lineales-sinuosas) establece una expresión morfológica de la dinámica de las formas de fondo. Esta diferencia se asocia, además que con la disponibilidad sedimentaria, con el patrón de distribución de las velocidades de las corrientes de marea.

La información obtenida a través de la tecnología acústica Doppler posibilita comprender los procesos hidrodinámicos sobre las formas de fondo. Así, podemos indicar la generación de una zona de turbulencias en el seno o

depresión entre dunas, con una desaceleración del flujo que se continúa a lo largo de todo el ciclo de marea. A su vez, la presencia de una zona de alta velocidad del flujo puede ser advertido en los sectores más elevados de las dunas o la zona de las crestas. Estas aceleraciones y desaceleraciones del flujo, producto de la geomorfología de las dunas llegan a influenciar verticalmente la columna de agua hasta cercanías de la superficie.

En la entrada el estuario de Bahía Blanca la corriente máxima de reflujos supera por una diferencia de aproximadamente 15 cm s^{-1} a la máxima velocidad de la corriente de marea creciente. Dicha diferencia establece la dominancia de la corriente bajante y produce el transporte neto del sedimento arenoso hacia el exterior del estuario. Por otro lado, el patrón de distribución de las velocidades define que los máximos valores se generan en la zona central del canal, sitio de desarrollo de dunas barján. De esta manera, el análisis de las corrientes corrobora que la hidrodinámica del ambiente es una de las variables principales que determina la configuración morfológica y evolución de las geoformas desarrolladas en la entrada al estuario de Bahía Blanca.

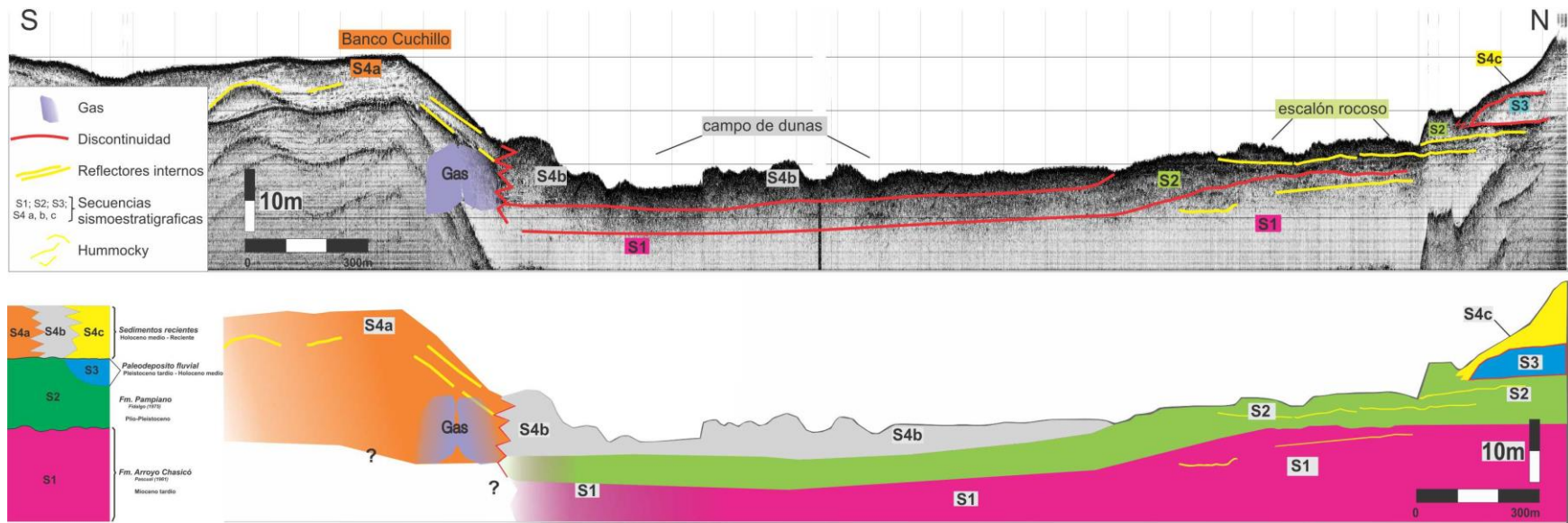


Figura 5.1. Esquema de correlación morfológica y sismoestratigráfica.

BIBLIOGRAFIA

Aliotta, S., 1987. Estudio de la geomorfología y de la dinámica sedimentaria del Estuario de Bahía Blanca entre Puerto Rosales y Fondeadero. Tesis Doctoral. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, p. 180.

Aliotta, S., Bravo, M.E., Fiori S. y Ginsberg, S.S., 2014. Estudio Geológico de sedimentos gasíferos del fondo del estuario de Bahía Blanca y evaluación de su impacto sobre las comunidades bentónicas: primera etapa del proyecto. Congreso XVII Reunión científica de la Asociación de Geofísicos y Geodestas. San Juan.

Aliotta, S. y Farinati, E., 1990. Stratigraphy of Holocene sand-shell ridge in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology*, 94: 353–360.

Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Spagnuolo, J.O., Farinati, E.A., Giagante D.A. y Vecchi, L.G., 2013. Late Quaternary in a South Atlantic estuarine system: Stratigraphic and paleontologic indicators of coastal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 194-208.

Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Ginsberg, S.S., 2001. Diferenciación de fondos de canales del estuario de Bahía Blanca, Argentina. 9° Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar. San Andrés (Colombia). Actas en CD ROM N° 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. In: CABALERI N, CINGOLANI CA, LINARES E, LÓPEZ DE LUCHI MG, OSTERA HA & PANARELLO HO (Eds.). Actas del XV Congreso Geológico Argentino. CD-ROM. Organizado por Asociación Geológica Argentina. El Calafate, Santa Cruz, Tomo 2, Artículo N° 147: 560-565. ISBN 987-20190-4-5.

Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Lizasoain, W.O., 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.O., 1992. Sedimentos subsuperficiales entre puerto Galván e Ing. White, Canal Principal del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *III Jornadas Geológicas Bonaerenses, Comisión Investigaciones Científicas, provincia de Buenos Aires, Argentina, La Plata, Actas: 213–217 pp.*

Aliotta, S., Lizasoain, G.O., Lizasoain, W.O. y Ginsberg, S.S., 1996. Late Quaternary sedimentary sequence in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Journal Coastal Research*, 12: 875–882.

Aliotta, S. y Perillo, G.M.E., 1987. A sand wave field in the entrance to Bahía Blanca estuary, Argentina. *Marine Geology*, 76: 1–14.

Aliotta, S. y Perillo, G.M.E., 1990. Línea de costa sumergida en el estuario de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica. Argentina*, 45: 300–305.

Aliotta, S., Schnack, E. J.; Isla, F.I. y Lizasoain, G.O., 2000. Desarrollo secuencial de formas de fondo en un régimen macromareal. *Revista Asociación Argentina de Sedimentología*, 7: 1-2.

Aliotta, S., Spagnuolo J.O. y Farinati, E.A., 2009. Origen de una roca de playa en la región costera de Bahía Blanca. Argentina. *Pesquisas em Geociências*, 36(1): 107-116.

Aliotta, S., Spagnuolo, J.O. y Farinati, E.A., 2011. Geomorfología del Fondo Marino del sector de entrada al Estuario de Bahía Blanca, Argentina. In: XVIII Congreso Geológico Argentino, Actas, Neuquén, 246-247.

Aliotta, S, Spagnuolo, J, Galán, C. y Melo, W., 1997. Muestreador oceanográfico de sedimentos superficiales de fondo para ser empleado simultáneamente con la prospección sísmica. X Coloquio Argentino de Oceanografía. Resúmenes: 38.

Aliotta, S., Spagnuolo, J.O., Ginsberg, S.S. y Gelos, E.M., 1999. Sedimentos de fondo-subfondo y aspectos geomorfológicos de la plataforma continental entre el estuario de Bahía Blanca y Bahía Anegada, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 6: 19–35.

Allen, J.R.L., 1968. *Current Ripples: Their relation to patterns of water and sediment motion*. North-Holland Publishing Co., Amsterdam, 433 pp.

Allen, J. R. L., 1984. *Development in sedimentology 30: Sedimentary structures their character and physical basis*.

Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal Sedimentary Petrology*, 60: 160–172.

Baas, J.H., 1994. A flume study on the development and equilibrium morphology of current ripples in very fine sand. *Sedimentology*, 41: 185–209.

Baas, J.H., 1999. An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand. *Sedimentology*, 46: 123–138.

Barnard, P. L., Hanes, D. M., Rubin, D. M., y Kvitek, R. G., 2006. Giant sand waves at the mouth of San Francisco Bay. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 87(29), 285-289.

Bartholdy, J. y Anthony, D., 1998. Tidal dynamics and seasonal dependent import and export of fine-grained sediment through a backbarrier tidal channel of the Danish Wadden Sea, in: C. Alexander, R.A. Davis and V.J. Henry

(editors), *Tidalities: Processes and Products*, SEPM Special Publication, 61: 43-52.

Belderson, R. H., Johnson, M. A. y Kenyon, N. H., 1982. *Bedforms. Offshore tidal sands: processes and deposits*. Chapman and Hall, London, 27-57.

Belderson, R.H., Wilson, J.B. y Holme, N.A., 1988. Direct observation of longitudinal furrows in gravel and their transition with sand ribbons of strongly tidal seas. In: de Boer, P.L., van Gelder, A., Nio, S.D. (Eds.), *Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies*. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, p. 79–90.

Bennett, S.J. y Bridge, J.S., 1995. The geometry and dynamics of low-relief bed forms in heterogeneous material in a laboratory channel, and their relationship to water flow and sediment transport. *Journal Sedimentary Research*, 65: 29–39.

Berné, S., 2000. Architecture, dynamics and preservation of marine sand waves (large dunes). In *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Université de Lille, 1: 25-28.

Berné, S., Allen, G., Auffret, J.P., Chamley, H., Durand, J. y Weber, O. 1989. Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6: 1145–1160.

Berné, S., Castaing, P., Le Drezen, E. y Lericolais, G., 1993. Morphology, internal structure, and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde Estuary (France). *Journal Sedimentary Research*, 63 (5): 780– 793.

Besio, G., Blondeaux, P., Brocchini, M., y Vittori, G., 2004. On the modeling of sand wave migration. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109: C4018.

Best, J., 2005. The fluid dynamics of river dunes: A review and some future research directions. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(F4)

Boothroyd, J. C., y Hubbard, D. K., 1975. Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. *Estuarine research*, 2: 217-234.

Blondeaux, P. y Vittori, G., 2011. A parameterization of the wavelength of tidal dunes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(9): 1152-1161.

