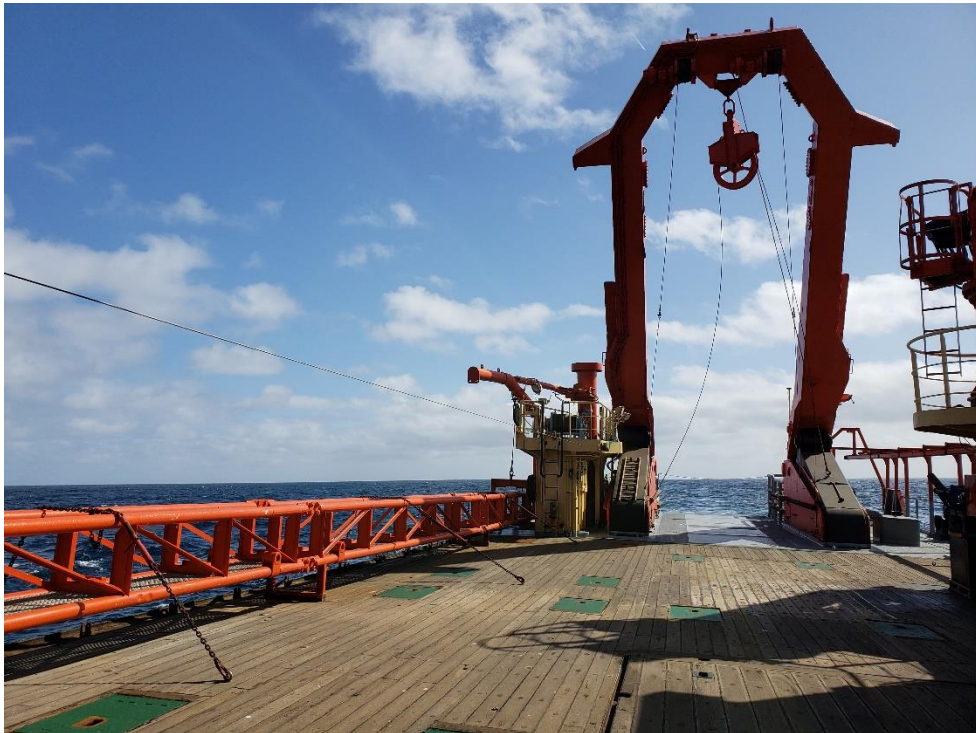




Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Caracterización sismoacústica del registro geológico reciente de un sector de la Terraza Piedra Buena, Margen Continental Patagónico.



Trabajo Final de Licenciatura – 2024

Carlos A. Geier

Directores: Juan Francisco Vilas y Alejandro Tassone.

ÍNDICE

Resumen	4
1. Introducción	5
2. Marco Geológico-Oceanográfico	8
2.1. Margen continental pasivo volcánico.....	8
2.2. Estratigrafía sísmica	9
2.3. Morfología del margen argentino	11
2.3.1. Sector de Escarpas y Terrazas.....	12
2.3.2. Sector de cañones y canales submarinos.....	14
2.4. Características sedimentológicas someras del Margen Continental Patagónico.....	14
2.4.1 Testigo sedimentario AI-3327	14
2.4.2 Testigo sedimentario AU_GC21.....	16
2.5. Características Oceanográficas.....	19
3. Fuentes, Métodos, Procesamiento y Elaboración	22
3.1. Marco Teórico.....	22
3.1.1. Procesos sedimentarios en ambiente marino profundo.....	22
3.1.2. Clasificación de depósitos contorníticos	23
3.2. Técnicas aplicadas	27
3.2.1 La física del sonido en el agua	27
3.2.2. Principios del sonar	29
3.2.3. Batimetría y retrodispersión.....	30
3.2.4. Perfilador sísmico de sub-fondo	31
3.2.5. Muestreador de sedimento tipo gravity-corer.....	32
3.3 Base de datos.....	34
3.3.1 Datos acústicos	35
3.3.2. Testigo sedimentario GC-26	37
3.4 Tratamiento de datos	38
3.4.1 Procesamiento y elaboración de grillas batimétricas y mosaicos de retrodispersión	38
3.4.2 Muestreo y granulometría GC-26.....	39
4. Resultados	40
4.1. Geomorfología de la zona de estudio	40
4.1.1 Morfologías resultantes de procesos erosivos.....	40
4.1.2 Morfologías resultantes de procesos depositacionales	44
4.1.3 Mapa geomorfológico	44

4.2. Reflectividad de fondo de la zona de estudio	46
4.2.1 Clasificación no supervisada de reflectividades	47
4.3. Estructura acústica somera	49
4.3.1 Estratigrafía sísmica somera	49
4.3.2 Espesor de las distintas unidades a lo largo de la zona de estudio	55
4.4. Facies sedimentarias y granulometría GC-26	57
4.4.1. Descripción del testigo sedimentario GC-26	58
4.4.1. Interpretación.....	61
5. Discusiones	61
5.1 Integración de datos.....	61
5.1.1 Reflectividad de fondo vs unidades sísmicas.....	61
5.1.2 Testigo sedimentario vs unidades sísmicas.....	65
5.1.3 Integración.....	66
5.2 Controles en la distribución de facies sedimentarias a lo largo de la Terraza Piedra Buena desde el MIS 3 a la actualidad.....	68
6. Conclusiones	71
6.1 Integración de metodologías.....	71
6.2 Controles en la dinámica sedimentaria moderna	71
7. Referencias	73

Resumen

El área de estudio está localizada entre los 46°16' y 47°4' S y 57°59' y 58°47' O del margen continental patagónico (MCP) en la terraza Piedra Buena. Abarca un área aproximada de 5000 km² y se encuentra a profundidades que varían de 2200 a 3600 m. Con el objetivo de aportar nuevos conocimientos sobre la geomorfología y dinámica sedimentaria reciente de este sector se analizó una base de datos compuesta por batimetría multihaz, mosaicos de reflectividad, perfiles sísmicos de subfondo (SBPs) y un testigo sedimentario. Estos datos fueron adquiridos en 2017, en la campaña geológica-oceanográfica YTEC-GTGM 2 realizada a bordo del Buque Oceanográfico Austral.

La integración de los datos recolectados permitió analizar en detalle las características de un sistema depositacional contornítico interrumpido por un cañón submarino que atraviesa el área de estudio de Oeste a Este. A su vez, se reconocieron geoformas asociadas a procesos gravitacionales distribuidas en distintos sectores de la terraza Piedra Buena.

La integración de los perfiles sísmicos de subfondo con los datos de reflectividad permitió mapear los depósitos modernos a lo largo de la zona de estudio e identificar la presencia de distintas subunidades sísmicas aflorando. Por otro lado, la resolución de los datos de retrodispersión no fue capaz de distinguir entre las sutiles variaciones entre las granulometrías identificadas en el testigo sedimentario estudiado en este trabajo y testigos publicados previamente. El análisis de los datos arriba mencionados permitió inferir que desde el MIS 3 a la actualidad la distribución de los depósitos fue controlada en principal medida por obstáculos negativos en el lecho marino (depresiones y cañones submarinos). En este contexto, la circulación de las corrientes de fondo es obstaculizada por la presencia del cañón submarino, que, a su vez, podría jugar un rol fundamental en el aporte de sedimentos para la construcción de drift contorníticos. Asimismo, también se identificó que la granulometría de los distintos depósitos podría estar en cierto modo condicionada por su posición relativa con respecto al núcleo de las Agua Circumpolar Profunda Inferior. Por último, se reconocieron procesos de remoción de masa inéditos actuando en este sector del margen patagónico.

1. Introducción

Conocer el relieve del fondo marino y su composición es indispensable para comprender la dinámica sedimentaria, riesgo geológico submarino, potencial tsunamigénico, entre otras cosas. Sin embargo, menos del 20% de la superficie de los océanos ha sido mapeada con sonares de alta resolución (seabed2030.org/about-us; Fig. 1). En particular, el Margen Continental Argentino (MCA) representa uno de los sectores menos explorados de nuestros océanos; allí, el conocimiento que se tiene tanto de los rasgos geomorfológicos y de la estructura acústica somera es limitado, en especial en su sector más austral, el Margen Continental Patagónico (MCP).

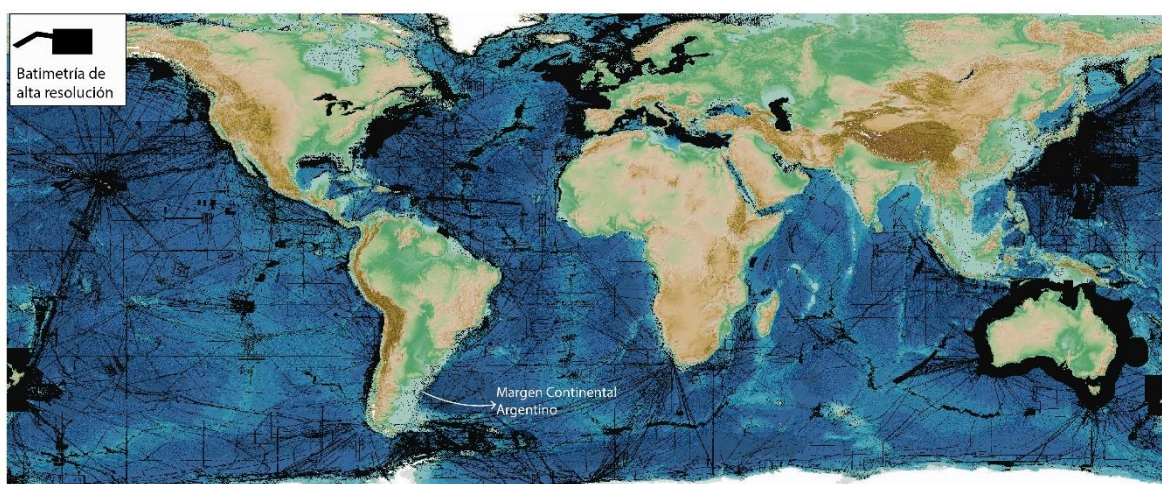


Fig. 1. Relieve de los territorios emergidos y sumergidos del planeta Tierra. Los polígonos negros indican sectores cubiertos con batimetría de alta resolución mientras que en el resto del mapa sólo se cuenta con batimetría de origen satelital.

Desde el descubrimiento de un Sistema Depositacional Mixto Contornítico-Turbidítico (SDM) cubriendo buena parte de su extensión, el MCA es considerado como un laboratorio ideal para estudiar los procesos sedimentarios asociados a la circulación de corrientes de fondo (Hernández-Molina et al 2009). Durante la última década una gran cantidad de trabajos han estudiado la génesis y evolución de este sistema depositacional en su sector norte (Ercilla et al., 2019; Gruetzner et al., 2016, 2014, 2012; Preu et al., 2013, 2012; Steinmann et al., 2020; Violante et al., 2010; Wilckens et al., 2021, Bozzano et al., 2011; Voigt et al., 2013; Warratz et al., 2019, 2017). Sin embargo, en la parte más austral del SDM existen solo unas pocas contribuciones, y todas ellas enfocadas a estudiar el sistema desde una perspectiva regional (Isola et al., 2021; Lastras et al., 2011; López-Martínez et al., 2011; Muñoz et al., 2013, 2012; Gruetzner et al., 2011; Hernández-Molina et al., 2010).

En el año 2017 se llevó a cabo la campaña geológica-oceanográfica YTEC-GTGM 2, la cual tuvo como objetivo principal el mapeo de un sector prácticamente desconocido de la parte más austral del MCA, el Margen Continental Patagónico (MCP), empleando sonares sismoacústicos y un sacatestigos por gravedad. Uno de los principales resultados de esta campaña fue la identificación de un Sistema Depositional Mixto Cuaternario (SDMC) que cubre buena parte del talud medio inferior Patagónico (Isola et al. 2021, Isola 2021). Si bien estos trabajos realizaron una descripción general del sistema y evaluaron los principales controles en la distribución de sedimentos pleistocenos, aún quedan incógnitas a resolver, en particular a lo referente a estudios detallados sobre el registro más reciente.

Este Trabajo Final de Licenciatura (TFL), a través de la integración de perfiles sísmicos sub-superficiales (SBPs), batimetría de alta resolución, *backscatter* y 3 testigos sedimentarios, tiene el objetivo de realizar una caracterización de detalle del registro pleistoceno tardío de un sector de la Terraza Piedra Buena (TPB) (Fig. 2), haciendo particular hincapié en su registro más moderno, el MIS 3 a la actualidad. Para ello, se propone abordar los siguientes objetivos de forma secuencial:

- 1) Caracterizar en detalle la estructura acústica de los primeros metros del registro, definir clases de reflectividad a partir del backscatter y correlacionar las facies acústicas con los primeros metros del registro sísmico con la granulometría de los testigos sedimentarios.
- 2) Integrar la información generada en el objetivo 1, y realizar diversos mapas temáticos (distribución de facies acústicas, espesor de unidades sísmicas, clases acústicas, etc.) con el fin de visualizar toda la información recabada.
- 3) Sobre la caracterización acústica/sedimentológica y los distintos mapas estudiar los controles en la distribución y composición de los distintos depósitos sedimentarios, con especial foco en el registro correspondiente a los últimos tres estadios marinos isotópicos.

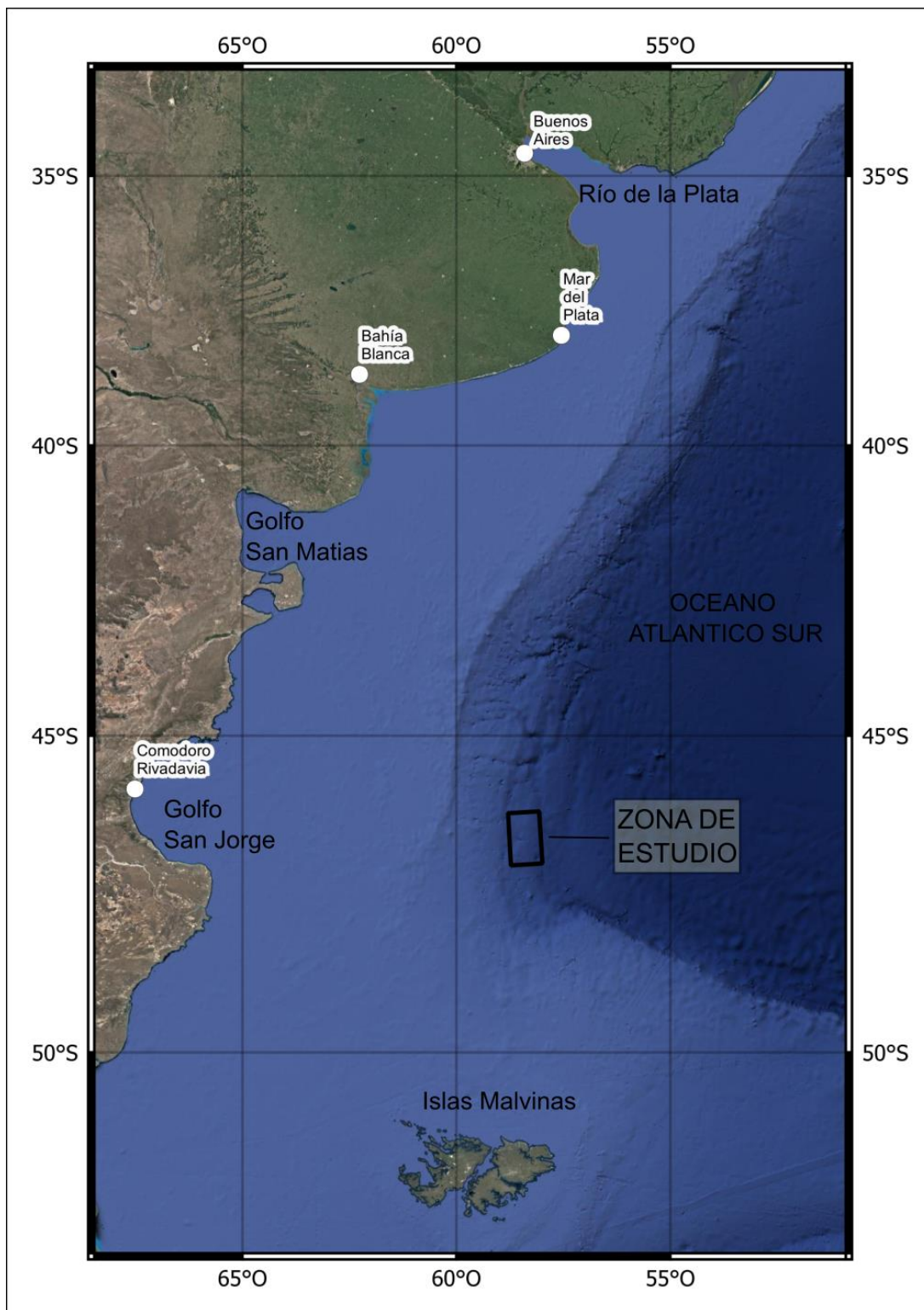


Fig. 2. Mapa topobatimétrico del sector oriental de Argentina y el margen continental argentino. En el recuadro negro se indica la ubicación de la zona de estudio.

2. Marco Geológico-Oceanográfico

2.1. Margen continental pasivo volcánico

El Margen Continental Argentino Pasivo volcánico (MCAPV) comprende el sector sumergido de la República Argentina ubicado entre la desembocadura del Río de la Plata (35° S) y el escarpe de Malvinas (48.5° S). El MCAPV se formó durante la apertura del océano Atlántico, asociada al desmembramiento de Gondwana durante el Cretácico Inferior (Valencio y Vilas, 1969; Ramos, 1996a; Hinz et al. 1999; Franke et al. 2007).

El MCAPV se puede subdividir en cuatro segmentos (de sur a norte I a IV Fig. 3) delimitados por 4 zonas de transferencia: Malvinas, Colorado, Ventana y Salado (Franke et al., 2007). Cada uno de estos segmentos cuenta con secuencias de reflectores en forma de cuña que buzcan hacia la cuenca, o *sea-ward dipping reflectors* (SDRs) en su base, y estructuras de basamento y espesor del post-rift característicos. En particular los sectores I y IV son los que presentan el mayor espesor de sedimentos post-rift.

Las características generales del MCAPV se pueden sintetizar en (Hinz, 1981; Mutter et al., 1982a, 1988; Ramos, 1996a; Glasdczenko et al., 1997; Hinz et al., 1999; Franke et al., 2007):

- Basamento de corteza continental estructurado mediante fallas extensionales (lístricas), las cuales tienen rumbos tanto perpendiculares como paralelos al margen.
- Asociaciones de fracturas perpendiculares a ligeramente oblicuas que caracterizan a sistemas de rift abortados o aulacógenos.
- Basamento continental afectado por grandes zonas de fractura de transferencia (ZFT) perpendiculares a oblicuas al margen.
- Presencia de SDRs. Estos representan una fase de volcanismo extrusivo y un magmatismo intrusivo generado durante la fragmentación continental y subsidencia tectónica en la fase inicial de rifting (Hinz, 1981; Mutter et al., 1982a; Roberts et al., 1984; White y McKenzie, 1989; Holbrook y Kelemen, 1993).
- Intrusiones de material magmático en la parte inferior de la corteza, las cuales se asocian a una zona de alta velocidad de las ondas sísmicas (7,2 a 7,6 km/s) por debajo (subplacado).

- Se observa a lo largo de este margen una plataforma muy extensa que varía desde unos 160 km de ancho al Norte, sobre la plataforma de Punta del Este y hasta más de 550 km frente a la cuenca Golfo San Jorge.

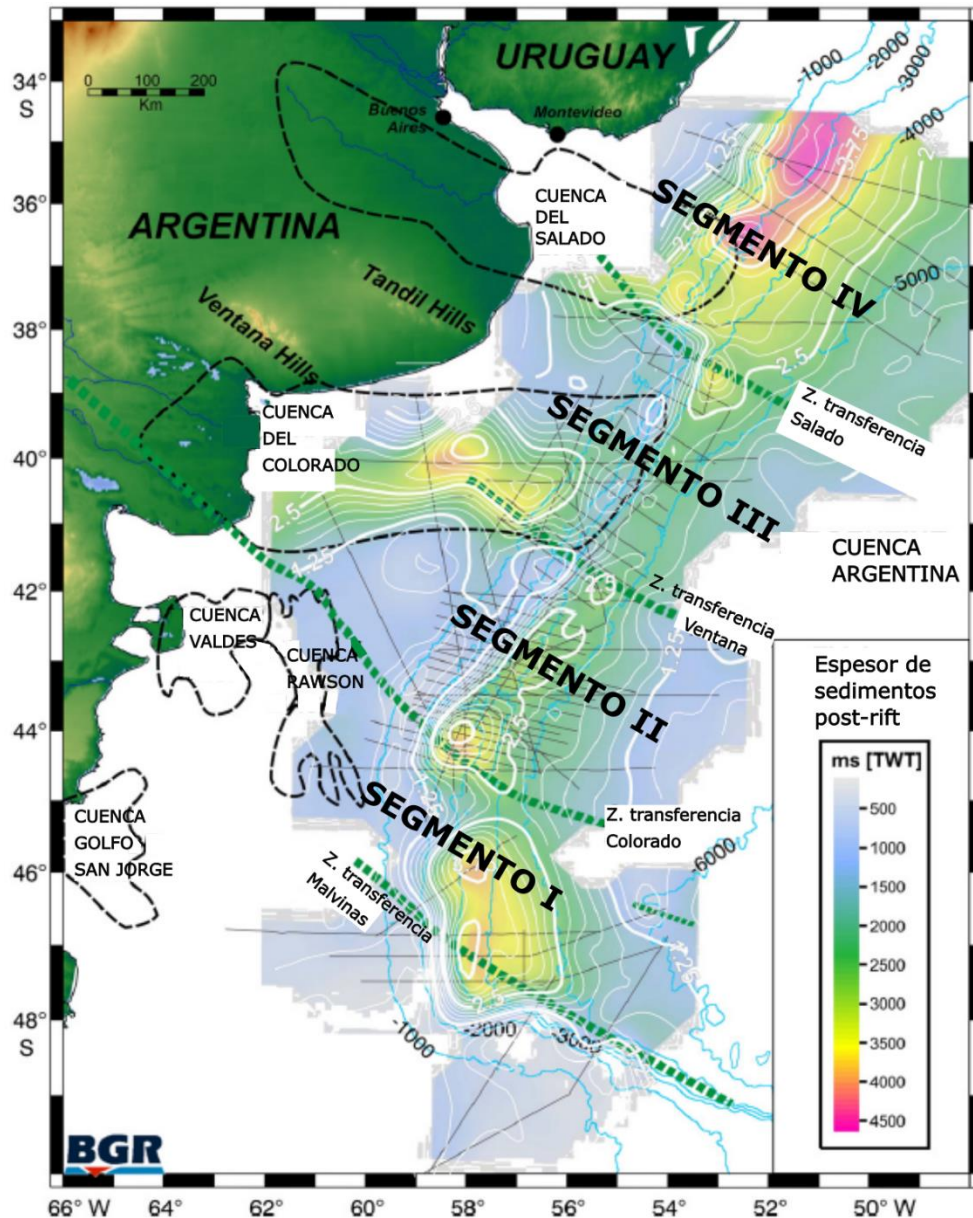


Fig. 3. Mapa del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico donde se indican los distintos segmentos delimitados por zonas de transferencia. Se indica también el espesor de los sedimentos post-rift. (Modificado de Franke et al., 2007).

2.2. Estratigrafía sísmica

El registro sísmico del MCAPV ubicado inmediatamente por encima del basamento acústico se caracteriza por SDRs, que se desarrollaron durante los estadios iniciales de la apertura del océano Atlántico. El límite superior de estos SDRs está dado por el reflector AR1, (edad mínima Hauteriviana,

125 Ma), una superficie erosiva reconocible a lo largo de la plataforma exterior y talud del MCAPV (Hinz et al., 1999). El emplazamiento de los SDRs fue seguido por la depositación temprana de una sucesión de drifts contorníticos de edad Hauteriviana a Albiana. El límite superior de esta secuencia, el reflector AR2 (Hinz et al., 1999) (Fig. 4), es coetáneo al reflector AII de la Cuenca del Cabo, el cual se ha datado como edad Aptiana tardía (Ryan et al., 1978). Por encima del reflector AR2 se reconoce una nueva secuencia de drifts con un espesor de cerca de 500 ms TWT. Este período está coronado por la superficie erosiva AR3 presente a lo largo del todo el MCAPV (Hinz et al., 1999), denominada equivalente de Pedro Luro por Franke et al., (2007). Basado en una correlación con datos de pozos exploratorios de la plataforma (Bushnell et al., 2000), se interpreta que este reflector marca el límite Cretácico/Terciario. El registro cenozoico ubicado por encima de AR3 está interrumpido por dos horizontes reflectores que se asocian a variaciones en la actividad de las corrientes de aguas profundas. El más conspicuo de estos horizontes, AR4, se generó en el límite Eoceno-Oligoceno y se asocia a la intensificación de la circulación termohialina causada por la apertura del pasaje de Drake (Hernández-Molina et al., 2008). Por encima de esta superficie erosiva se comienza a desarrollar un Sistema Depositacional Contornítico (SDC) que cubre buena parte del MCAPV (Hernández-Molina et al., 2008). Dentro del SDC también se identificaron dos discordancias principales: AR5, que se asocia al óptimo climático del Mioceno Medio temprano (Gruetzner et al., 2011), y H2/AR6, asociada a una mayor influencia de la NADW (North Atlantic Deep Water) en el hemisferio sur, luego del cierre del istmo de Panamá (Preu et al., 2012). En general, el registro Mioceno y Plioceno se caracteriza por la actividad dinámica de masas de agua, y está representada a lo largo del MCAPV por ondas de sedimento y drifts contorníticos (Gruetzner et al., 2011 y 2014).

La dinámica geológica/oceanográfica moderna del MCAPV se estableció luego de la transición del Pleistoceno Medio (~700 ky), cuando los ciclos glaciares/interglaciares pasaron de tener de una periodicidad dominante de 41 ky a una de 100 ky (Lisiecky y Raymo, 2005). A lo largo del MCP la transición del Pleistoceno Medio se encuentra representada por una superficie erosiva, por encima de la cual se reconocieron drift contorníticos y depósitos mixtos pleistoceno tardíos, compuestos por una alternancia de capas terrígenas y biogénicas (Isola et al., 2021 y Murdmaa et al., 2018).

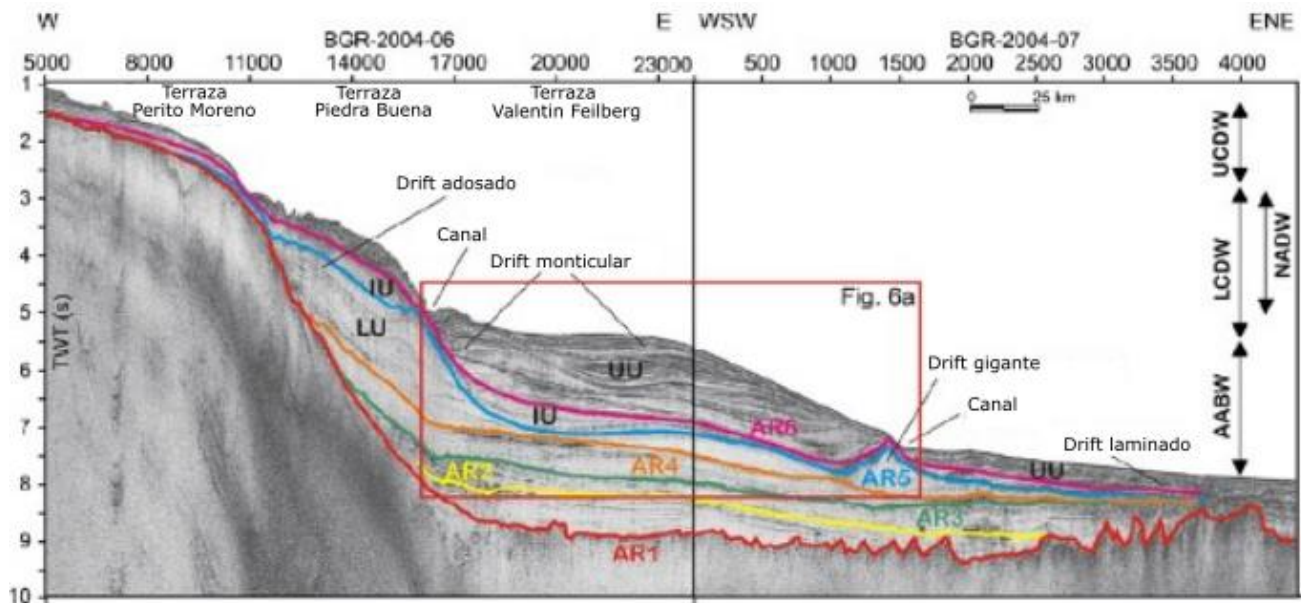


Fig. 4. Perfil sísmico multicanal de un sector del margen continental patagónico, donde se pueden observar las terrazas contorníticas, y numerosos canales y drifts contorníticos. Los reflectores sísmicos regionales AR1–AR5 se basan en Hinz et al. (1999), y unidades sísmicas de Hernández-Molina et al. (2009). Las flechas indican la extensión de las masas de agua actuales: AABW = Agua Profunda Antártica, LCDW = Agua Circumpolar profunda inferior, NADW = Agua profunda del Atlántico Norte, UCDW = Agua Circumpolar Profunda Inferior.

2.3. Morfología del margen argentino

Un SDC extenso y complejo se ubica en la parte sur (44-48°S) del margen argentino (Fig. 5) entre las zonas de transferencia Malvinas y Bahía Blanca (Hernández-Molina et al. 2009). El SDC consta de dos sectores principales: un sector norte con abundantes cañones submarinos, donde los procesos gravitacionales tienen gran relevancia, y un sector sur compuesto por escarpas y terrazas, dominado por la depositación de sedimentos y erosión asociados a la circulación de corrientes de fondo (Lorenzo y Wessel 1997; Hernández-Molina et al. 2010).

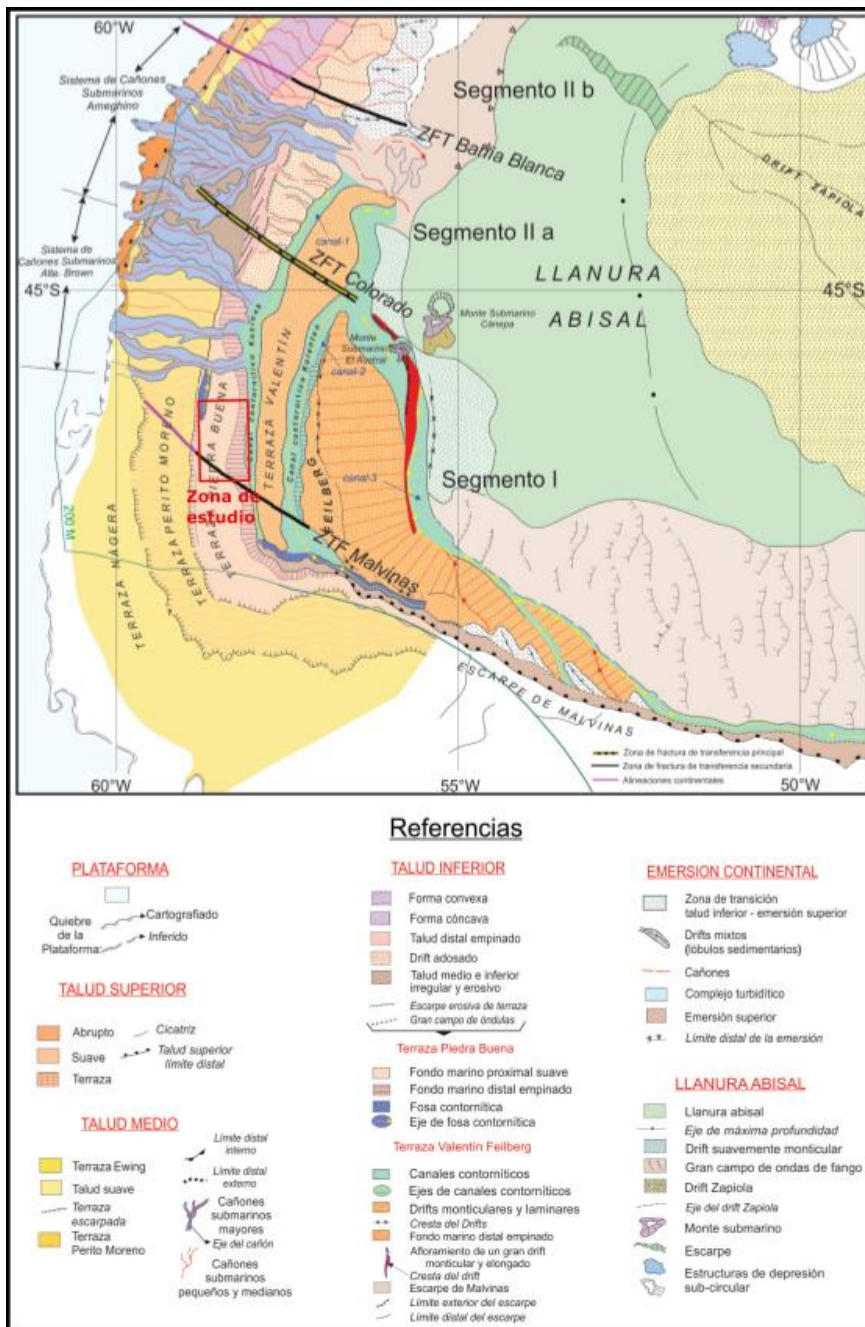


Fig. 5. Mapa morfosedimentario simplificado del Sistema Depositacional Contornítico; que se desarrolla a lo largo del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico. La zona de estudio se indica en el recuadro rojo (Modificado de COPLA, 2017).

2.3.1. Sector de Escarpas y Terrazas

Este sector cubre por completo al Segmento I y se lo puede dividir en dos zonas: la zona de Escarpa y la zona de Terrazas.

La zona de Escarpa está ubicada hacia el norte de la Escarpa Malvinas. Los rasgos depositacionales de este sector están representados principalmente por drifts monticulares y adosados, mientras que

las formas erosivas están representadas por pequeños canales oblicuos a la escarpa (tendencia NO), agrupados en un canal bien definido ubicado a una profundidad de aproximadamente 5 km (Hernández-Molina et al. 2010). Este canal se conecta lateralmente con un canal contornítico (canal 3). La llanura abisal se caracteriza por un extenso campo de ondas de sedimento que migran hacia el oeste (Flood y Shor, 1988). En la mayor parte de este sector dominan los procesos erosivos, y la presencia de terrazas, contornitas y canales (Fig. 5).

El sector de terrazas, por su parte, se compone por cuatro extensas terrazas (zonas de relativa baja pendiente) ubicadas a diferentes profundidades: Nágera, a 500 m; Perito Moreno, a 1000m; Piedra Buena, a 2500 m; y Valentin Feilberg, a 3500-4000 m (Fig. 5). Estas terrazas tienen aproximadamente 450 km de largo y 50 km de ancho. La porción proximal de cada terraza tiene una pendiente de 0.25-0.5°, mientras que el gradiente de la pendiente en la porción distal es ligeramente más pronunciado (0.5-1°) (Hernández-Molina et al. 2010).

En este sector también se ha identificado una fosa contornítica con buena continuidad lateral, ubicada inmediatamente al noroeste de la Escarpa Malvinas. Hacia el N, esta fosa se subdivide en dos canales contorníticos: el canal contornítico Keninek (Canal 1) y el canal contornítico Kolenten (Canal 2) (Fig. 5). El Canal 1 se encuentra a profundidades de 3800 m, se profundiza hacia el norte y separa a las terrazas Piedra Buena y Valentín Feilberg (Hernández-Molina et al. 2010). Este canal tiene una incisión de aproximadamente 130 m en el sur que se profundiza a 920 m en el norte. El canal 2 se encuentra a profundidades de entre 4000 y 4500 m y se profundiza hacia el norte, atravesando la terraza Valentin Feilberg con una tendencia ligeramente oblicua con respecto a la pendiente (Fig. 5). Este canal tiene aproximadamente 460 km de largo y 18 km de ancho, con una incisión de 130 m de profundidad en el sur que aumenta a 300 m en el norte. El Canal 3 (aprox. 300 km de largo y 20 km de ancho) por su parte separa a la terraza Valentin Feilberg de la planicie abisal a profundidades de aproximadamente 5000 m (Fig. 5). Este canal cuenta con una incisión de 210 m hacia el sur que disminuye a 131 m hacia el norte (Hernández-Molina et al. 2010).

En este sector, por debajo de la isobata de 4000 m, se reconocen además una serie de rasgos depositacionales (Fig. 5). En la parte más meridional de la terraza Valentin Feilberg, se exhiben drifts laminados que evolucionan hacia el norte en dos drifts monticulares, alargados y separados (Hernández-Molina et al. 2010).

2.3.2. Sector de cañones y canales submarinos

Este sector comprende la parte norte del talud superior del segmento I y el sector más austral del segmento II, donde las características erosivas también son predominantes. Abarca dos sistemas de cañones submarinos (SCS). En el sur, SCS Alte Brown, atraviesa el talud con una dirección O-NE hasta una profundidad de 3500 m, donde se une al Canal 1. En este punto, el Canal 1 cambia su orientación de S-N a NE-SO profundizándose y ensanchándose. El SCS Ameghino, que se encuentra hacia el norte del SCS Alte. Brown, tiene un cañón meridional (el más grande) con un cambio axial importante: se extiende hacia el noroeste en las pendientes superior y media, al noreste a profundidades de aproximadamente 3000-3500 m, y luego al noroeste nuevamente (Hernández-Molina et al. 2010) (Fig. 5).

El área entre los dos SCS contiene un gran campo de ondas de sedimentos a profundidades de aproximadamente 3000-3500 m cuyas crestas se orientan en dirección noreste. Contiene una terraza submarina a una profundidad de 3500 m y drifts adosados en la pendiente inferior, a profundidades de 3500-4500 m, afectadas por pequeños valles creados por procesos gravitacionales (Hernández-Molina et al. 2010) (Fig. 5).