Brown, L. F. y Fisher, W. L., 1980. Seismic stratigraphic interpretation and petroleum exploration. *AAPG Continuing Education Course Note Series*, Vol. 16.

Buijsman, M.C. y Ridderinkhof, H., 2008a. Long-term evolution of sand waves in the Marsdiep inlet. I: High resolution observations. *Continental Shelf Research*, 28: 1190–1201.

Buijsman, M.C. y Ridderinkhof, H., 2008b. Long-term evolution of sand waves in the Marsdiep inlet. II: Relation to hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 28: 1202–1215.

Bujalesky, G., Aliotta, S. e Isla, F.I., 2004. Facies del subfondo del Canal Beagle, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (1): 29-37.

Bøe, R., Bellec, V. K., Dolan, M. F., Buhl-Mortensen, P., Buhl-Mortensen, L., Slagstad, D. y Rise, L., 2009. Giant sandwaves in the Høla glacial trough off Vesterålen, North Norway. *Marine Geology*, 267(1): 36-54.

Carling, P.A., Golz, E., Orr, H.G. y Radecki-Pawlik, A., 2000. The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. I. Sedimentology and morphologies. *Sedimentology*, 47: 227–252.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R.,

Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. y Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth Science Reviews*, 92: 1-33.

Cavallotto, J.L., Violante, R.A. y Parker, G., 2004. Sea-level fluctuations during the last, 8600 years in the de la Plata River (Argentina). *Quaternary International*, 114: 155-165.

Chaar, E. y Farinati, E., 1988. Evidencias paleontológicas y sedimentológicas de un nivel marino pleistoceno en Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas, I*: 47-54.

Chaar, E., Farinati, E., Aliotta, S. y Tassone, A., 1992. Pleistoceno marino al sur de la ciudad de Bahía Blanca, Argentina. *Terceras Jornadas Bonaerenses. La plata. Actas*: 59-62.

Corrêa, I.C.S., Aliotta, S., Weschenfelder, J., 2004. Estrutura e evolução dos cordões arenosos pleistocênicos no Canal de Acesso à Laguna dos Patos-RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 31: 69-78.

Costa, S., Gutiérrez Mas, J.M. y Morales, J.A., 2009. Establecimiento del régimen de flujo en estuario del Guadalquivir mediante el análisis de formas de fondo con sonda multihaz. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22: 23-42.

Chriss, T. M., y Caldwell, D. R., 1982. Evidence for the influence of form drag on bottom boundary layer flow. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87: 4148-4154.

Cross, T. A. y Lessenger, M. A., 1988. Seismic stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 319.

Cuadrado, D.G., Gómez, E.A. y Ginsberg, S.S., 2003. Large transverse bedforms in a mesotidal estuary. *Revista Argentina de Sedimentología*, 10: 163–172.

Cuadrado, D.G. y Gómez, E.A., 2012. Morfodinámica de un campo de dunas en una entrada de marea: San Blas, Argentina. *Latin American Journal Aquatic Research*, 40: 42–52.

Dalrymple, R. W., 1978. Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, 27: 100-104.

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.

Dinehart R.L., 2002. Bedform movement recorded by sequential single-beam surveys in tidal rivers, *Journal of Hydrology*, 258: 25-39.

D'Olier, B., 1979. Side scan sonar and reflection seismic profiling. En Dyer, K.R. (ed) *estuarine Hydrography and sedimentation*. Cambridge University pres, Cambridge, p. 57-86.

Dronkers, J., 1986. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research*, 20, 117-131.

Dyer, K.R., 1970. Current velocity profiles in a tidal channel. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 22 (2), 153–161.

Engel, P., y Lau, Y. L., 1980. Computation of bed load using bathymetric data. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 106.

Engel, P. y Lau Y.L., 1981. Bed load discharge coefficient. *Journal of the Hydraulics Division*, 107: 1445-1454.

Engelund, F.A. y Fredsøe, J., 1976: A sediment transport model for straight alluvial channels. *Nordic Hydrology*, 7: 293-306.

Ernstsen, V.B., Noormets, R., Winter, C., Hebbeln, D., Bartholoma, A., Flemming, B.W. y Bartholdy, J., 2005. Development of subaqueous barchanoid-shaped dunes due to lateral grain size variability in a tidal inlet channel of Danish Wadden Sea. *Journal Geophysical Research: Earth Surface*, 110: 2156–2202.

Ernstsen, V. B., Becker, M., Winter, C., Bartholomä, A., Flemming, B. W., y Bartholdy, J., 2007. Bedload transport in an inlet channel during a tidal cycle. *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, 351-358

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.

Fagherazzi, S., Hannon, M., y D'Odorico, P., 2008. Geomorphic structure of tidal hydrodynamics in salt marsh creeks. *Water resources research*, 44(2).

Farinati, E. A., 1983. Paleontología, Paleoecología y Paleogeografía de los sedimentos marinos de los alrededores de Bahía Blanca. Tesis Doctoral. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

Farinati, E., 1985. Radiocarbon dating of Holocene marine deposits, Bahía Blanca area, Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 3: 197-206.

Farinati, E. y Aliotta, S., 1997. Análisis de tafocías transgresivas-regresivas holocenas, estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(1): 56-64.

Farinati, E.; Aliotta, S. y Ginsberg, S.S., 1992. Mass mortality of a Holocene *Tagelus plebeius* (Mollusca, Bivalvia) population in the Bahía Blanca estuary, Argentina. *Marine Geology*, 106: 301-308.

Fenster, M.S., FitzGerald, D.M., Bohlen, W.F., Lewis, R.S. y Baldwin, C.T., 1990. Stability of giant sand waves in eastern long island Sound, U.S.A. *Marine Geology*, 91, 207–225.

Ferret, Y., Le Bot, S., Tessier, B., Garlan, T. y Lafite, R., 2010. Migration and internal architecture of marine dunes in the eastern English Channel over 14 and 56 year intervals: the influence of tides and decennial storms. *Earth Surface Processes Landforms*, 35: 1480–1493.

Fidalgo, F., 1983. Geología y geomorfología del área White-Cerri y los alrededores de Bahía Blanca. Dirección de Energía de Buenos Aires. Informe Técnico.

Fidalgo, F., de Francesco, F.O. y Colado, U.R. 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J.M., Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). 5º Congreso Geológico Argentino (Villa Carlos Paz), Actas 4: 27-39, Buenos Aires.

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.

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 Lett.*, 21: 103-122.

Flemming, B.W., 1988. Zur Klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten*, 29: 44–47.

Flemming, B.W., 2000. The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. In: Garlan, T., Trentesaux, A. (Eds.), Proceedings of the 1st International Conference/Workshop on Marine Sandwave Dynamics. University of Lille 1, France, pp. 55–60.

Folk, R., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, Texas, p. 170.

Folk, R. y Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: A study of the significance of grain size parameters. *Journal Sedimentary Petrology*, 27(1): 3-26.

Franzetti, M., Le Roy, P., Delacourt, C., Garlan, T., Cancouët, R., Sukhovich, A., y Deschamps, A., 2013. Giant dunemorphologies and dynamics in a deep continental shelf environment: example of the banc du four (Western Brittany, France). *Marine Geology*, 346: 17–30.

French J.R. y Stoddart D.R., 1992. Hydrodynamics of salt marsh creek systems: implications for marsh morphological development and material exchange. *Earth Surf Process Land*, 17:23–252

Friedrichs C.T. y Aubrey D.G., 1988. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuarine Coastal Shelf Science*, 27:521–545

Garlan T., 2007. Study on marine sandwave dynamics. *International Hydrographic Review*, 8: 26-37.

Garlan, T., Le Faou, Y., Guyomard, P. y Gabelotaud, I., 2008. Franch marine sand dune project. Marine and river dune dynamics. In: Parsons, D., Garlan, T., Best, J. (Eds.), Proceedings of Marine and River Dune Dynamics, International Workshop. 3. University of Leeds, United Kingdom, p. 133–139.

Giagante, D., 2009. Sismoestratigrafía marina del sector costero entre Bahía Blanca y Punta Alta, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, p. 156.

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., 2008. Análisis sismoestratigráfico de paleocanales en el subsuelo marino del estuario de Bahía Blanca. Revista de la Asociación Argentina de Geología, 63(1), 65-75.

Giagante, D.A., Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Vecchi L.G. y Spagnuolo, J.O., 2011. Evolution of a coastal alluvial deposit in response to the last Quaternary marine transgression, Bahía Blanca estuary, Argentina. Quaternary Research, 75: 614-623.

Ginsberg, S.S., 1991. Geomorfología y evolución de canales de marea del Estuario de Bahía Blanca, Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, p. 176.

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-ROM, N° 182, p. 5.

Ginsberg, S.S., Aliotta, S. y Lizasoain, G., 2009a. Morphodynamics and seismostratigraphy of a deep hole at tidal channel confluence. Geomorphology 104: 253-261.

Ginsberg, S.S., Aliotta, S. y Lizasoain, G., 2009b. Sistema interconectado de canales de marea del estuario de Bahía Blanca, Argentina: evaluación de la circulación de sedimento como carga de fondo por métodos acústicos. *Latin American Journal Aquatic Research*, 37(2), 231-245.

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 de Ciencias del Mar (Colombia). CD-ROM, N° 424, p. 4.

González, M.A., 1984. Depósitos marinos del Pleistoceno superior en Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. XI Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche. Actas III: 538-555.

González, M.A., 1989. Holocene levels in the Bahía Blanca Estuary, Argentine Republic. *Journal of Coastal Research*, 51: 65-77.

González, M.A., Panarello, H., Marino, H., y Valencio, S., 1983. Niveles marinos del Holoceno en el estuario de Bahía Blanca (Argentina). Isotopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleambientales. 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, Actas III: 556-576.

Got, H., BouyE, C. y Mirabile, L. 1987. L'analyse lithosismique, une méthode de la sédimentologie. *Oceanol. Acta*, 10: 1-13.

Harris, P.T., 1988. Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of widemouthed estuaries. *Sedimentary Geology*, 57: 273–298

Harris, P.T. y Collins, M.B., 1984. Bedform distributions and sediment transport paths in the Bristol Channel and Severn Estuary. *Marine Geology*, 6: 153–166.

Hoekstra, P., Bell, P., van Santen, P., Roode, N., Levoy, F., y Whitehouse, R., 2004. Bedform migration and bedload transport on an intertidal shoal. *Continental Shelf Research*, 24(11), 1249-1269.

Holmes Jr, R. R., y García, M. H., 2008. Flow over bedforms in a large sand-bed river: A field investigation. *Journal of Hydraulic Research*, 46(3), 322-333.