2.4. Características sedimentológicas someras del Margen Continental Patagónico

2.4.1 Testigo sedimentario AI-3327

El testigo AI-3327, estudiado por Murdmaa et al. (2018), fue colectado en la Terraza Piedra Buena a una profundidad de 2327 m y está constituido por una sección sedimentaria de 233 cm de espesor (Fig. 6). Se observan 2 capas compuestas de arena glauconítica de color negro verdoso separadas por una capa de un espesor considerable (1 m) compuesta por fango de color blanco con material calcáreo, principalmente foraminíferos y cocolitos. En la parte superior del testigo se observa una capa constituida por sedimento limo-arenoso glauconítico-calcáreo bioturbado.

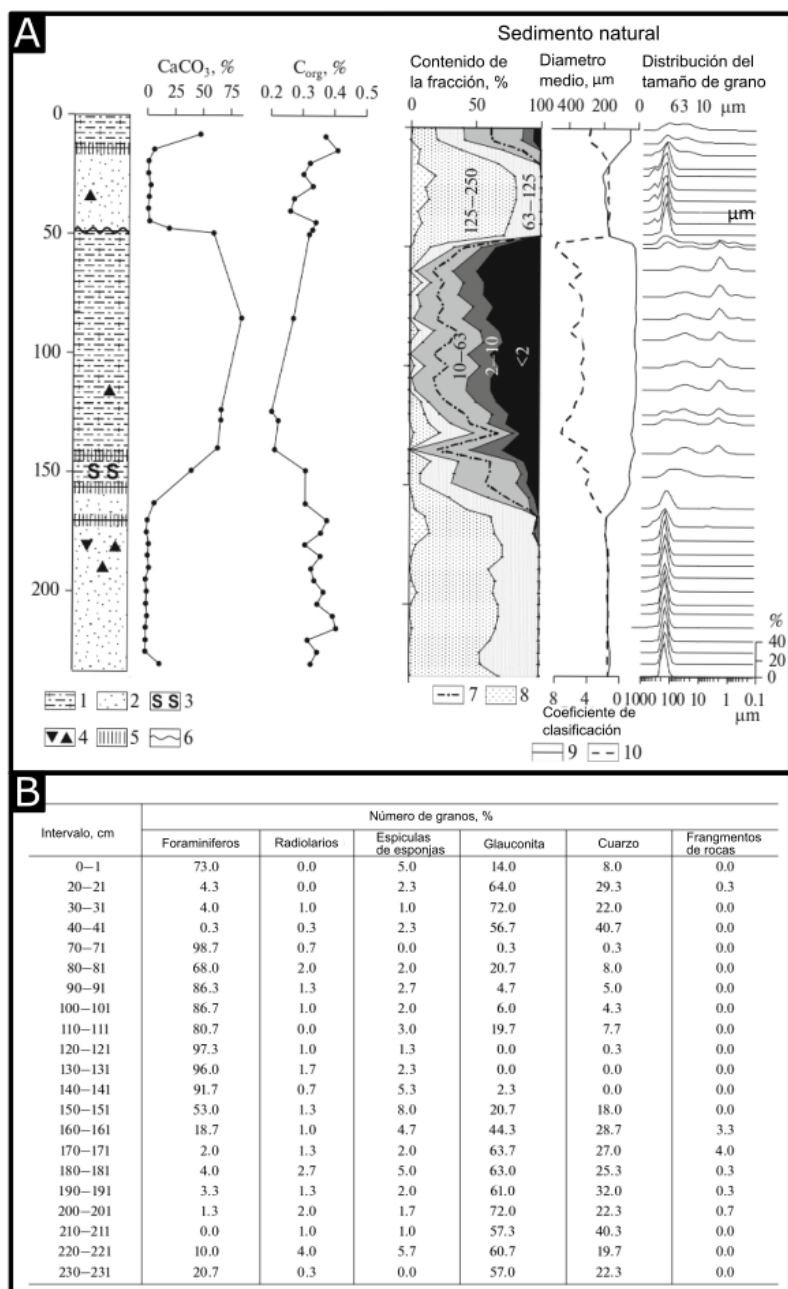


Fig. 6. A. Testigo sedimentario AI-3327. De izquierda a derecha se indican: litología, contenido de CaCO₃ y Corg; porcentaje de composición granulométrica y diagramas de distribución granulométrica. Leyendas: (1) Fango con foraminíferos y/o cocolíticos calcáreos; (2) arena glauconítica; (3) intervalo con intensa bioturbación; (4) material clástico grueso, (5) transición gradual, (6) contacto erosivo; (7) límite de limo grueso (30 µm), (8) fracción de arena mediana (250–500 µm), (9) tamaño promedio de las partículas, (10) coeficiente de clasificación. B. Proporciones de componentes en la fracción del tamaño arena (100–2000 µm). Modificado de Murdmaa et al. (2018).

De acuerdo con la interpretación de Murdmaa et al. (2018) el testigo AI-3327 contiene dos tipos genéticos de sedimentos cuaternarios, que corresponden a escenarios diferentes sobre la terraza Piedra Buena. El fango calcáreo probablemente represente hemipelagitas depositadas por la sedimentación vertical de foraminíferos y cocolitos de la columna de agua bajo la débil influencia de las corrientes de fondo. El segundo tipo genético, definido por Murdmaa et al. (2018) se caracteriza

por facies contorníticas compuestas principalmente por arenas bien seleccionadas de cuarzo-glaucónita, que fueron acumuladas por fuertes corrientes de fondo. De acuerdo con los autores, durante el retrabajo en el lecho marino, los depósitos de arena no solo perdieron las fracciones finas, sino que también se enriquecieron significativamente en glauconita en relación con el cuarzo.

Teniendo en cuenta la marcada diferencia litológica entre las capas de arena glauconítica y el fango calcáreo moderno, la acumulación de arena glauconítica probablemente fue causada por los principales cambios climáticos y oceanográficos de las últimas glaciaciones y la correspondiente disminución del nivel del mar, que condujo a la exposición de la plataforma. Esto habría provocado la erosión de la arena glauconítica de la plataforma patagónica (donde está muy extendida) y su transferencia a las terrazas del talud continental a través del borde del talud o su transporte por flujos gravitatorios a través de cañones submarinos.

La relación inferida del depósito de glauconita en la terraza Piedra Buena con la última glaciación se confirma indirectamente por la presencia de grava y guijarros transportados por hielo (iceberg) en las capas de glauconita del testigo estudiado. Si este es el caso, podemos sugerir que la capa superior de glauconita corresponde a la última glaciación (es decir, *Marine Isotope Oxygen Stage MIS-2*), mientras que la capa inferior de glauconita corresponde a MIS-4 o MIS-6 (Murdmaa et al., 2018).

Dado que las contornitas arenosas de glauconita presumiblemente reflejan eventos relacionados con la aceleración de las paleocorrientes del fondo, podemos sugerir que la intensificación de los flujos de agua antárticos circumpolares en la terraza de Piedra Buena ocurrió durante las glaciaciones en el hemisferio sur. Durante los interglaciales, la circulación del fondo sobre la superficie de la terraza presumiblemente se debilitó y las facies de contornitas arenosas glauconíticas fueron reemplazadas por hemipelagitas calcáreas arenosas-limosas (Murdmaa et al., 2018).

2.4.2 Testigo sedimentario AU_GC21

El testigo AU_GEO02_GC21, descrito por Isola et al. (2021), fue colectado en la Terraza Piedra Buena a una profundidad de 2379 m y está constituido por una sección sedimentaria de 614 cm de espesor (Fig. 7). Este testigo fue recolectado en las inmediaciones de un cañón submarino y su composición es un tanto más compleja, reconociendo e interpretando 7 intervalos sedimentarios con características distintas.

El intervalo SI-1 está constituido por una intercalación de arena fina saturada de agua de color gris muy oscuro y gris oliva y material limo arenoso dispuesto en parches heterolíticos. Esta alternancia de arena, limo y fango a escala centimétrica suele estar asociada a cambios en la intensidad del flujo en el fondo marino (Martín-Chivelet et al., 2008) y, por lo tanto, se interpretó como un producto de la circulación de las corrientes de fondo. En el intervalo 529 a 502 cm, se observa limo gris oliva que alterna con parches de arena gris oscuro en una disposición caótica que podría resultar del efecto de retrabajo de las corrientes del fondo sobre estructuras sedimentarias previas, tal vez turbiditas.

El intervalo SI-2, con una profundidad de 462 a 354 cm, también fue interpretado como una facies contornítica, ya que está formada por una secuencia bi-gradacional completa (419–406 cm) y dos secuencias granocreciente (406–393 cm) y granodecreciente (373,5–354 cm) incompletas.

El intervalo SI-3 está constituido principalmente por fango calcáreo y se interpretó como sedimentación pelágica que podría corresponder a episodios de corrientes de fondo de baja velocidad y bajo aporte continental. Este intervalo tiene las mismas características que el intervalo fangoso estudiado por Murdmaa et al. (2018).

El intervalo SI-4 está compuesto por arenas laminadas finas y muy finas con dos fragmentos de rocas metamórficas de color verdoso. La presencia de capas arenosas laminadas también fueron interpretadas como un depósito contornítico.

El intervalo SI-5, formado por sedimentos limo y limo arenoso con proporciones variables de arena, podría interpretarse como hemipelágico o contornítico, aunque la escasez de foraminíferos en este intervalo, así como la forma externa de montículo que muestra el perfil sísmico (Fig. 8), sugiere que esta facies podría ser más bien contornítica.

El intervalo SI-6 representado por los 22 cm superiores se definió como depósito hemipelágico debido a la presencia de abundantes foraminíferos.

Se encontraron además varios fragmentos de rocas en SI-2, SI-4 y SI-5. Esas rocas aparecen como guijarros aislados alojados en una matriz de arena fina o limo arenosa; esta es una configuración típica de dropstones. Sin embargo, no se pueden descartar otras posibilidades. En época glacial, el litoral patagónico recibió una gran cantidad de cantos rodados provenientes de llanuras aluviales que pudieron incorporarse al océano y finalmente alcanzar el talud continental mediante flujos inducidos por la gravedad (Bozzano et al., 2021).

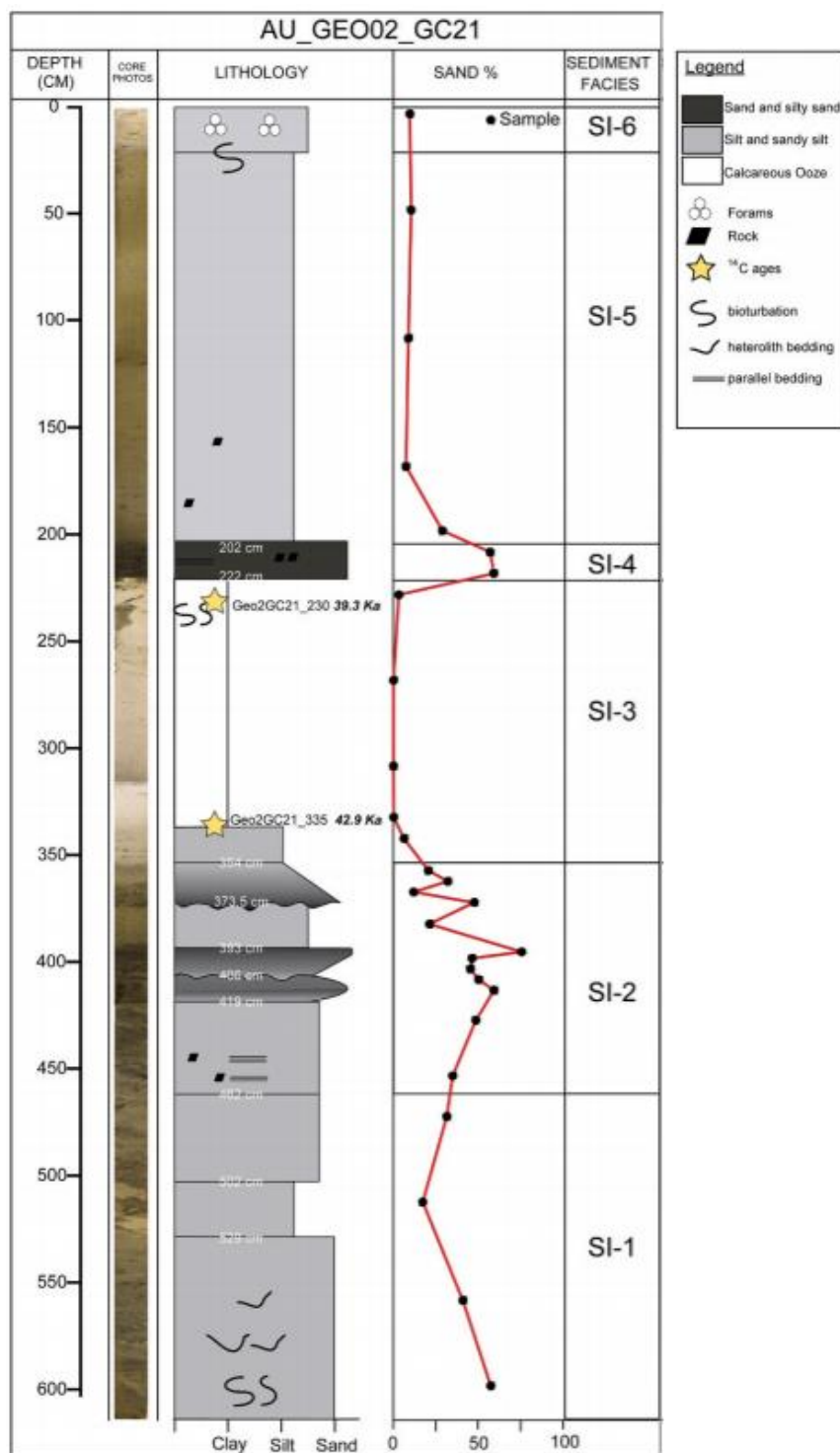


Fig. 7. Testigo sedimentario AU_GEO02_GC21. De izquierda a derecha se indican: largo del testigo, fotos, litología, curvas granulométricas, intervalos sedimentarios y unidades sísmicas. Modificado de Isola et al. (2021).

En este trabajo, Isola et al. (2021) correlacionaron los intervalos sedimentarios con registros sísmicos (Fig. 7 y 8). Los intervalos SI-1, SI-2, SI-4 y SI-5 fueron asociados a facies con estructura acústica conformada por reflectores sigmoidales de alta amplitud, terminaciones en *onlap* y con geometría externa monticular. Según (Nielsen et al., 2008) estas características en su conjunto son indicadoras

de un origen contornítico. El intervalo SI-3 fue asociado a facies con estructura acústica conformada por reflectores paralelos de baja amplitud y sectores con estructura interna transparente. Esto sugiere que probablemente esta facies fue el resultado de la decantación pelágica durante un periodo de corriente de fondo débiles.

Además de la descripción sedimentológica y la correlación con los registros sísmicos, los autores realizaron a partir del muestreo, dos dataciones ^{14}C en muestras de foraminíferos monoespecíficos (*Globigerina bulloides*) a 230 cm y 335 cm de profundidad del testigo. Las dos edades obtenidas del testigo AU_GEO02_GC21 a 230 y 335 cm dieron como resultado $39,3 \pm 356$ y $42,9 \pm 237$ ka BP respectivamente.

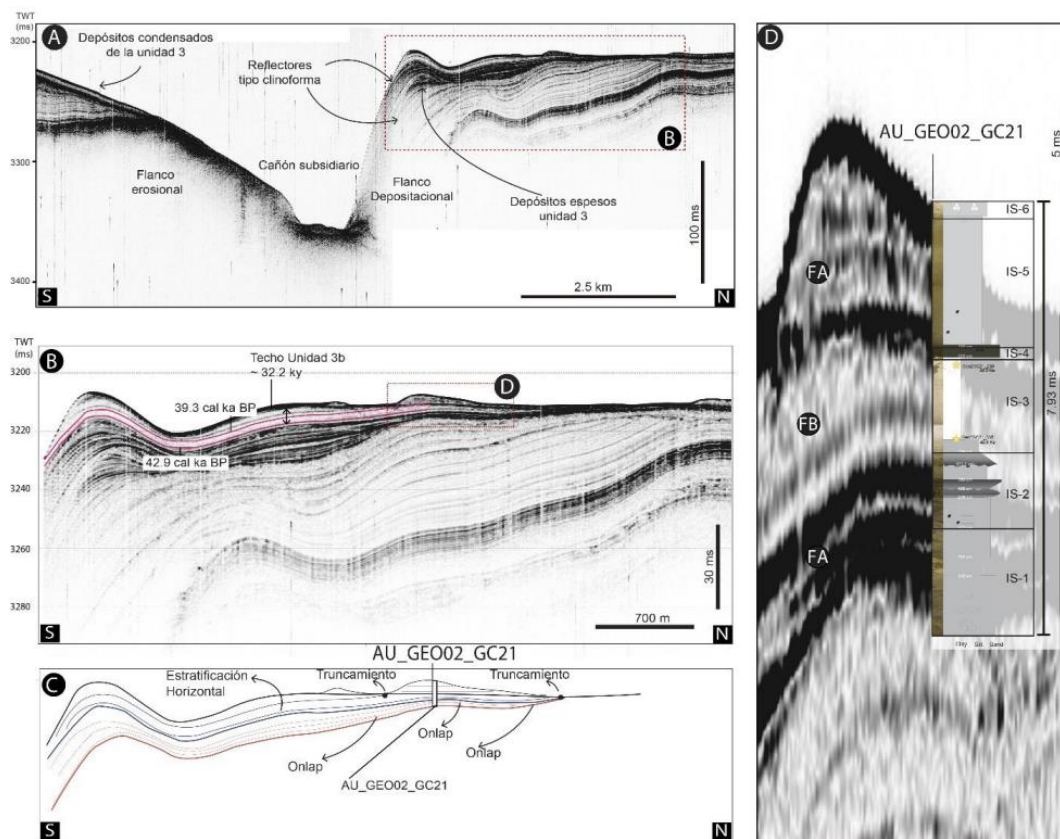


Fig. 8. Correlación del testigo sedimentario AU_GEO02_GC21 con un perfil sísmico de alta resolución. Tomado de Isola et al. (2021).

2.5. Características Oceanográficas

Una característica principal del MCAPV es la interacción de procesos oceanográficos altamente activos con el fondo marino (Chelton et al., 1990). En este sector se destacan en superficie la confluencia de las corrientes de Brasil y Malvinas (BMC), así como la interacción, a diferentes profundidades, de las masas de aguas antárticas (Agua Intermedia Antártica (AAIW), Agua Profunda

Circumpolar (CDW) y Agua de Fondo Antártica (AABW), con la Corriente de Brasil y Agua profunda del Atlántico Norte (NADW) (Georgi, 1981b; Saunders y King, 1995; Piola y Matano, 2001; Carter et al., 2009).