Houthuys, R., Trentesaux, A. y De Wolf, P., 1994. Storm influences on a tidal sandbank's surface (Middelkerke Bank, southern North Sea). *Marine Geology*, 121: 23–41.

Howard, A.D., Morton, J.B., Gad-el-Hak, M., y Pierce, D.B., 1978. Sand transport model of barchan dune equilibrium. *Sedimentology*, 25: 307–338.

Hughes, Z. J., 2012. Tidal channels on tidal flats and marshes. In *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands, pp. 269-300.

Johnson, M.A., Kenyon, N.H., Belderson, R.H., Stride, A.H., 1982. Sand transport. In: Stride, A.H. (Ed.), *Offshore Tidal Sand, Processes and Deposits*. Chapman and Hall, London, pp. 58–94.

Katoh, K., Kume, H., Kuroki, K. y Hasegawa, J., 1998. The development of sand waves and the maintenance of navigation channels in the Bisanseto Sea. *Coastal Engineering '98, ACSE, Reston*, 3490–3502.

Kenyon, N.H., 1970. Sand ribbons of European tidal seas. *Marine Geology*, 9: 25–39.

Kenyon, N. H., y Stride, A. E., 1968. The Crest Length and Sinuosity of Some Marine Sand Waves: NOTES. *Journal of Sedimentary Research*, 38(1).

Kleinhans, M., 2004. Sorting in grain flows at the lee side of dunes. *Earth Science Reviews*, 65: 75–102.

Knaapen, M.A.F., 2005. Sandwave migration predictor based on shape information. *Journal of Geophysical Research:Earth Surface*, 11: 1–9.

Knaapen, M.A.F. y Hulscher, S.J.M.H., 2002. Regeneration of sand waves after dredging. *Coastal Engineering*, 46 (4), 277–289.

Kostaschuk, R., 2000. A field study of turbulence and sediment dynamics over subaqueous dunes with flow separation. *Sedimentology*, 47(3), 519-531.

Kostaschuk R., Church M.A. y Luternauer J.L., 1989. Bed-material, bedforms and bed load in a salt-wedge estuary–Fraser River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, 26: 1440-1452.

Kubicki A., 2008. Large and very large subaqueous dunes on the continental shelf off southern Vietnam, South China Sea. *Geo-Marine Letters*, 28: 229–238.

Lancaster, N., 1982. Dunes on the Skeleton Coast, Namibia (South West Africa): geomorphology and grain size relationships. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7: 575–587.

Langhorne, D.N., 1973. A sandwaves field in the outer Thames Estuary, Great Britain. *Marine Geology*, 14: 129–143.

Lanckneus, J., De Moor G. y Meyes I., 1994. Preliminary reconnaissance of present bedforms. In: Final Report of MAST Project 0025-C, Relationship between seafloor currents and sediment mobility in the southern North Sea, Chapter 6. Univ. Ghent, CEC, Brussels, p. 27.

Larcombe, P., y Jago, C. F., 1996. The morphological dynamics of intertidal megaripples in the Mawddach Estuary, North Wales, and the implications for palaeoflow reconstructions. *Sedimentology*, 43: 541-559.

Larcombe, P. y Ridd, P. V., 1995. Megaripple dynamics and sediment transport in a mesotidal mangrove creek: implications for palaeoflow reconstructions. *Sedimentology*, 42: 593-606.

Lefebvre, A., Ernsten, V.B. y Winter, C., 2011a. Influence of compound bedforms on hydraulic roughness in a tidal environment. *Ocean Dynamics*, 61: 2201–2210,

Lefebvre, A., Ernsten, V.B. y Winter, C., 2011b. Bedform characterization through 2D spectral analysis. *Journal of Coastal Research*, 781–785.

Lefebvre, A., Paarlberg, A. J., y Winter, C., 2014. Flow separation and shear stress over angle-of-repose bed forms: A numerical investigation. *Water Resources Research*, 50(2), 986-1005.

Le Bot, S. y Trentesaux, A., 2004. Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France). *Marine Geology*, 211: 143-168.

Li, M.Z. y King, E.L., 2007. Multibeam bathymetric investigations of the morphology of sand ridges and associated bedforms and their relation to storm processes, Sable Island Bank, Scotian Shelf. *Marine Geology*, 243: 200–228.

Li, Y., Lin, M. y Jiang, W., 2011. Process control of the sand wave migration in Beibu Gulf of the south China. *Journal of Hydrodynamics*, 23: 439–446.

Liu X., Xia, D.X., Berné, S., Wang, K.Y., Marsset, T., Tang, Y.X. y Bourillet, J.F., 1998. Tidal-depositional systems of China's continental shelf, with special reference to the eastern Bohai Sea. *Marine Geology*, 145(3-4): 225-253.

Lizasoain, G.O. 2007. Estudio geomorfológico submarino en un ambiente estuarial mediante sistemas acústicos. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, p.245.

Lizasoain, G.O. y Aliotta, S., 1995. Fondo rocoso en el canal de navegación del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Actas IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1: 295-303, Junín.

Lobo, F. J., Hernandez-Molina, F. J., Somoza, L., Rodero, J., Maldonado, A., y Barnolas, A., 2000. Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the Gulf of Cadiz shelf (southwest Spain). *Marine Geology*, 164(3), 91-117.

Ludwick, J.C., 1972. Migration of tidal sand waves in Chesapeake bay entrance. In: Swift, D.J.P., Duane, D.B., Pilkey, O. (Eds.), *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Dowden, Hutchinson y Ross, Inc., Pennsylvania, pp. 377–410.

Meyer-Peter, E. y Müller, R., 1948. Formula for bed-load transport. *Proceedings International Association Hydraulic Structures Research*, Stockholm, pp. 39-64.

Muste, M., Yu, K., Pratt, T., Abraham, D., 2004. Practical aspects of ADCP data use for quantification of mean river flow characteristics; Part II: fixed-vessel measurements. *Flow Measurement and Instrumentation*, 15(1), 17-28.

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, Bahía Blanca, Argentina, p.105.

Németh, A.A., Hulscher, S.J.M.H. y de Vriend, H.J., 2002. Modelling sand wave migration in shallow shelf seas. *Continental Shelf Research*, 22: 2795–2806.

Németh, A.A., Hulscher, S.J.M.H. y Vriend, H.J., 2003. Offshore sand wave dynamics, engineering problems and future solutions. *Pipeline and Gas Journal* 230: 67–69.

Nielsen, P., 1992. *Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport*. Advanced Series on Ocean Engineering, 3, World Scientific, 352 pp.

OILTANKING EBYTEM, 2000. Muelle para inflamables. Puerto Rosales-Punta Alta (Provincia de Buenos Aires). Estudio de suelos, Informe geotécnico. Estudio de suelos. Pilotes Trevi, Ingeniería del Suelo: p 63.

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: 159-177.

Parker, G. y Paterlini, M., 1990. Apantallamientos acústicos en sedimentos gasíferos del Rio de La Plata. *Revista de la Asociación. Geológica Argentina*, 45: 17-28.

Parker, R. S., 1977. Experimental study of drainage basin evolution and its hydrologic implications (No. CSU-HYDROLOGY PAPER-90). Colorado State University Fort Collins.

Parker, B.B., 1991. The relative importance of the various nonlinear mechanisms in a wide range of tidal interactions (review). In: Parker BP (ed) *Tidal hydrodynamics*. Wiley, New York

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., 2001. Hacia una nomenclatura y clasificación de formas de fondo transversales formadas por flujos de agua. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 15 – 34.

Perillo, G.M.E., Gómez, E.A., Aliotta, S. y Galindez, D.E., 1985. GRANUS: Un programa FORTRAN para análisis estadístico y grafico de muestras de sedimentos. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 16 (1-4):1-5.

Perillo, G.M.E., 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.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), 1988. *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 110-124.

Posamentier, H.W. y Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM. Concepts in Sedimentology and Paleontology* 7. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 210.

Quattrocchio, M.E., Borrromei, A.M., Deschamps, C.M., Grill, S.C. y Zavala, C.A., 2008. Landscape evolution and climate changes in the Late Pleistocene e Holocene, southern Pampa (Argentina): evidence from palynology, mammals and sedimentology. *Quaternary International*, 181: 123-138.

Rabassa, J., Coronato, A.M. y Salemme, M., 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 20: 81-103.

Raju, L. S., Krishna, K. S. y Chaubey, A. K., 1991. Buried Late Pleistocene fluvial channels on the inner continental shelf off Vengurla, west coast of India. *Journal of Coastal Research*, 509-516.

Raudkivi, A. J., y Witte, H. H., 1990. Development of bed features. *Journal of Hydraulic Engineering*, 116, 1063-1079.

Reynolds, J.M., 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 778 p.

Rubin, D.M., 1987. Cross-bedding Bedforms and Paleocurrents. *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist. Concept in Sedimentology*, Vol. 1. Ed: Barbara Lidz, Editor of Special Publications, p 183.

Salsman, G.G., Tolbert, W.H. y Villars, R.G., 1966. Sand ridge migration in St. Andrews Bay, Florida. *Marine Geology*, 4: 11–19.

Schmitt, T., Mitchell, N. C., y Ramsay, T. S., 2007. Use of swath bathymetry in the investigation of sand dune geometry and migration around a near shore 'banner'tidal sandbank. *Geological Society, London, Special Publications*, 274(1), 53-64.

Serman, D., 1985. Características de la marea en Bahía Blanca. *Boletín del Centro Naval*, 103: 51–74.

Shepard, F.P., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal Sedimentary Petrology*, 24(3): 1235-1270.

Simons, D.B, Richardson., E.V. y Nordin C.F. Jr., 1965. Bedload equation for ripples and dunes. US Geological Survey Professional Paper, 462-H, p. 9.

Smith, D.P., Kvittek, R., Iampietro, P.J., Wong, K., 2007. Twenty-nine months of geomorphic change in upper Monterey Canyon (2002–2005). *Marine Geology*, 236: 79–94.

Spalletti, L.A. e Isla, F. 2003. Características y evolución del delta del río Colorado (“Colú-Leuvú”), provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 10(1): 23-37.

Spagnuolo, J.O., 2005. Evolución geológica de la región costera-marina de Punta Alta, provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Sur, Tesis Doctoral, Bahía Blanca, p. 269.

Stefanon, A. 1985. Marine sedimentology through modern acoustical methods: II. Uniboom. *Bolletino di Oceanologia Teorica ed Applicata* 3: 2.

Sterlini, F., Hulscher, S. J. M. H., y Hanes, D. M., 2009. Simulating and understanding sand wave variation: A case study of the Golden Gate sand waves. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(F2).