La circulación superficial en el MCAPV está caracterizada por la Corriente de Malvinas que se desplaza hacia el norte-noreste, y la Corriente de Brasil que se desplaza en sentido sur-suroeste. Estas dos corrientes confluyen a aproximadamente 36° latitud sur, en lo que se denomina la Confluencia Brasil-Malvinas (CBM). Esta corriente condiciona fuertemente los procesos sedimentarios y la morfología del margen (Lonardi y Ewing, 1971; Piola y Rivas, 1997). La circulación intermedia al sur de esta confluencia está condicionada por la circulación hacia el norte del Agua Intermedia Antártica (AAIW), y de las dos fracciones que componen la CDW: el Agua Profunda Circumpolar Superior (UCDW) y el Agua Profunda Circumpolar Inferior (LCDW) (Arhan et al., 2002a, b). Al sur de la CBM, la LCDW se divide en dos capas de alta velocidad a aproximadamente 2500 m de profundidad del agua. Debajo de estas se identifica las aguas profundas del Pacífico Sur (SPDW) (Arhan et al., 2002a).

Hacia el norte de la CBM, además de las masas de agua antes mencionadas, se reconoce también la presencia de la NADW, la cual circula hacia el sur (Fig. 9).

La AABW se compone de aguas profundas del mar de Weddell (WSDW), que ingresa a la cuenca desde el sur y fluye continuamente hacia el norte (Le Pichon et al., 1971; Georgi, 1981a; Speer et al., 1992; Faugères et al., 1993; Onken, 1995; Carter et al., 2009).

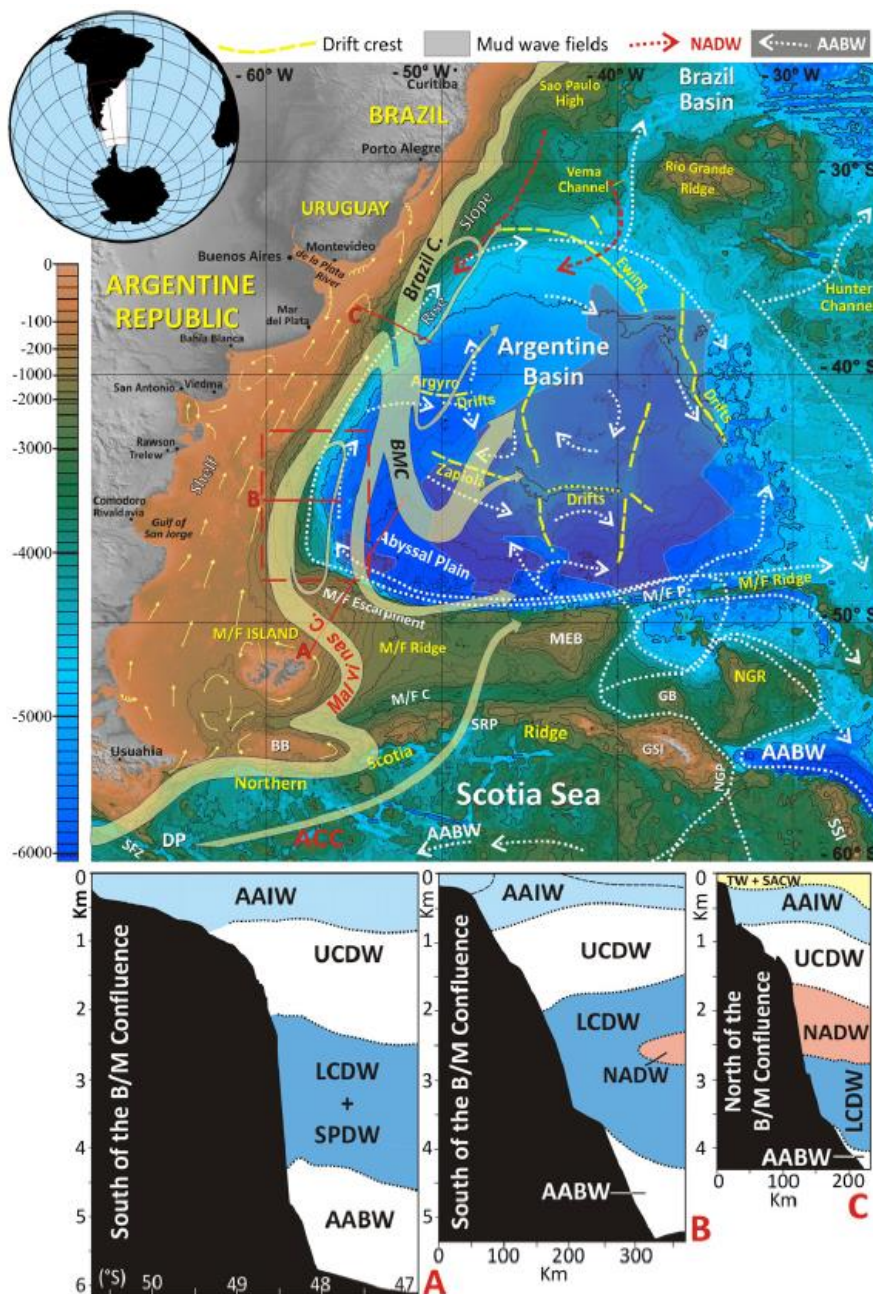


Fig. 9. Ubicación del Margen Argentino con el mapa batimétrico regional y la circulación general de las masas de agua superficiales y profundas indicadas (compilado de: Flood and Shor, 1988; Red, 1989, 1996; Klaus y Ledbetter, 1988; Speer et al., 1992; Faugères et al., 1993; Piola y Rivas, 1997). También se indican las secciones hidrográficas simplificadas: (A) de Arhan et al. (2002a), y (B y C) de Piola y Matano (2001). Leyendas para los puntos de referencia: BB = Banco Burdwood; BMC = Confluencia Brasil-Malvinas; DP = Pasaje de Drake; MI = Islas Malvinas; ME = Escarpa Malvinas; MP = Pasaje Malvinas; GB = Cuenca de Georgia; GP = Pasaje de Georgia; MEB = Banco Maurice Ewing; NGR = Pasaje Northeast Georgia; NGR = Cordillera Northeast Georgia; SG = Georgia del Sur; SFZ = Zona de fractura de Shackleton; SRP = Pasaje Shag Rocks; y SSI = Isla Sandwich del Sur. Leyendas de las masas de agua: ACC = Corriente Circumpolar Antártica; AABW = Agua del Fondo Antártico; AAIW = Agua intermedia antártica; CDW = Agua Profunda Circumpolar; LCDW = Aguas Profundas Circumpolares Inferiores; SACW = Agua Central del Atlántico Sur; SPDW = Aguas Profundas del Pacífico Sudoriental; TW = Masa de Agua Tropical; y UCDW = Aguas Profundas Circumpolares Superiores.

3. Fuentes, Métodos, Procesamiento y Elaboración

3.1. Marco Teórico

3.1.1. Procesos sedimentarios en ambiente marino profundo

La mayor parte del registro sedimentario del ambiente marino profundo está compuesto por depósitos asociados a tres procesos sedimentarios principales (Rebesco et al., 2014); estos procesos son: corrientes contorníticas (depósito asociado: *drift* contorníticos), flujos densos gravitacionales (depósito asociado: turbiditas) y decantación de material pelágico (depósito asociado: pelagita) (Fig. 10).

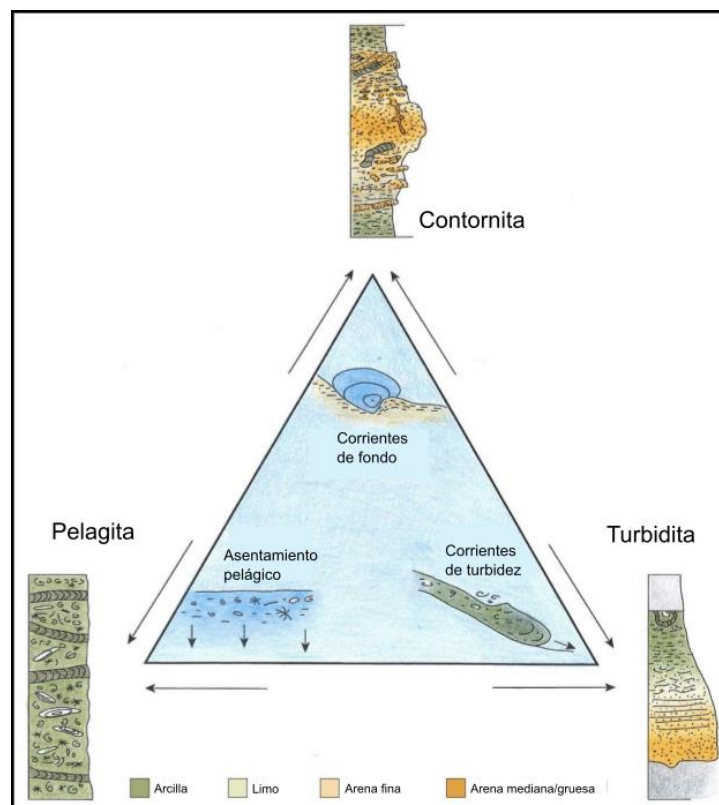


Fig. 10. Diagrama con los tres tipos de procesos sedimentarios que actúan en el ambiente marino profundo y los depósitos asociados con sus respectivos modelos de facies. Modificado de Rebesco et al. (2014).

3.1.1.1. Corrientes de turbidez

Las corrientes de turbidez son eventos discretos con intervalos de recurrencia muy variables (100-105 años) y de tamaños muy diferentes. Es probable que estos flujos tengan varios kilómetros de ancho y probablemente decenas de kilómetros de longitud. Corrientes de turbidez mucho más

pequeñas también ocurren en, por ejemplo, lagos y embalses. Las corrientes de turbidez pueden estar confinadas en el canal o fluir a través de pendientes abiertas con poco confinamiento aparente. La sedimentación hemiturbidítica (Stow et al., 1990; Sparks et al., 1993) implica el flujo elevado y la dispersión ascendente desde una corriente de turbidez diluida durante sus etapas finales de depositación y/o después de la interacción con un obstáculo topográfico positivo. El material de grano fino transportado por la corriente de turbidez se dispersa por encima y más allá del depósito final de la turbidita normal, se mezcla con cualquier material pelágico o hemipelágico de fondo y se deposita lentamente por sedimentación vertical.

Cuando los flujos turbidíticos son el proceso predominante en un sistema depositacional el registro se compone principalmente de turbiditas (Stow y Smillie, 2020).

3.1.1.2. Corrientes de fondo

Hay al menos tres tipos de corriente de fondo diferentes que pueden reconocerse en entornos de aguas profundas (Shanmugam, 2000; Rebesco et al., 2014; Esentia et al., 2018), que incluyen (a) corrientes de fondo impulsadas por el viento, (b) corrientes de fondo termohalinas y (c) corrientes de marea de aguas profundas. Son comunes en todos los océanos, pero son especialmente frecuentes y enérgicos en la profundidad de la termoclina (Ma et al., 2016).

Cuando las corrientes de fondo (o corrientes contorníticas) son el proceso predominante el depósito resultante son los drift contorníticos (Stow y Smillie, 2020).

3.1.1.3. Depositación de material pelágico y hemipelágico

La depositación de material pelágico es un proceso de decantación vertical por el cual el material biogénico primario y los detritos terrígenos u otros detritos muy finos en las aguas superficiales caen lentamente al fondo marino. El depósito resultante de este proceso son las hemipelágitas (Stow y Smillie, 2020).

3.1.2. Clasificación de depósitos contorníticos

3.1.2.1. Clasificación según su morfología y ubicación con respecto a características fisiográficas

La clasificación de drift contorníticos utilizada con mayor frecuencia es la propuesta por Faugères et al. (1999) y Stow et al. (2002c). Esta clasificación utiliza a la ubicación del drift y su morfología para asignar contexto de un fondo hidrológico particular a cada tipo de depósito de drift (Fig. 11).

1. Drifts laminados (*Sheeted drifts*): se caracterizan por una morfología levemente monticular, cubrir grandes áreas, poseer un grosor bastante uniforme y una disminución muy leve en el grosor desde la región central hacia sus márgenes. La sismofacies interna típica consta de reflectores discontinuos de baja amplitud o, en algunas partes, más o menos transparente. Las láminas que forman estos depósitos tienen un grosor bastante regular sobre toda el área por la cual circulan las corrientes. Estos drifts pueden comprender o estar cubiertos por grandes depósitos de sedimentos. De acuerdo con su localización pueden ser: *drifts laminados abisales*, *drifts laminados de talud*, y *drifts laminados asociados a canales*.
2. Drifts monticulares (*Mounded drifts*): estos se caracterizan por su geometría claramente monticular y más o menos alargada. Se identifican tres tipos de estos drifts: (1) drifts gigantes elongados que son de grandes dimensiones y que, debido a su alargamiento paralelo o sub-paralelo a los contornos, se reconocen fácilmente como depósitos de origen contornítico, (2) drifts relacionados con canales profundos y (3) drifts confinados, depositados en una cuenca relativamente pequeña.
3.
 - 3.1. Drifts asociados a canales (*Channel-related drifts*): están específicamente relacionados con conductos estrechos (canales profundos) donde la circulación del fondo está limitada y las velocidades de flujo aumentan notablemente. Frecuentemente se produce erosión y retrabajo significativo en la base del canal y sobre los flancos. Sin embargo, los sedimentos en cuerpos irregulares discontinuos pueden depositarse tanto dentro del canal como en su desembocadura.
 - 3.2. Drifts confinados (*Confined drifts*): se caracterizan por una geometría monticular alargada paralela al eje de una cuenca o estrecho confinado relativamente pequeño donde fluyen corrientes de contorno bastante lentas. Se han descrito asociados a distintos canales contorníticos a lo largo de ambos flancos, lo que sugiere que el flujo está confinado en ambos márgenes, o tal vez se desarrolla en algún tipo de patrón circulatorio dentro de la cuenca.

Además de su confinamiento topográfico, el carácter sísmico marcado parece similar a los drifts alargados. Pueden mostrar un apilamiento complejo de unidades depositacionales lenticulares convexas hacia arriba, en parte en relación con el hundimiento activo de la cuenca.

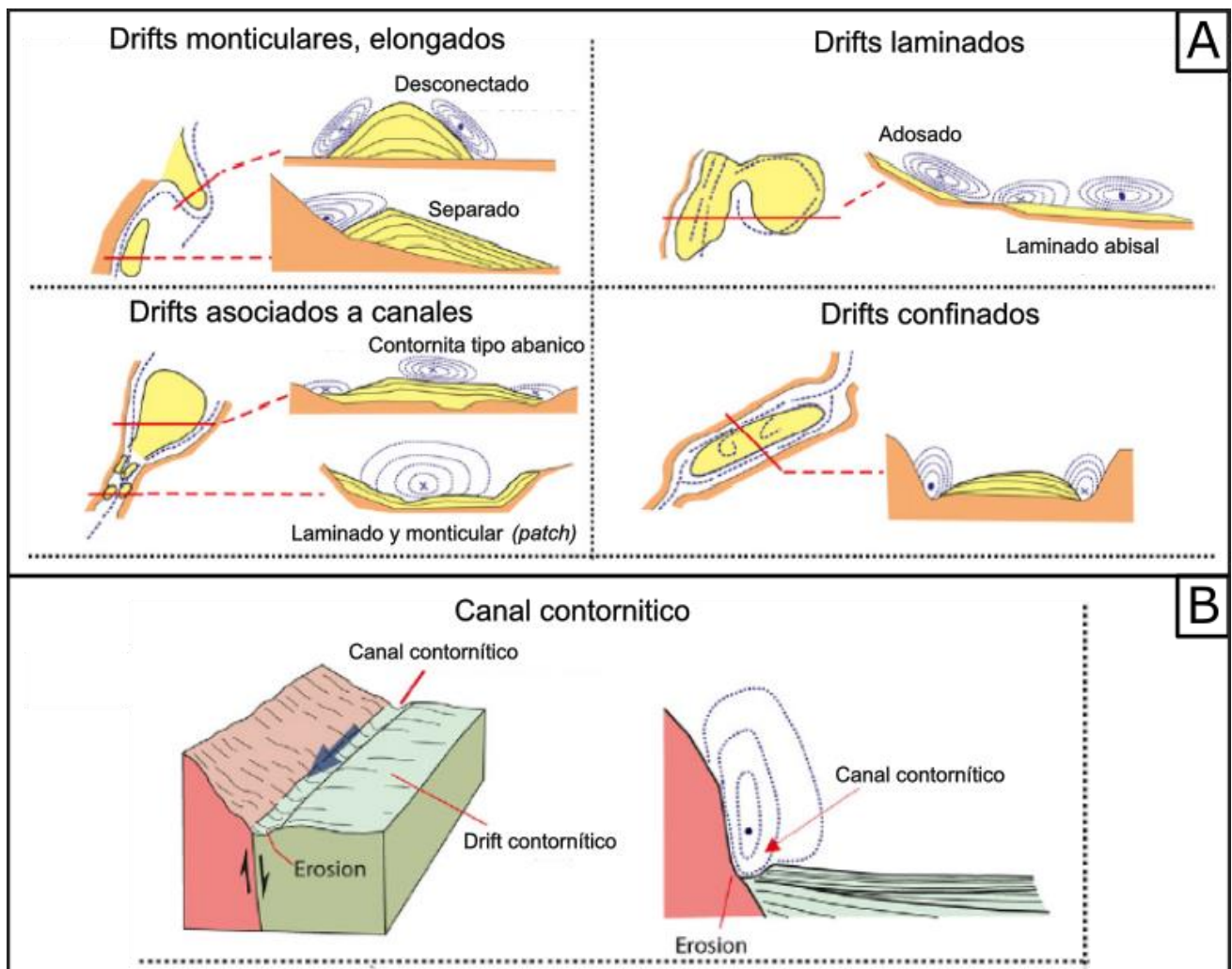


Figura 11. (A) Tipos de drifts, según su ubicación con respecto a características fisiográficas, y trayectorias de corrientes de fondo inferidas. (B) Características erosivas principales, a gran escala, de las contornitas. Modificado de Rebesco et al. (2014).

3.1.2.2 Depósitos híbridos/mixtos contorníticos-turbidíticos

Los depósitos híbridos/mixtos (en aguas profundas) se pueden definir como aquellos depósitos que muestran características intermedias entre los miembros extremos de los tres depósitos típicos del ambiente marino profundo: turbiditas, contornitas y hemipelagitas. Los depósitos híbridos son el

resultado de la interacción de procesos, la transformación del flujo y el retrabajo del fondo marino de depósitos anteriores.

De acuerdo con Mulder et al. (2008) los depósitos mixtos/híbridos resultantes de la interacción entre procesos contorníticos y turbidíticos pueden clasificarse en 3 tipos de acuerdo con la frecuencia con la que estos dos procesos interactúan: (a) baja frecuencia, alternancia de decenas de miles a millones de años; (b) alternancia entre procesos de alta frecuencia; y (c) la interacción sincrónica de corrientes de fondo y turbidez (Fig. 12).

- (a) La intercalación de depósitos turbidíticos y contorníticos ocurre en el registro sedimentario cuando los dos procesos que los forman se alternan en el tiempo, y si ambos tienen suficiente energía para transportar sedimentos desde una fuente a la cuenca profunda. La alternancia de contornitas y turbiditas es frecuente en el registro sedimentario de los márgenes continentales y puede ocurrir a diferentes escalas, desde una única escala decimétrica hasta cuerpos sedimentarios grandes y potentes. En el último caso, la morfología superficial de los depósitos más antiguos puede afectar la sedimentación de depósitos más recientes.
- (b) El retrabajo y redistribución de los depósitos gravitatorios por corrientes de fondo se produce tanto cuando los dos procesos se alternan con el tiempo como cuando son sincrónicos. Las corrientes de gravedad transportan la mayor parte del material terrígeno a áreas profundas, donde las partículas son arrastradas por corrientes de fondo de suficiente energía para inducir el retrabajo de los depósitos. Por el contrario, el retrabajo de contornitas por procesos de gravedad, aunque es común, no se puede observar fácilmente, ya que se registra principalmente como características erosivas. La redistribución de los sedimentos turbidíticos por las corrientes de fondo se puede reconocer principalmente a escala de series sedimentarias.
- (c) La interacción sincrónica entre procesos contorníticos y turbidíticos puede ocurrir en los sectores adyacentes a cañones submarinos y canales, si la energía de ambos procesos es similar; en estos sistemas, las corrientes de fondo pueden ser capaces de capturar parte del material fino transportado en la pluma de flujos turbidíticos y depositarlos en el flanco del cañón ubicado corriente abajo. A escala regional, la interacción entre contornitas y turbiditas conduce a la deposición de cuerpos sedimentarios asimétricos con extensión preferencial en la dirección de las corrientes de fondo.

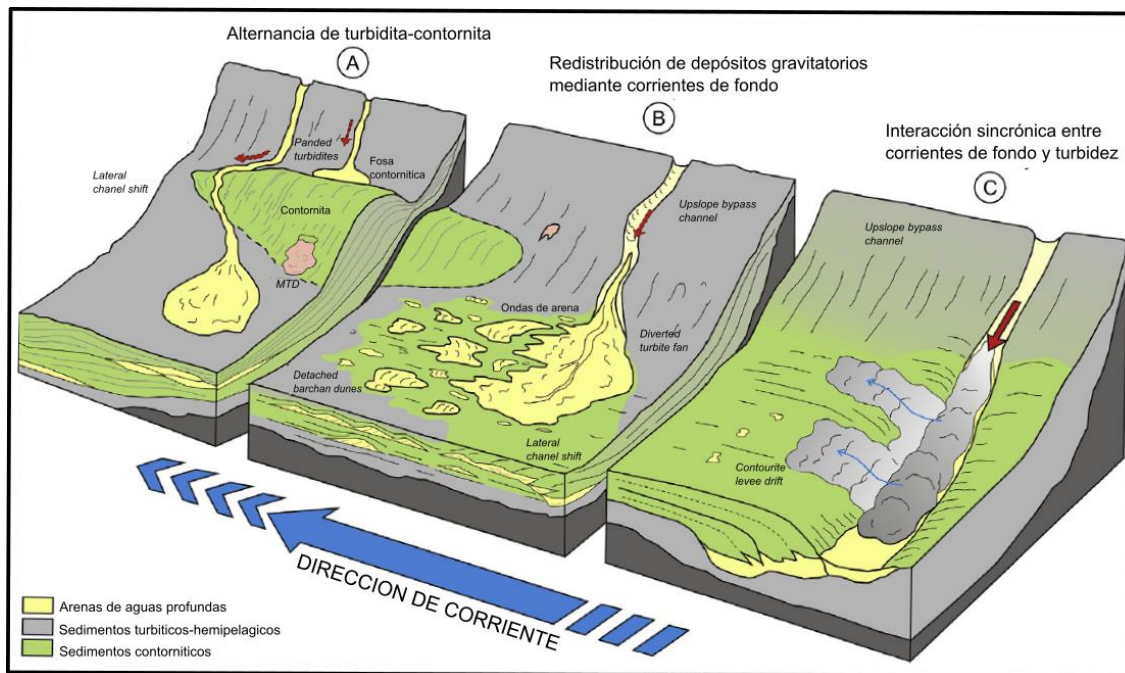


Fig. 12. Modelos conceptuales de procesos y depósitos en aguas profundas para la interacción de los flujos gravitatorios y las corrientes de fondo a diferentes escalas temporales. (A) Alternancia de contornita-turbidita; (B) Redistribución de los depósitos de flujos gravitatorios mediante procesos contorníticos; (C) Interacción sincrónica de corrientes de fondo y turbidez. Las flechas rojas indican la trayectoria del flujo gravitatorio, las flechas azules indican la dirección de las corrientes de fondo. Modificado de Fonessu et al. (2020).

3.2. Técnicas aplicadas

3.2.1 La física del sonido en el agua

El sonido viaja a través del agua en una serie de frentes de presión en movimiento conocida como onda de compresión. La distancia física entre los frentes de presión en una onda de sonido es su longitud de onda, y el número de frentes de presión que pasan por un punto estacionario en el agua por unidad de tiempo es la frecuencia de la onda. La longitud de onda, si se mide en metros (m), y la frecuencia, si se mide en ciclos por segundo (Hz), están relacionadas entre sí a través de la velocidad del sonido, que se mide en metros por segundo (m/s):

Velocidad del sonido = frecuencia x longitud de onda

Una onda de sonido lleva una cierta cantidad de energía acústica, la cual es proporcional a la amplitud de la onda. Las ondas de sonido son útiles para la detección remota en un entorno acuático porque algunas de ellas pueden viajar cientos de kilómetros sin una atenuación significativa (pérdida de energía por propagación). El nivel de atenuación de una onda de sonido depende de su frecuencia: el sonido de alta frecuencia se atenúa rápidamente, mientras que el sonido de frecuencia extremadamente baja puede viajar prácticamente sin obstáculos por todo el océano.

La energía acústica puede ser interrumpida por un cambio repentino en el medio, como roca o arena. Cuando un pulso de sonido en movimiento encuentra un medio de este tipo, una fracción de su energía se propaga hacia el nuevo material. La cantidad de energía que se transmite depende de una serie de factores, incluida la impedancia del nuevo material (un producto de la densidad del material y la velocidad del sonido dentro de él), el ángulo de incidencia del pulso que incide, y la rugosidad de la superficie del nuevo medio. La energía que no se transmite al nuevo material debe regresar al medio original, el agua, como sonido. Una parte se refleja en la superficie del material; básicamente, se refleja en una dirección que depende del ángulo de incidencia (Fig. 13). El resto de la energía se dispersa en todas direcciones. La cantidad de energía que se destina a la reflexión y la cantidad a la dispersión depende de las características del material y del ángulo de incidencia. La energía devuelta al agua (en otras palabras, la energía que no se transmite al nuevo medio) se denomina eco. El eco mantiene las características de frecuencia de la onda fuente.

Los dispositivos que utilizan sonidos en un medio acuático son instrumentos conocidos como sonares.

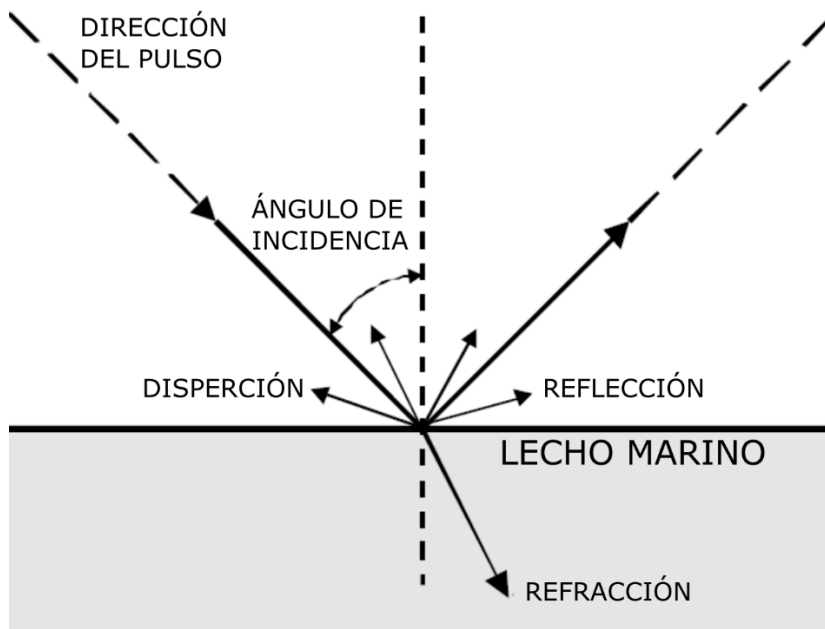


Fig. 13. Esquema indicando los componentes resultantes de un evento de eco en el fondo del océano.

3.2.2. Principios del sonar

Un sonar es un dispositivo capaz de detectar y localizar remotamente objetos en el agua mediante el sonido. Existen dos tipos básicos de sonda: sonares pasivos y sonares activos.

Los sonares pasivos son esencialmente dispositivos de "escucha" que registran los sonidos emitidos por objetos en el agua. Dichos instrumentos se pueden usar para detectar eventos sísmicos, barcos, submarinos y animales marinos, o cualquier ente que emita sonido por sí mismo. En cambio, los sonares activos son dispositivos que producen ondas de sonido de frecuencias específicas y controladas, y escuchan los ecos de estos sonidos emitidos por objetos remotos en el agua. Los sonares que miden las profundidades del océano son sonares activos y se denominan ecosondas.

Las ecosondas generan un pulso corto de sonido y luego registran el eco del pulso que proviene desde el fondo. Conocer el tiempo que tarda el sonido en viajar hasta el fondo y volver, y la velocidad del sonido en el agua, permite calcular el alcance hasta el lecho marino. En general:

$$\text{Rango} = (1/2) \times \text{velocidad} \times \text{tiempo de eco}.$$

Para producir una onda de sonido, la ecosonda utiliza un dispositivo llamado proyector. Un proyector puede ser cualquier cosa que sea capaz de producir un sonido en el agua, y existen muchas formas adaptadas a aplicaciones específicas. Los sonares batimétricos requieren proyectores que puedan producir repetidamente pulsos acústicos con características precisas, controlables y repetibles. Utilizan proyectores contruidos con cerámica piezoeléctrica, un material que cambia de tamaño minuciosamente cuando se le aplica un voltaje. Una ecosonda puede usar voltajes particulares para hacer que el proyector piezoeléctrico oscile, transmitiendo una onda de presión con características de frecuencia específicas al agua.

Cuando una onda de sonido golpea una parte del fondo del océano, se dice que ilumina o ensonifica esa parte del fondo. Lo que sucede con la energía acústica en este punto puede ser muy complejo. Una parte de la energía se transmite al fondo del mar, donde la cantidad de energía que se transmite depende del material del fondo. La arena y el limo absorben energía con bastante facilidad. Por otro lado, las rocas y los objetos metálicos absorben una energía acústica mínima. La mayor parte de la energía que no puede ser absorbida por el objetivo sondeado se refleja o se dispersa de nuevo en el agua. La fracción de energía incidente por unidad de área que se devuelve en la dirección del proyector se denomina fuerza de retrodispersión del fondo.

3.2.3. Batimetría y retrodispersión

Las sondas batimétricas multi-haz son los equipos más frecuentemente utilizados para la obtención de datos de profundidad del lecho marino, y la posterior confección de mapas batimétricos. Estos instrumentos se encargan de convertir el tiempo de viaje de una onda de sonido reflejada desde el lecho marino en profundidad, aplicando la velocidad del sonido en la columna de agua. Visto desde la dirección transversal, las ondas de sonido se transmiten en forma de abanico (Fig. 14). El ancho total del abanico, comúnmente conocido como el ancho de la faja, suelen tener un valor del orden de entre 4 y 6 veces la profundidad de agua.

Las sondas multi-haz modernas tienen a los transductores de emisión y transductores de recepción dispuestos ortogonalmente, en una configuración denominada cruz de Mills o T de Mills (Fig. 14). La franja de transmisión se hace lo más ancha posible en la dirección transversal a la trayectoria. Por el contrario, los transductores de recepción están diseñados para formar múltiples haces de recepción lo más estrechos posible en la dirección transversal a la trayectoria. Esta configuración da como resultado una huella de recepción en el lecho marino que es la intersección del haz transmitido y el haz recibido a lo largo de la trayectoria. Cada una de estas huellas de haz representa una medición de profundidad individual de alta resolución en toda la franja (Fig. 14). El ancho del haz de los MBES modernos, suele estar entre 5 y 0,5°.

Desde una perspectiva geométrica, la precisión de las mediciones de profundidad también depende en gran medida de la compensación de los efectos del movimiento del barco (arfada, cabeceo, rolido y guiñada; Fig. 14), así como de las latencias de tiempo con respecto a las señales de transmisión y recepción.

Además de las mediciones realizadas por las ecosondas para determinar la profundidad, también se puede registrar la amplitud del sonido devuelto para ofrecer una idea de la naturaleza del fondo marino (retrodispersión acústica). La retrodispersión de los MBES se puede utilizar para construir imágenes y mosaicos de retrodispersión que pueden ser útiles para determinar la geometría de las características del fondo marino e identificar cambios en la composición del lecho marino.

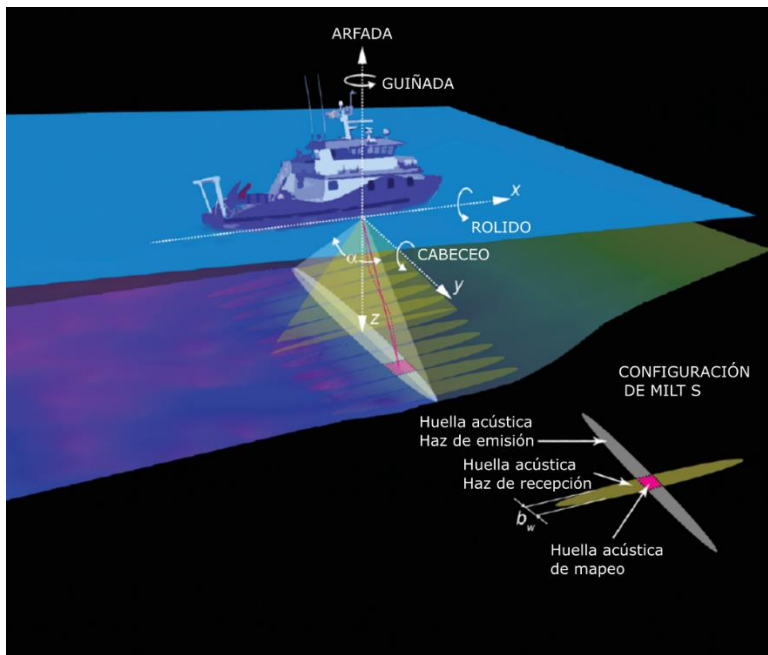


Fig. 14. Esquema de un sistema batimétrico multihaz con diseño de transductores del tipo Mills T. Se indican los movimientos causados por el oleaje que deben ser tenidos en cuenta para la correcta adquisición de datos batimétricos multihaz. Modificado de Jakobsson et al., (2016).

3.2.4. Perfilador sísmico de sub-fondo

Los perfiladores de subsuelo (SBP), también conocidos como *sub-bottom profilers*, son ecosondas diseñadas para generar ondas acústicas capaces de penetrar por debajo del fondo marino y obtener información de hasta los primeros 100 m de sedimento. Los SBP operan con pulsos de mayor energía y con frecuencias más bajas que las ecosondas convencionales, lo que les permite penetrar por debajo del lecho marino. La señal emitida se refleja en las interfaces de capas que posean un contraste de impedancia acústica significativo, y luego retornan a la superficie del mar, donde tanto el tiempo de arribo como la amplitud de la onda son registrados.

Los SBP generalmente operan con frecuencias en el rango de 1 a 20 kHz y generan ondas acústicas que penetran hasta aproximadamente 100 m en sedimentos blandos, pero comúnmente solo lo hace en algunas decenas de metros. Ocasionalmente se puede lograr una penetración mayor a 10 m en sedimentos blandos con frecuencias mayores a 20 kHz en aguas relativamente poco profundas (menos de 100 m de profundidad). Los sistemas SBP más simples son los de frecuencia fija (CW), que normalmente funcionan a 3,5 kHz.

Aunque la resolución vertical de un SBP aumentara a frecuencias más altas, la penetración se incrementa a frecuencias más bajas. Por esta razón, se han desarrollado varias técnicas para

aumentar la penetración manteniendo la resolución lo más alta posible, como el sonar chirp (FM) y la ecosonda paramétrica.

Los SBP están diseñados para usar solo haces reflejados, a diferencia de los métodos acústicos que también utilizan la componente de retrodispersión. Esto tiene implicancias importantes para la interpretación, como lo describe Lurton (2010):

- Un perfilador de subsuelo da los mejores resultados cuando el ángulo de incidencia de la onda transmitida es casi vertical al fondo del mar. El haz directo de una señal reflejada de baja frecuencia es entonces mucho más fuerte que la componente retrodispersada. En ángulos oblicuos, la señal reflejada se desviará del sensor y solo se detectarán haces retrodispersados muy débiles, que en la mayoría de los casos estarán oscurecidos por el ruido.
- La calidad resultante de un perfil SBP depende en gran medida de la longitud de onda de la señal, pero es, en principio, independiente del ancho del haz para un fondo marino plano. Sin embargo, es más probable que un haz ancho produzca ecos laterales e hipérbolas si hay objetivos pequeños presentes.

3.2.5. Muestreador de sedimento tipo gravity-corer

Para extraer los testigos se utilizó un sacatestigo por gravedad, o *gravity corer*. El *gravity-corer* es un muestreador utilizado con frecuencia para coleccionar muestras de sedimento del fondo marino, principalmente cuando este se compone de sedimentos blandos cohesivos. Debido a la alta fricción generada con los granos de tamaño arena o grava, la recuperación del sacatestigo por gravedad no suele ser muy buena sobre sedimentos gruesos, aunque es capaz de recuperar capas arenosas cuando se encuentran intercaladas con sedimentos fangosos.

El sistema se opera desde el buque por medio de un cable de acero de 6000 metros de largo y 12.5 mm de diámetro. El equipo se compone en su cabecera por una serie de discos de plomo (que suman un peso total que puede llegar hasta a los 2000 kg), a la cual se le une uno o más tubos de acero (comúnmente de entre 5 y 10 cm de diámetro) capaces de acoplarse entre sí mediante cuplas. La longitud de los tubos de acero es de 3 m y puede ensamblarse la cantidad de tubos deseada, aunque rara vez se utilizan más de 3 tubos en simultáneo, por lo que la recuperación de sedimento de los sacatestigos por gravedad no supera los 10 m.

Dentro de los tubos metálicos se introducen tubos de PVC, los que cumplen la función de portatestigos. En el extremo inferior del sacatestigo se ubica una boquilla de corte, la cual permite una penetración más fácil en el fondo, y una de retención para evitar la pérdida de material una vez que el sedimento ya fue capturado y que el sacatestigo asciende a través de la columna de agua.

La maniobra de extracción comienza con el descenso del equipo a velocidad constante hasta unos metros antes de llegar al fondo oceánico. En este punto se induce la caída libre del sacatestigo que cae entonces por gravedad. Como utilizan la fuerza gravitatoria para penetrar en el lecho marino, su penetración está principalmente determinada por la cantidad de peso con que se prepare el equipo y por la composición del fondo (sedimentos finos en general permiten una mayor penetración que sedimentos gruesos).