Tanner, W. F., 1971. Numerical estimates of ancient waves, water depth and fetch. *Sedimentology*, 16(1-2), 71-88.

Taylor, P.A., Dyer, K.R., 1977. Theoretical models of flow near the bed and their implications for sediment transport. In: Goldberg, E., Mc Cave, I.N., O'Brien, J.J., Steele, J. (Eds.), *The Sea. Marine Modeling* 6. Wiley, New York, pp. 579–601.

Terwindt, J.H.J. y Brouwer, M.J.N., 1986. The behaviour of intertidal sandwaves during neap spring tide cycles and the relevance for palaeo flow reconstructions. *Sedimentology*, 33: 1-31.

Tesson, M., Labaune, C. y Gensous, B., 2005. Small rivers contribution to the Quaternary evolution of a Mediterranean litoral system: The western gulf of Lion, France. *Marine Geology*, 222-223: 313-334.

Tonni, E.P., Scillato Yané, G., Cione, A.L. y Carlini, A., 1998. Bioestratigrafía del Mioceno continental en el curso inferior del arroyo Chasicó, provincia de Buenos Aires. VII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Bahía Blanca), octubre 1998, 135.

Vail, P. R., Todd, R. G. y Sangree, J. B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 5. Chronostratigraphic significance of seismic reflections: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.

van den Berg, J. H., 1987. Bedform migration and bed-load transport in some rivers and tidal environments. *Sedimentology*, 34(4), 681-698.

van Dijk, T.A., Lindenbergh, R.C. y Egberts, P.J., 2008. Separating bathymetric data representing multiscale rhythmic bed forms: a geostatistical and spectral method compared. *Journal Geophysical Research. Earth Surface*, 113 (f4), 1-1.

Van Landeghem, K.J.J., Bass, J.H., Mitchell, N.C., Wilcockson, D. y Wheeler, A.J., 2012. Reversed sediment wave migration in the Irish Sea, NW Europe: a reappraisal of the validity of geometry-based predictive modeling and assumptions. *Marine Geology*, 295: 95–112.

Van Landeghem, K.J.J., Wheeler A.J., Mitchell, N.C. y Sutton G., 2009. Variations in sediment wave dimensions across the tidally dominated Irish Sea, NW Europe. *Marine Geology*, 263: 108–119.

van Rijn, L.C., 1984. Sediment transport, part I: Bed load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(10): 1431-1456.

Vecchi, L. 2009. Comportamiento morfodinámico e hidrosedimentológico de un sistema de canales mesomareales del estuario de Bahía Blanca. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, p.152.

Vecchi, L. G., Aliotta, S., Ginsberg, S. S., y Giagante, D. A., 2013. Morphodynamic behavior and seismostratigraphy of a sandbank: Bahía Blanca estuary, Argentina. *Geomorphology*, 189, 1-11.

Vecchi, L., Ginsberg, S.S. y Aliotta, S., 2008. Rasgos morfológicos de fondo y transporte de sedimento en un banco mesomareal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3): 395-406.

Venditti, J. G., 2003. The initiation and development of sand dunes in river channels, Ph.D. thesis, Univ. of B. C., Vancouver, B. C., Canada

Venditti, J.G., Church, M. y Bennett, S.J., 2005. On the transition between 2D and 3D dunes. *Sedimentology*, 52: 1343–1359.

Villard, P.V. y Church M., 2003. Dunes and associated sand transport in a tidally influenced sand-bed channel: Fraser River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, 40: 115-130.

Vital, H. y Stattegger, K., 2000. Lowermost Amazon River: evidence of Late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system. *Quaternary International*, 72: 53-60.

Voza, O., Sabio, D.A. Randich, F., Martínez, H.C., Strada, A.S., Allevato, S., Etchegoin, M.M. y Giussi, R., 1974. Sedimentología de la Plataforma Continental Argentina, Texturas. Servicio de Hidrografía Naval. H669/1, p. 25.

Wang, Z. T., Tao, S. C., Xie, Y. W., y Dong, G. H., 2007. Barchans of Minqin: morphometry. *Geomorphology*, 89(3): 405-41 1.

Waage, M., 2012. Sand waves and sediment transport on the SW Barents sea continental slope (Master's Thesis in geology). Department of Geology, Faculty of Science and Technology. University of Tromsø, Tromsø, p. 113.

Weber, N., Chaumillon, E., Tesson, M y Garlan, T., 2004. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave-dominanted-incised valley, revealed by HR seismic reflection profiling: the paleo-Chatente River, France. *Marine geology*, 207: 17-38.

Weschenfelder, J., Corrêa, I.C.S., Toldo Jr., E.E. y Baitelli, R., 2008. Paleocanais como indicativo de eventos regressivos quaternários do nível do mar no sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26:367-375.

Weschenfelder, J., Klein, A. H., Green, A. N., Aliotta, S., de Mahiques, M. M., Neto, A. A., y Ginsberg, S. S., 2016. The control of palaeo-topography in the preservation of shallow gas accumulation: Examples from Brazil, Argentina and South Africa. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 172: 93-107.

Wienberg, C., Dannenberg, J., y Hebbeln, D., 2004. The fate of dumped sediments monitored by a high-resolution multibeam echosounder system, Weser Estuary, German Bight. *Geo-Marine Letters*, 24: 22-31.

Wilbers, A.W.E. y ten Brinke W.B.M., 2003. The response of subaqueous dunes to floods in sand and gravel bed reaches of the Dutch Rhine. *Sedimentology*, 50: 1013-1034.