Cuando el sacatestigo es ubicado en la cubierta, se procede a desmontarlo y se retira los portatestigos con la muestra contenida en él (Fig. 15).



Fig. 15. Arriba: maniobra de corte de portatestigo en la cubierta del BOA. Abajo: fotografía del interior de un testigo.

3.3 Base de datos

Los datos empleados en este proyecto de investigación de licenciatura fueron recolectados a bordo del Buque Oceanográfico Austral (BOA; ver Figura 16), una embarcación de bandera argentina adquirida en Alemania en el año 2014 por el Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación de la República Argentina, con el propósito de ser integrada al CONICET como parte de la Iniciativa Pampa Azul.

El BOA fue construido en el año 1969 y tiene una eslora de 97,61 metros, una manga de 14,2 metros, capacidad para alojar a 25 científicos y 25 miembros de la tripulación, y cuenta con una autonomía operativa de 50 días.



Fig. 16. Fotografía del Buque Oceanográfico Austral en el puerto de Mar del Plata.

Durante la campaña geológica-oceanográfica YTEC-GTGM 2 se obtuvieron datos de batimetría multihaz y reflectividad de fondo marino, perfiles sísmicos subsuperficiales y testigos sedimentarios mediante un sacatestigo por gravedad. La recopilación de los datos se desarrolló a bordo del buque desde el 19 de septiembre al 13 de octubre de 2017, comenzando en la ciudad de Ushuaia y finalizando en la ciudad de Mar del Plata. La Figura 17 muestra la derrota realizada por el BOA durante la recopilación de datos en el área de estudio.

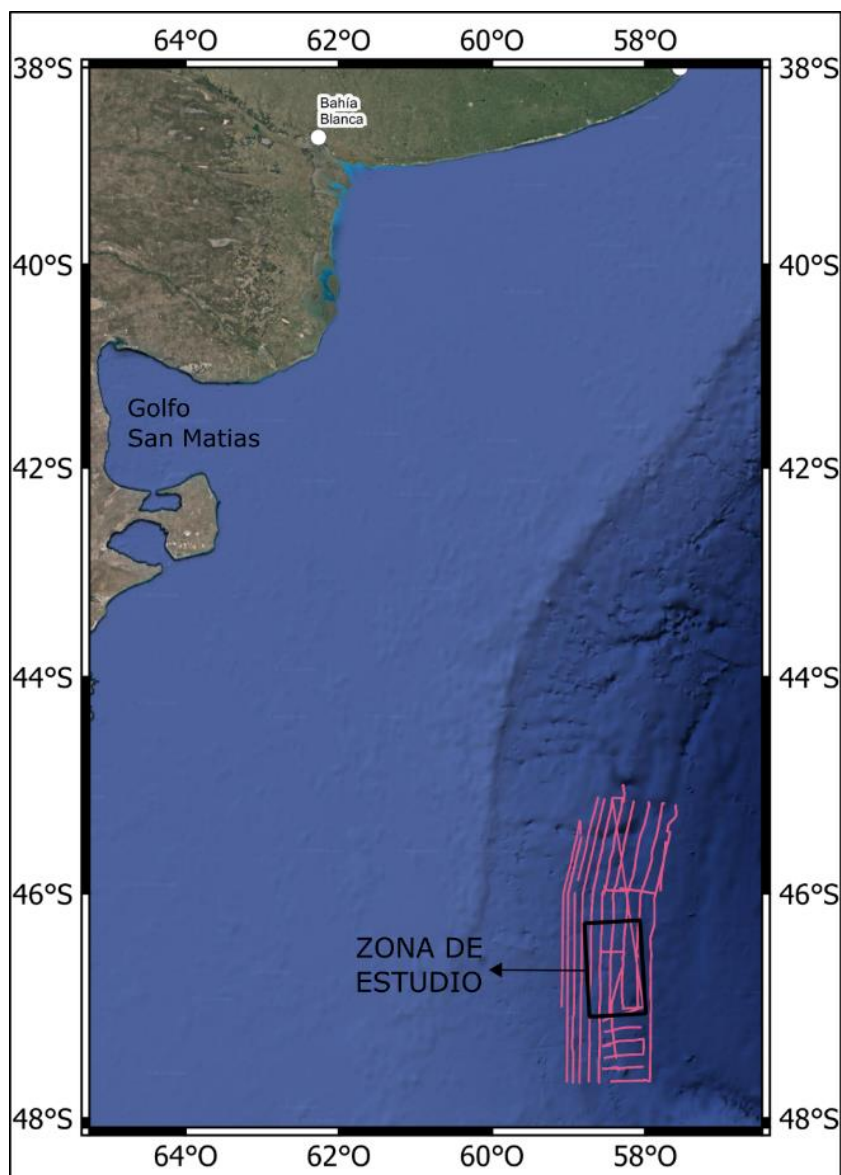


Fig. 17. Derrota realizada por el BOA durante la campaña YTEC-GTGM 2.

3.3.1 Datos acústicos

Los datos batimétricos y de reflectividad del fondo marino fueron recolectados mediante el uso de la ecosonda batimétrica multihaz Kongsberg EM122. Esta sonda opera a una frecuencia de 12 KHz y está especialmente diseñada para llevar a cabo levantamientos batimétricos en fondos marinos que oscilan entre los 20 y los 11000 metros de profundidad.

La recolección de datos fue realizada mediante el uso del software Kongsberg Seafloor Information System (SIS). A intervalos regulares, se introducían en el SIS datos de velocidad del sonido obtenidos con el perfilador AML 600 (Fig. 18). Este instrumento es capaz de medir la velocidad a la cual el sonido

se propaga en el agua generando perfiles verticales de la profundidad deseada. Los datos recopilados durante la expedición fueron preprocesados a bordo del BOA utilizando el software CARIS HIPS and SIPS v11.3, con el fin de eliminar información errónea y mejorar la calidad de la imagen del fondo marino.

El BOA está equipado con la unidad de movimiento relativo MRU 5+ de Kongsberg y el sensor inercial Seapath 330+. Estos dispositivos tienen la función de corregir los efectos producidos por los movimientos de rolido, cabeceo, guiñada y arfada en las mediciones realizadas por la sonda EM122. Ambos sistemas de calibración están integrados al SIS, lo que permite que el software realice automáticamente las correcciones durante la adquisición de datos.

Los datos corregidos por los sensores inerciales y las variaciones en la velocidad del sonido se exportaban cada media hora en un archivo con extensión .all. Estos archivos contienen información batimétrica, datos de posicionamiento y datos de retrodispersión.

La sonda Parasound P70, es un perfilador sísmico de alta resolución con un haz estrecho. Se utiliza para realizar perfiles sísmicos detallados de las capas sedimentarias superficiales y para detectar objetos enterrados en el lecho marino. Durante la campaña YTEC-GTGM 2, la sonda alcanzó una penetración en el subfondo de aproximadamente 80 metros, llegando en algunos casos excepcionales hasta los 150 metros.

Su principio de funcionamiento se basa en el efecto paramétrico generado cuando se emiten simultáneamente dos señales de alta energía con frecuencias ligeramente diferentes. Esta interacción produce dos frecuencias secundarias: una frecuencia baja, que es la diferencia entre las dos frecuencias primarias, y una frecuencia alta, que es la suma de las dos frecuencias primarias. En el sistema Parasound P70, el efecto paramétrico se logra emitiendo sincrónicamente una frecuencia primaria fija de 18 kHz y una frecuencia variable que puede ajustarse entre 18,5 kHz y 24 kHz. Posteriormente, los transductores del perfilador Parasound P70 registran el arribo de tres señales distintas: la frecuencia primaria fija (18 kHz), la frecuencia secundaria baja (diferencia entre las frecuencias primarias fijas y variables, de 0,5 kHz a 6 kHz) y la frecuencia secundaria alta (suma de las frecuencias primarias fijas y variables, de 36,5 kHz a 45 kHz).

Durante la adquisición de datos para esta tesis, se configuró la frecuencia primaria variable para operar a 22 kHz, lo que resultó en una frecuencia secundaria baja de 4 kHz. La información

correspondiente a esta frecuencia se registró utilizando el software Parastore de la empresa TELEDYNE y se almacenó en archivos con extensiones .ps3 y .acf.



Fig. 18. Perfilador de sonido AML 600.

3.3.2. Testigo sedimentario GC-26

Para llevar a cabo el muestreo sedimentológico del lecho marino, se empleó un sacatestigos por gravedad con un diámetro de 10 cm. En el caso del testigo AU_GEO02_GC26 utilizado en esta investigación, el sacatestigos por gravedad fue equipado con un contrapeso de 1000 kg y dos tubos metálicos de 3,5 m cada uno, lo que le confirió una capacidad máxima de recuperación de 7 m.

Durante cada operación, el sacatestigos descendía a una velocidad constante de 1 m/s hasta alcanzar una posición 50 m por encima del lecho marino, lo cual era monitoreado mediante equipos de hidroacústica. A partir de esta profundidad, la velocidad de descenso se incrementaba a 1,2 m/s. Una vez obtenida la muestra de sedimento, el sacatestigos era ascendido a través de la columna de agua a una velocidad de 0,75 m/s. En cubierta, un equipo formado por científicos y parte de la tripulación recibía el sacatestigos y desmontaba el equipo, retirando los portatestigos. Estos últimos se cortaban en tramos de 1 m de longitud y se transportaban al laboratorio húmedo del BOA, donde se rotulaban adecuadamente (Fig. 19).



Fig. 19. Rotulado de los testigos dentro del laboratorio del BOA.

3.4 Tratamiento de datos

3.4.1 Procesamiento y elaboración de grillas batimétricas y mosaicos de retrodispersión

Se empleó el software CARIS HIPS and SIPS v11.2.3 para el procesamiento de los datos batimétricos, los cuales fueron generados por la sonda Kongsberg EM122. Durante este proceso, se calculó la incerteza total propagada para cada medición y se aplicó un proceso de mezcla para determinar la posición y profundidad finales de cada sondaje. Este proceso de mezcla integró datos provenientes del GPS, sensores inerciales, perfiles de velocidad del sonido con sus respectivos coeficientes de refracción, así como la localización de los sonares en relación con el sistema de referencia del BOA, la intensidad de la retrodispersión y las profundidades medidas. Posteriormente, se eliminaron manualmente los sondajes asociados a artefactos, los cuales suelen ser causados por problemas de detección del fondo y la mayor incerteza de los haces externos en comparación con los haces centrales (Jakobsson et al., 2016). Finalmente, se procedió a crear una superficie batimétrica utilizando el algoritmo CUBE (Combined Uncertainty and Bathymetric Estimator).

Para el procesamiento de los datos de retrodispersión, se analizaron por separado utilizando los tres algoritmos disponibles en el software CARIS HIPS and SIPS v12.2.3: Geocoder, SIPS backscatter y SIPS WMA con AVG basado en área.

- Geocoder: este método es capaz de procesar datos crudos de retrodispersión y generar mosaicos a partir de ellos. Inicialmente, se calcula el patrón del haz y luego se crea el mosaico de retrodispersión utilizando el algoritmo Geocoder, ajustando los parámetros según sea necesario.
- SIPS backscatter: para el procesamiento de datos de retrodispersión con el algoritmo SIPS backscatter, el procedimiento es similar, aunque en este caso la configuración del patrón del haz se realiza de manera automática. Los ajustes incluyen: ganancia por TVG, corrección por ganancias Tx/Rx, corrección por área, normalización de intensidades, corrección por patrón del haz, eliminación de ruido y el algoritmo AVG.
- SIPS WMA con AVG basado en área: utiliza un promedio móvil ponderado para crear una grilla de los datos de retrodispersión.

3.4.2 Muestreo y granulometría GC-26

Los testigos sedimentarios analizados en este estudio fueron abiertos, fotografiados y muestreados en las instalaciones de Y-Tec en Berisso.

Posteriormente, se llevaron a cabo mediciones granulométricas utilizando el equipo CILAS 1190 Laser Particle Size Analyser en el Servicio de Hidrografía Naval, bajo la supervisión de la Dra. Bozzano. Este equipo cuenta con la capacidad de medir partículas con diámetros que van desde 0,04 hasta 500 micrones, empleando el método de difracción por láser para determinar los tamaños de grano y la distribución de población de partículas en términos de porcentajes volumétricos. Durante la operación del equipo, se utilizó agua libre de partículas y sin dispersantes, manteniendo el sedimento en suspensión de manera uniforme mediante una velocidad de bombeo de 250 revoluciones por minuto. Previo a cada medición, se aplicó ultrasonido durante 60 segundos para evitar la aglutinación de partículas de arcilla, lo que podría distorsionar los resultados. Utilizando los datos obtenidos, se calcularon los porcentajes de arenas, limo y arcilla presentes en las muestras sedimentarias.

4. Resultados

4.1. Geomorfología de la zona de estudio

La morfología de la zona de estudio se caracteriza por un extenso sector de relativa baja pendiente interpretado como una terraza contornítica, la terraza Piedra Buena (Hernández-Molina et al. 2009 y 2010), y hacia el este una faja de alta pendiente de menor extensión areal (Fig. 20). Además, sobre estos sectores se encuentra una gran diversidad de rasgos geomorfológicos tanto erosivos como depositacionales. Dentro de estos rasgos se visualizan: depresiones sub-circulares, depresiones alargadas y complejas, un cañón submarino, cárcavas, zona de arranque y un drift contornítico (Fig. 20).

4.1.1 Morfologías resultantes de procesos erosivos

4.1.1.1 *Terraza contornítica*

La zona de estudio se encuentra en la Terraza Piedra Buena, se caracteriza por una superficie relativamente llana, que abarca una superficie de 4030 km² y posee una pendiente regional menor a 2° (Fig. 20). La morfología de la terraza no varía de forma considerable en la zona de estudio, aunque el sector sur se caracteriza por la presencia de algunas depresiones.

4.1.1.2 *Zona de alta pendiente*

En la parte oriental de la zona de estudio se reconoce una zona de alta pendiente que se ensancha hacia el sur (Fig. 20). Se caracteriza por una superficie irregular, en la cual se destacan surcos erosivos y escarpas que generan decenas de metros de desnivel. Tiene una pendiente de aproximadamente 4° y posee 1150 km² de extensión areal.

4.1.1.3 *Cañón submarino*

Sobre la terraza contornítica se reconoce un cañón submarino caracterizado por una incisión que varía de 225 metros a 370 metros (Fig. 20). El ancho de su sección transversal oscila entre 1 y 2,5 km y se caracteriza por un perfil transversal asimétrico en forma de U, donde la pendiente del flanco norte (17 a 21°) es mayor a la del flanco sur (13 a 17°). Además, en el flanco sur se reconoce la presencia de terrazas. El cañón se extiende por 72 km, abarca un área de 153 km² y describe una trayectoria sinuosa en dirección SO-NE, aunque en cercanías de la zona de alta pendiente hay un

cambio importante de dirección E-O. También se reconoce un valle tributario de 21 km de largo, caracterizado por un perfil transversal en forma de U, dirección E-O y una incisión de 326 metros.

En la zona de alta pendiente el perfil transversal del cañón es simétrico en forma de V, siendo su valle profundamente excavado con paredes más empinadas (hasta 23°). El valle incide 445 metros y describe una trayectoria rectilínea en dirección E-O (Fig. 20).

4.1.1.4 Depresiones

Al sur del cañón fueron identificadas 20 depresiones de geometría subcircular y 2 elongadas. Las depresiones subcirculares exhiben una gran variabilidad en su tamaño (Fig. 21), sus diámetros oscilan entre 0,5 y 1,65 km y las superficies que cubren entre 0,26 km² a 2 km². La profundidad de estas puede llegar a 80 metros, desarrollando la mayoría paredes empinadas de hasta 5°. El tamaño de las depresiones elongadas es similar, en promedio su eje mayor es de 2,7 km y su eje menor de 1 y 1,8 km, un perímetro de 6,6 km, una superficie de 2,5 km² y una profundidad de 42 metros.

También en este sector se reconoce un complejo coalescente formado por la amalgamación de varias depresiones (Fig. 21). Este complejo presenta bordes irregulares, tiene un perímetro de 12,2 km, un área de 7,3 km y una profundidad de 75 metros.

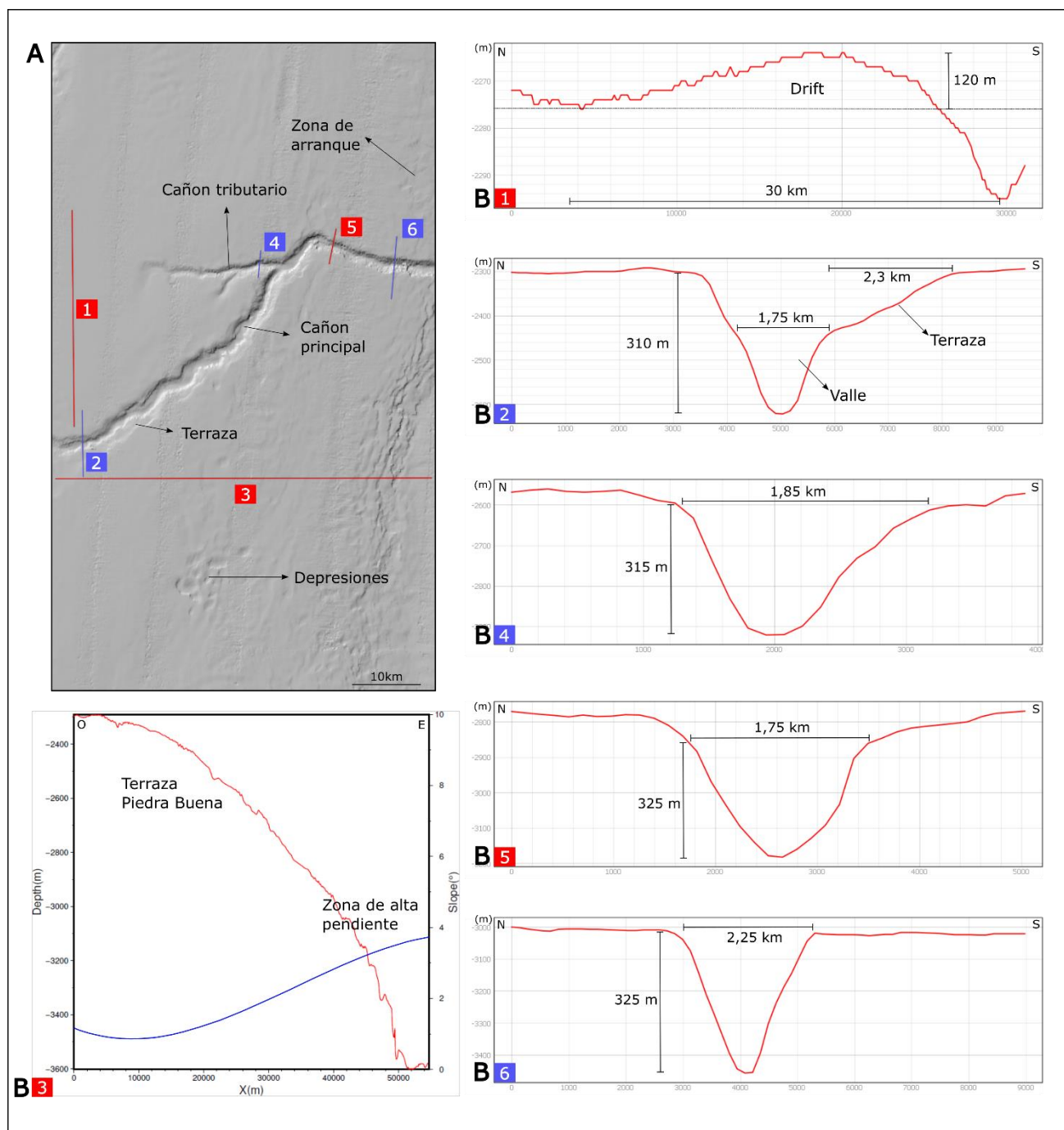


Fig. 20. A. Ubicación de los perfiles y rasgos morfológicos del área de estudio. B 1-6. Perfiles topobatimetricos, se indica en línea azul la pendiente suavizada.

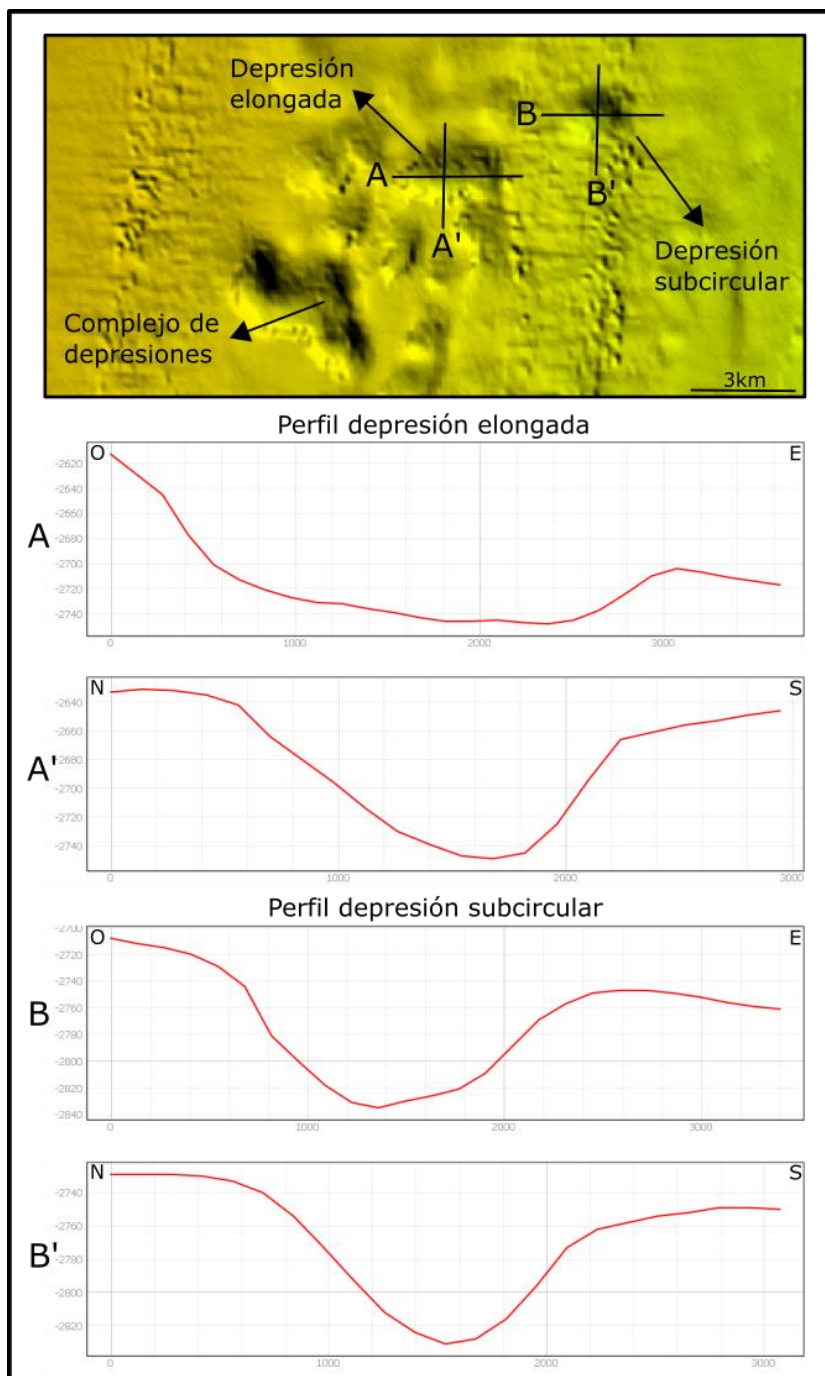


Fig. 21. Detalle de las depresiones reconocidas en la zona sur. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte inferior de la imagen.

4.1.1.5 Zona de arranque

Al norte del cañón y sobre la zona de alta pendiente se reconoce una zona de arranque (Fig. 22) posiblemente producto del desarrollo de fenómenos de remoción en masa. En el mapa batimétrico se la reconoce por la presencia de desniveles topográficos en forma de escalones. Se encuentra a una profundidad de 3100 mbnm, el perímetro es irregular y tiene un área de 33,4 km².

4.1.1.6 Cárcavas y rasgos erosivos menores

Las cárcavas presentes en la zona sur tienen aproximadamente 5 km de largo en sentido O-E y una incisión de 20 metros. En el sector oeste de la Zona Norte también se reconoce una pequeña sección de un canal de sentido S-N.

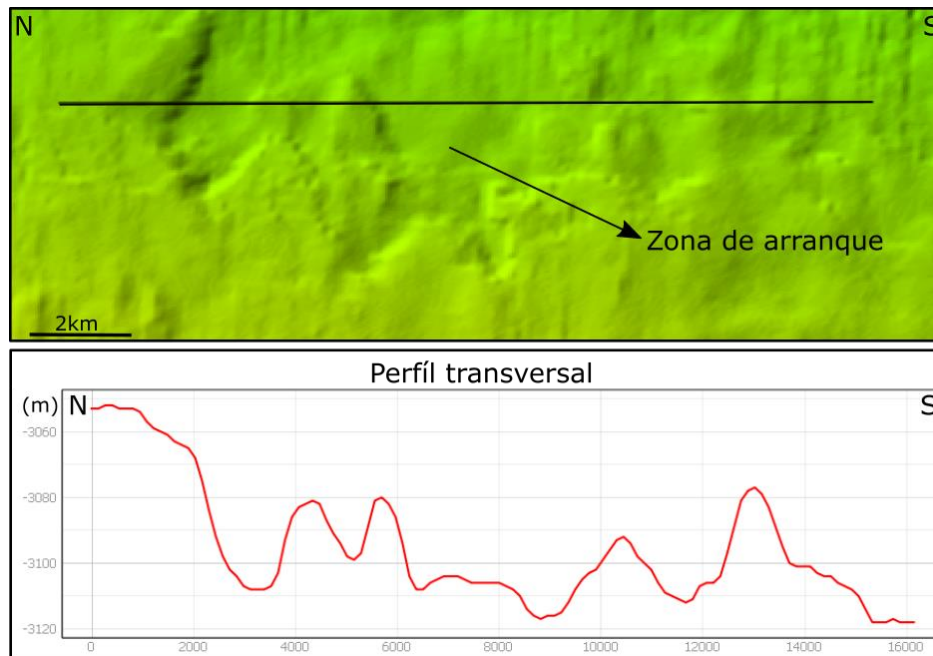


Fig. 22. Detalle de la zona de arranque. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos.

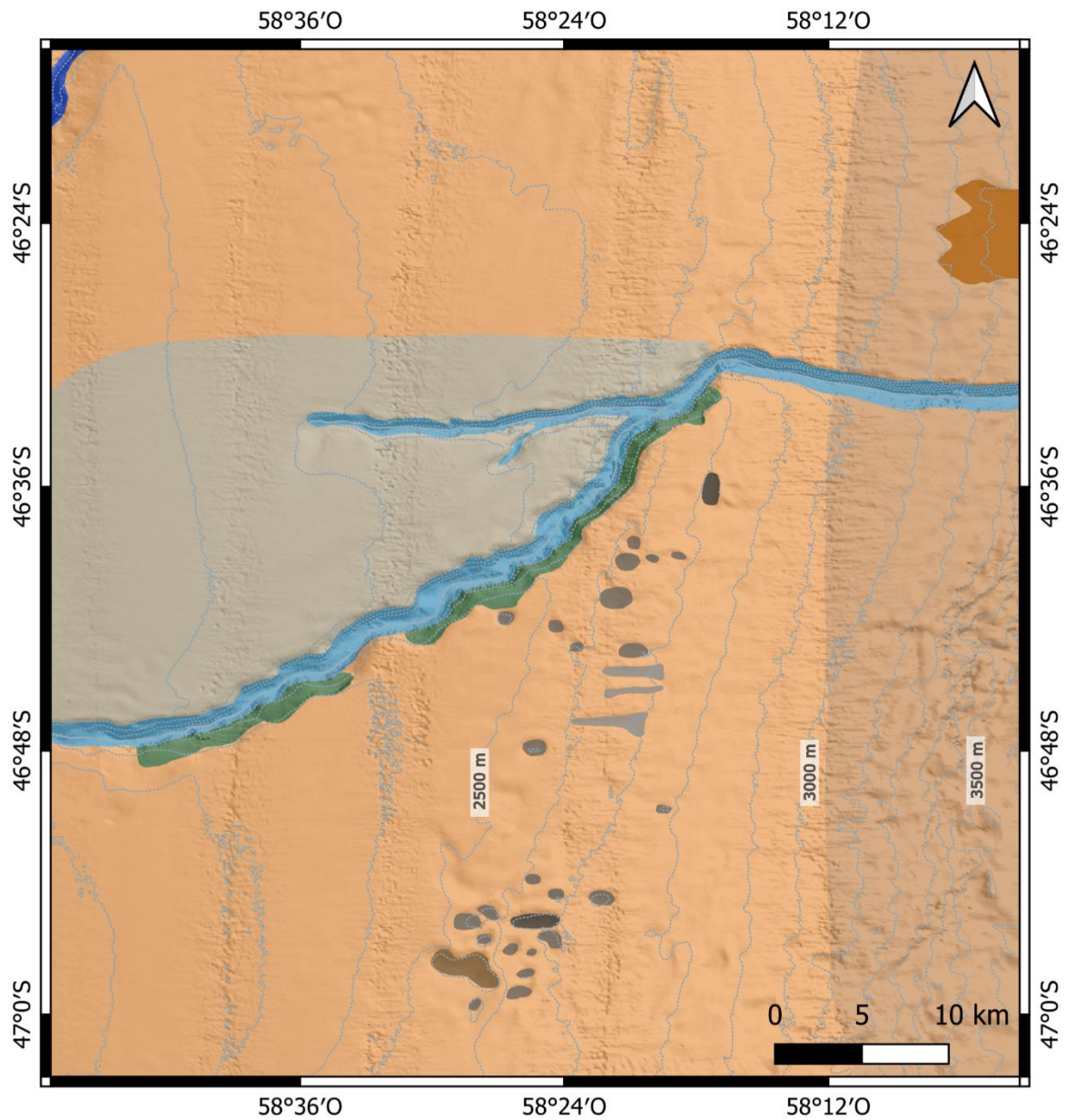
4.1.2 Morfologías resultantes de procesos depositacionales

4.1.2.1 Drift

Este se ubica al norte del cañón y se caracteriza por un relieve positivo de 120 metros con geometría monticular en dirección N-S, mientras que en dirección O-E sigue la inclinación de la terraza. El drift tiene un perímetro de 168 km y abarca un área de 739,8 km².

4.1.3 Mapa geomorfológico

Luego del análisis morfológico realizado sobre el área de estudio se elaboró un mapa geomorfológico de la zona (Fig. 23).



REFERENCIAS

— Vaguada	Coalescencia de depresiones
Canal contornítico	Terrazas
Contornita	Zona de arranque
Carcava	Cañón submarino
Depresiones subcirculares	Terraza Piedra Buena
Depresiones elongadas	Zona de Alta Pendiente

Fig. 23. Mapa geomorfológico de la zona de estudio.

4.2. Reflectividad de fondo de la zona de estudio

En esta sección se presenta el análisis de la reflectividad del fondo marino en la zona de estudio. Los valores de reflectividad se distribuyen de forma heterogénea a lo largo del área de estudio y están comprendidos entre -27dB y -15dB. El mapa de reflectividades (Fig. 24) muestra un predominio de valores altos en la zona del cañón submarino y la zona sur, mientras que en la zona Norte y en la zona de Alta pendiente predominan los valores más bajos.

Algunos sectores se caracterizan por un contraste significativo entre los valores de reflectividad, por lo tanto, para un análisis más detallado se trazaron 3 perfiles batimétricos con su correspondiente perfil de reflectividad y se estableció de forma cualitativa una clasificación basada en valores de reflectividad: reflectividad alta (-15dB a -19dB), reflectividad media (-19dB a -23dB) y reflectividad baja (-23dB a -27dB).

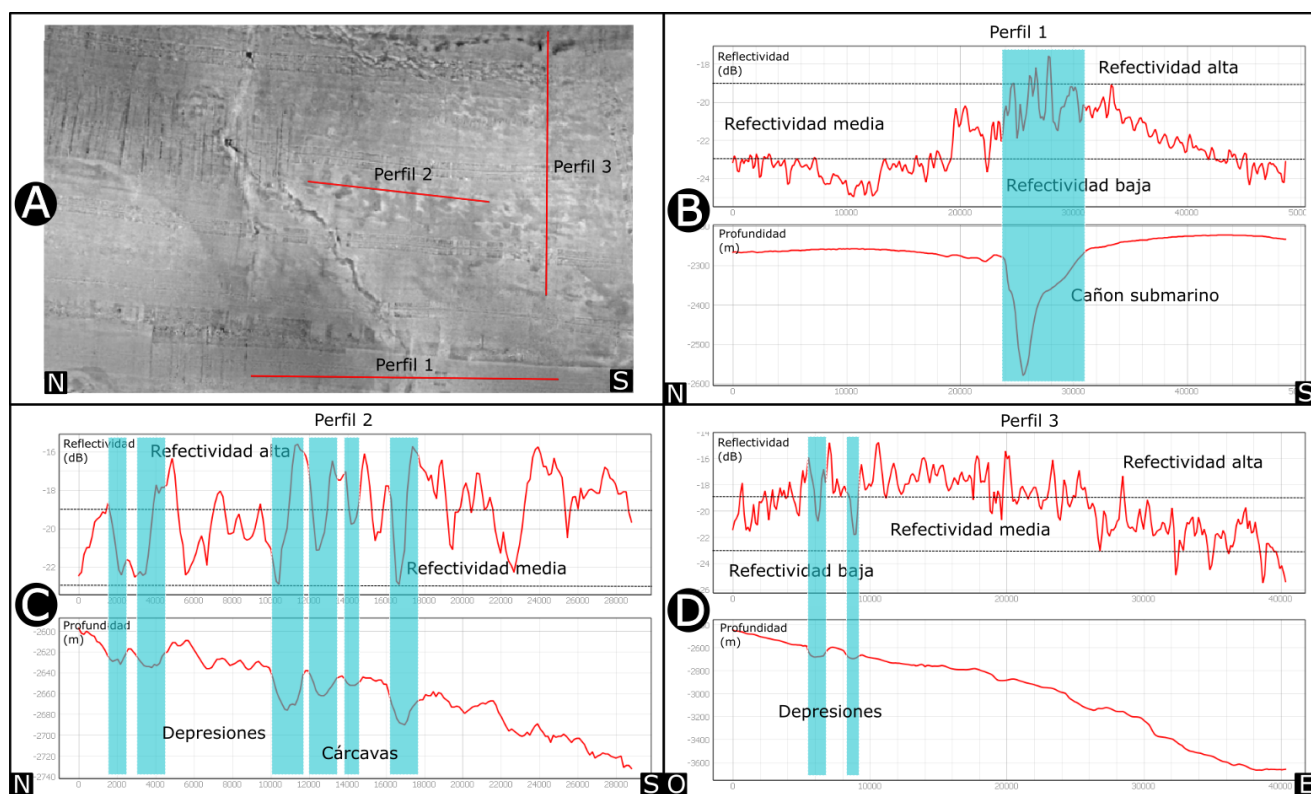


Fig. 24. A: Mapa de reflectividad del fondo marino del área de estudio. Las zonas con alta reflectividad se representan con tonalidades claras mientras que zonas con baja reflectividad se representan con tonalidades oscuras. Las líneas rojas indican la ubicación de los perfiles reflectivos y batimétricos. B, C, D: Perfiles representando datos batimétricos y de reflectividad del fondo marino.

El perfil 1 se encuentra en el margen oeste de la zona de estudio, tiene una extensión de 48km en sentido N-S y abarca las zonas norte y sur. Se observa una variación considerable en los valores de

reflectividad del lecho marino, comprendidos entre -25dB y -17,5dB. Las reflectividades más altas se ubican preferentemente sobre los flancos del cañón submarino, con valores máximos en el flanco septentrional, y sobre la terraza adedaña. Al norte del cañón dominan las reflectividades bajas, mientras que hacia el sur las reflectividades están representadas por valores medios que disminuyen conforme se alejan del valle del cañón.

El perfil 2 se encuentra en el sector central de la zona de estudio, tiene 28 km de extensión en sentido N-S y abarca la zona sur. En este perfil se observa una evidente intercalación de sectores de alta y media reflectividad con valores que oscilan entre -15,5dB y -21dB. Esta alternancia entre valores de alta y media reflectividad se asocia a la presencia de depresiones y cárcavas. En el perfil reflectivo y batimétrico puede apreciarse que en estas morfologías se establece un patrón característico donde las reflectividades altas coinciden con los flancos norte y las reflectividades medias coinciden con los flancos meridionales.

El perfil 3 se ubica en el sector sur de la zona de estudio, tiene 40 km de extensión en sentido O-E y abarca la zona sur y zona de alta pendiente. Se caracteriza por valores que oscilan entre -15dB y -25dB, por lo tanto, está definido por valores reflectivos altos, medios y bajos. Hacia el oeste se observa que el patrón característico de las depresiones es similar al del perfil 2, donde las reflectividades altas coinciden con el flanco septentrional y las reflectividades medias con el flanco meridional. Hacia el este los valores de reflectividad disminuyen conforme atraviesa la zona de alta pendiente.

4.2.1 Clasificación no supervisada de reflectividades

A partir del modelo de mezcla gaussiana (GMM) se clasificó al mosaico de reflectividades del fondo marino en 3 clases acústicas (Fig. 25). La clase 0 tiene una media de -23.20 dB y corresponde a los sectores menos reflectivos del fondo marino. La clase 1 pertenece a sectores con reflectividades medias y tiene una media de -20.66 dB. Por su parte, la clase 2, con media de -18.66 dB, corresponde a los sectores más reflectivos del lecho marino de la zona de estudio (Fig. 26).