Wood, L.J., Ethridge, F.G., Schumm, S.A., 1993. The effects of rate of base level fluctuations on coastal plain shelf and slope depositional systems: an experimental approach. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Int. Assoc. Sediment. Spec. Pub. 18. Blackwell Sciences, Boston, pp. 43-53.

Xu, J.P., Wong, F.L., Kvitek, R., Smith, D.P. y Paull, C.K., 2008. Sandwave migration in Monterey Submarine Canyon, central California. *Marine Geology*, 248: 193–212.

Zambrano, 1980. Comarca de la Cuenca Cretácica del Colorado. Segundo simposio de Geología Regional argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Argentina. Tomo II: 1033-1070

Zárate, M.A., Schultz, P.H., Blasi, A., Heil, C., King, J. y Hames, W., 2007. Geology and geochronology of type Chasicoan (late Miocene) mammal-bearing deposits of Buenos Aires (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 81-90.

Zavala, C.A. y Quattrocchio, M.E., 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56: 25-37.

TRABAJOS EXTRAÍDOS DE LA PRESENTE INVESTIGACIÓN

TRABAJOS COMPLETOS

Aliotta, S., Ginsberg, S., Giagante, D., Vecchi, L.G., Minor-Salvatierra, M., 2014. Seismic stratigraphy of Pleistocene deltaic deposits in Bahía Blanca estuary, Argentina. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, 86: 649–662.

Aliotta, S., Spagnuolo, J. O., Ginsberg, S. S., y Minor-Salvatierra, M., 2014. Morfosedimentología del fondo marino en el sector de entrada al estuario de Bahía blanca, Argentina. *Geoacta*, 39(2): 85-98.

Minor-Salvatierra, M., Aliotta, S., y Ginsberg, S. S., 2015. Morphology and dynamics of large subtidal dunes in Bahia Blanca estuary, Argentina. *Geomorphology*, 246: 168-177.

RESÚMENES

Aliotta S., Giagante D., Ginsberg, S. Vecchi, L., Luna, N. y Minor-Salvatierra., 2011. "Distribución de sedimentos gasíferos (shallow gas) en el subsuelo marino de la región costera del sur de la provincia de Buenos Aires". En: Actas del XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Argentina.

Aliotta S., Ginsberg S. S., Vecchi L. G., Minor-Salvatierra M. y Giagante D., 2013. "Deltaic sequences and Pleistocene paleochannels in the Bahía Blanca Estuary, Argentina". GeoSur International Geological Congress on the Southern Hemisphere. Vol.54, Supplement 2, 209. Viña del Mar. Chile

Aliotta S., Ginsberg S. S., Vecchi L. y Minor-Salvatierra M., 2014. "Sedimentos gasíferos someros del subsuelo marino del estuario de Bahía Blanca: un riesgo geológico para obras ingenieriles costeras". XIV Reunión Argentina de Sedimentología. Puerto Madryn, Argentina.

Ginsberg, S. S, Aliotta, S. y Minor Salvatierra, M. E., 2013. Hydrodynamic pattern and erosive process at tidal channel junctions. GeoSur International Geological Congress on the Southern Hemisphere. Vol.54, Supplement 2, 231. Viña del Mar. Chile

Ginsberg, S. S, Aliotta, S. y Minor-Salvatierra, M. E., 2012. "Patrón de variabilidad espacio-temporal de las corrientes de marea en un canal estuarial". Congresso Brasileiro de Oceanografía.

Ginsberg S. S., Aliotta S., Vecchi L. y Minor-Salvatierra M., 2014. "Vinculación entre el canal de acceso a los puertos de Bahía Blanca y el sistema interconectado de canales de marea en relación a las tareas de dragado". XIV Reunión Argentina de Sedimentología. Puerto Madryn, Argentina.

Minor-Salvatierra, M.E., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S., 2011. "Sismoestratigrafía de un Campo de Dunas Submareales". En: Actas del XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Argentina.

Minor-Salvatierra, M. E, Aliotta, S. y Ginsberg, S. S., 2012. "Morfología y migración de dunas submareales en el estuario de Bahía Blanca, Argentina". Congresso Brasileiro de Oceanografía.

Minor-Salvatierra, M. E, Aliotta S. y Ginsberg S. S., 2012. "Espesor de la capa sedimentaria como factor limitante para el desarrollo de dunas submareales". Libro de resúmenes VIII Jornadas de Ciencias del Mar y XVI Coloquio Argentino de Oceanografía. Comodoro Rivadavia, Argentina.

Minor-Salvatierra, M. E, Ginsberg S. S. y Aliotta S. 2014 "Grandes dunas submareales en el canal de acceso a los puertos de Bahía Blanca". XIV Reunión Argentina de Sedimentología. Puerto Madryn, Argentina.

Aliotta, S., Spagnuolo, J.O., Ginsberg, S.S. y Minor-Salvatierra, M.E., 2015. Morfosedimentología del fondo marino en el sector de entrada al estuario de Bahía blanca, Argentina. Geoacta; Lugar: Buenos Aires. 39: 85 - 98

Minor Salvatierra, M. E, Ginsberg S. S. y Aliotta S., 2016. "Estimación del transporte de sedimento como carga de fondo a partir de la velocidad de migración de dunas subácueas". XV Reunión Argentina de Sedimentología. Santa Rosa, Argentina.