Los valores de reflectividad están directamente vinculados a la composición litológica del lecho marino (Lurton et al., 2010), en la discusión se integrarán los resultados obtenidos de este modelado con el afloramiento de las distintas unidades sísmicas para determinar qué factores controlan los distintos valores de reflectividad en la zona de estudio.

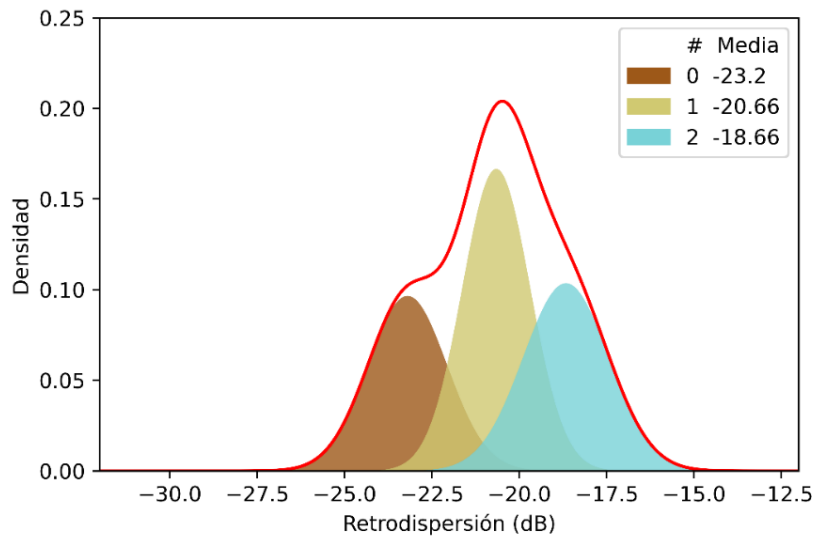


Fig. 25. Gráfico con las 3 clases determinadas por el GMM para el mapa de reflectividades.

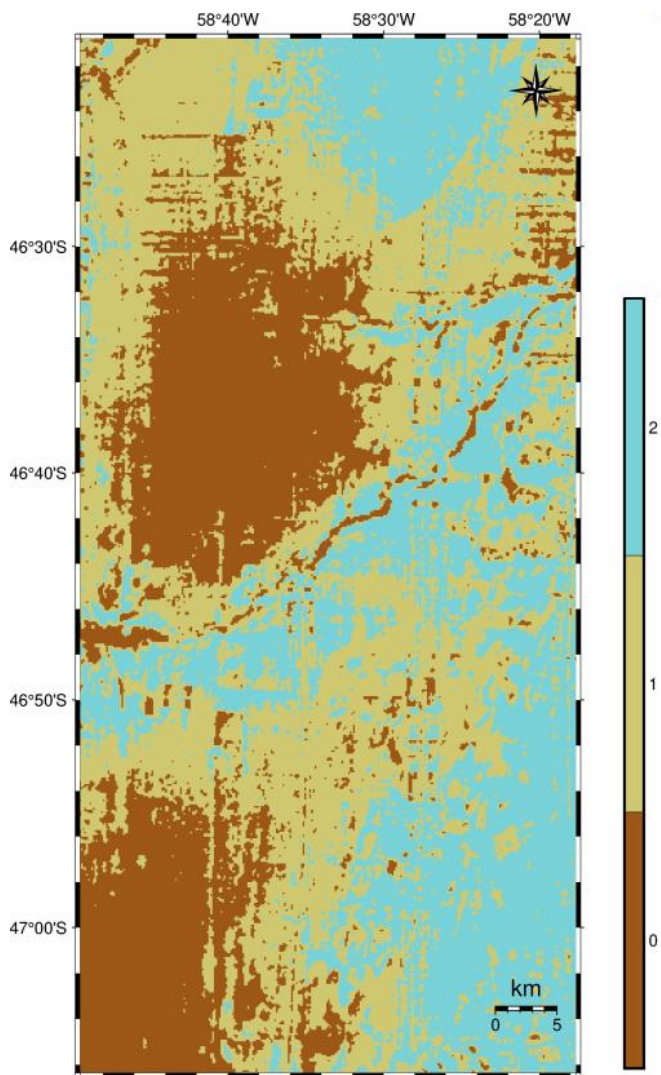


Fig. 26. Clasificación de reflectividades realizada a partir del GMM.

4.3. Estructura acústica somera

4.3.1 Estratigrafía sísmica somera

En esta sección se describen las características acústicas someras de la zona de estudio a partir de la interpretación de 24 SBPs con una extensión de 437 km.

La estratigrafía acústica somera de la zona de estudio se caracteriza por un basamento acústico, denominado U0, por encima del cual se reconoce una superficie erosiva representada por el horizonte L1. Este horizonte se encuentra en algunos sectores aflorando y en otros está cubierto por una unidad sísmica (U1). Esta unidad presenta algunas variaciones en sus características acústicas a lo largo de la zona de estudio, por lo tanto, para su análisis se divide a la zona en tres sectores, zona norte, zona sur y zona de alta pendiente (Fig. 27).

En los sectores sur y norte se pueden reconocer 3 subunidades conformando a la unidad U1, denominadas de base a techo E1, E2, E3, y delimitadas por los horizontes reflectores L1, L2, L3, L4 (Fig. 28). Mientras que en el sector de alta pendiente las subunidades no pudieron ser identificadas dentro de U1.

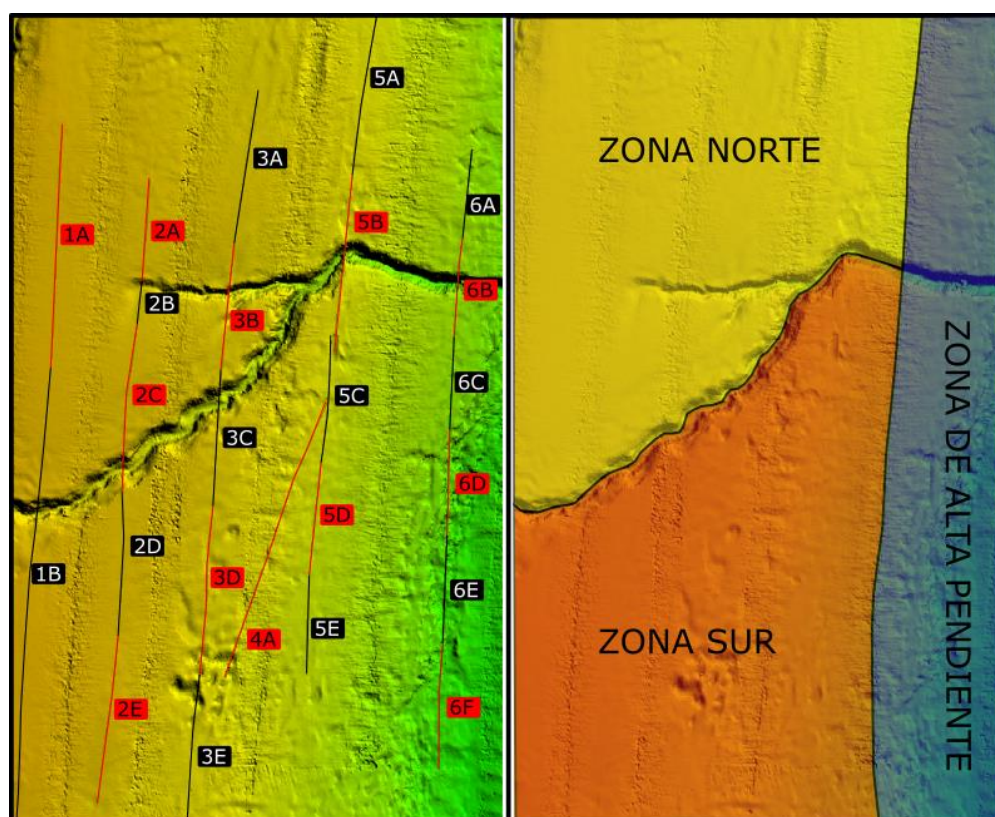


Fig. 27. A la izquierda se indican con líneas rojas y negras los perfiles sísmicos utilizados en esta TFL sobre el mapa batimétrico de la zona de estudio. A la derecha se indican con polígonos de colores las 3 subzonas definidas en este trabajo: Zona Norte, Zona Sur y Zona de Alta Pendiente.

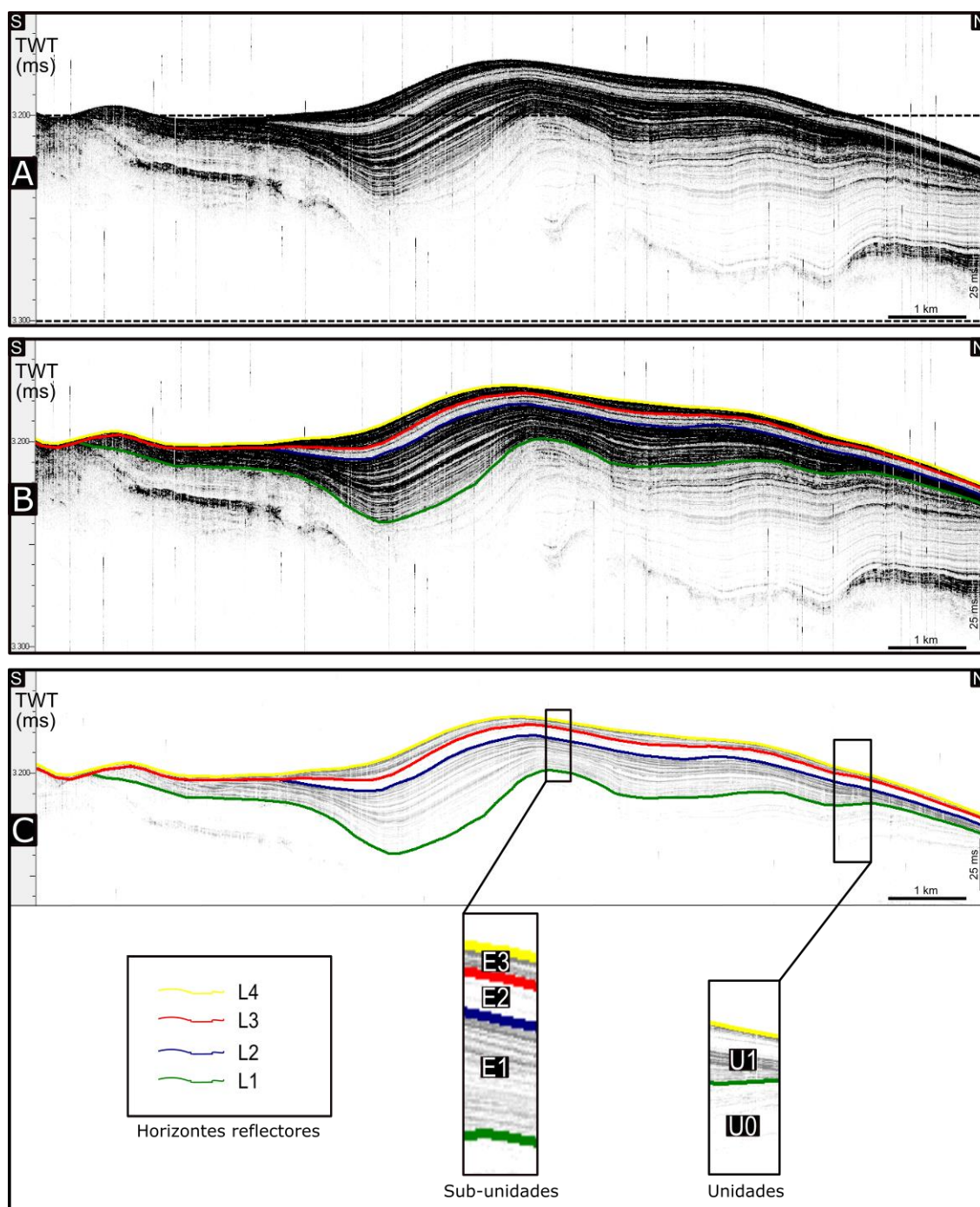


Fig. 28. A. Perfil sísmico 2C sin interpretar (A) e interpretado (B y C). En la parte inferior de la imagen se muestran en detalle el esquema sismoestratigráfico definido en este trabajo con sus horizontes reflectores (L1, L2, L3, L4), unidades (U0 y U1) y subunidades (E1, E2 y E3). En el eje de ordenadas se representa el TWT (*Two Way Travel Time*).

4.3.1.1 Zona Norte

En la Zona Norte la U0 se caracteriza en algunos sectores por una estructura acústica interna completamente transparente y en otros sectores reflexiones paralelas de mediana a baja amplitud. El techo de esta unidad se encuentra truncado por el horizonte reflector L1. Por encima de este horizonte se reconoce a la unidad sísmica U1. La base de esta unidad está representada por la subunidad sísmica E1. La característica principal que define a esta subunidad es su estructura acústica interna compuesta por la alternancia de dos facies sísmicas: facies sísmica A (FA) y facies sísmica B (FB). La FA se compone de reflexiones de forma asintótica y muy alta amplitud caracterizados por terminaciones internas de tipo *onlap*. La FB se caracteriza por una estructura acústica interna con sectores transparentes y algunas pocas reflexiones paralelas de muy baja amplitud, que en algunos casos son truncadas por una superficie erosiva (Fig. 29). La subunidad E1 está limitada en el techo por el horizonte reflector L2. Sobre el horizonte reflector L2 y debajo del Horizonte L3 se encuentra la subunidad E2. Esta subunidad apoya concordantemente sobre L2 y se caracteriza por presentar una estructura acústica interna transparente, y algunos reflectores paralelos de muy baja amplitud.

El techo de la unidad está coronado por el horizonte reflector L3. Por encima de este reflector se reconoce la subunidad E3 delimitada en techo por el horizonte L4. Su fábrica acústica interna en general se caracteriza por unos pocos reflectores de alta amplitud, aunque en algunas áreas, especialmente la central, presenta una intercalación de reflectores de alta y baja amplitud.

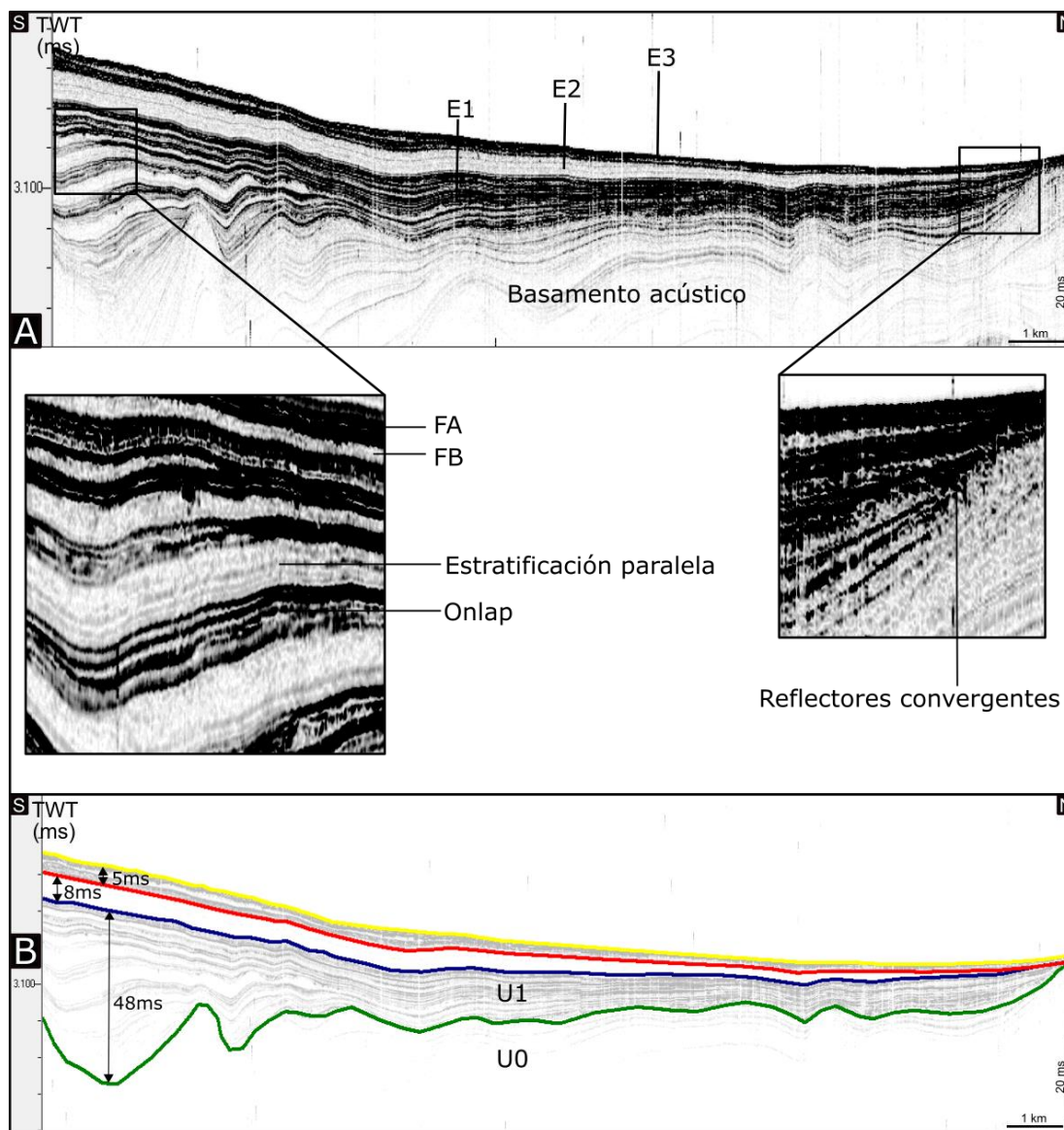


Fig. 29. Perfil sísmico 1A sin interpretar (A) e interpretado (B). En la parte central de la imagen se muestran en detalle la estructura acústica interna de la subunidad E1. En el eje de ordenadas se representa el TWT (*Two Way Travel Time*).

4.3.1.2 Zona Sur

En los SBPs de la Zona Sur se identificaron las mismas subunidades descritas en la zona norte, aunque con algunas diferencias. El basamento en esta zona también está caracterizado por una estructura acústica transparente en algunos sectores y en otros se observan reflectores paralelos y continuos de mediana a baja amplitud, aunque a diferencia de la Zona Norte, éste aflora en gran parte del área.

En esta zona la unidad U1, y en consecuencia las subunidades que la componen, no tienen una gran continuidad lateral, y está presente en forma de parches. De igual forma que en la Zona Norte, la subunidad E3 se compone en algunos sectores por una alternancia de dos facies sísmicas, sin

embargo, en gran parte de la Zona Sur esta subunidad se compone casi por completo de la facies sísmica B.

La subunidad E2 es reconocible en pocos sectores y su estructura acústica interna, al igual que en la Zona Norte, se caracteriza por sectores transparentes y algunas reflexiones paralelas de muy baja amplitud.

La subunidad más superficial de la U1, la subunidad E3, al igual que en la Zona Norte se caracteriza por una fábrica acústica interna compuesta por unos pocos reflectores de alta amplitud (Fig. 30).

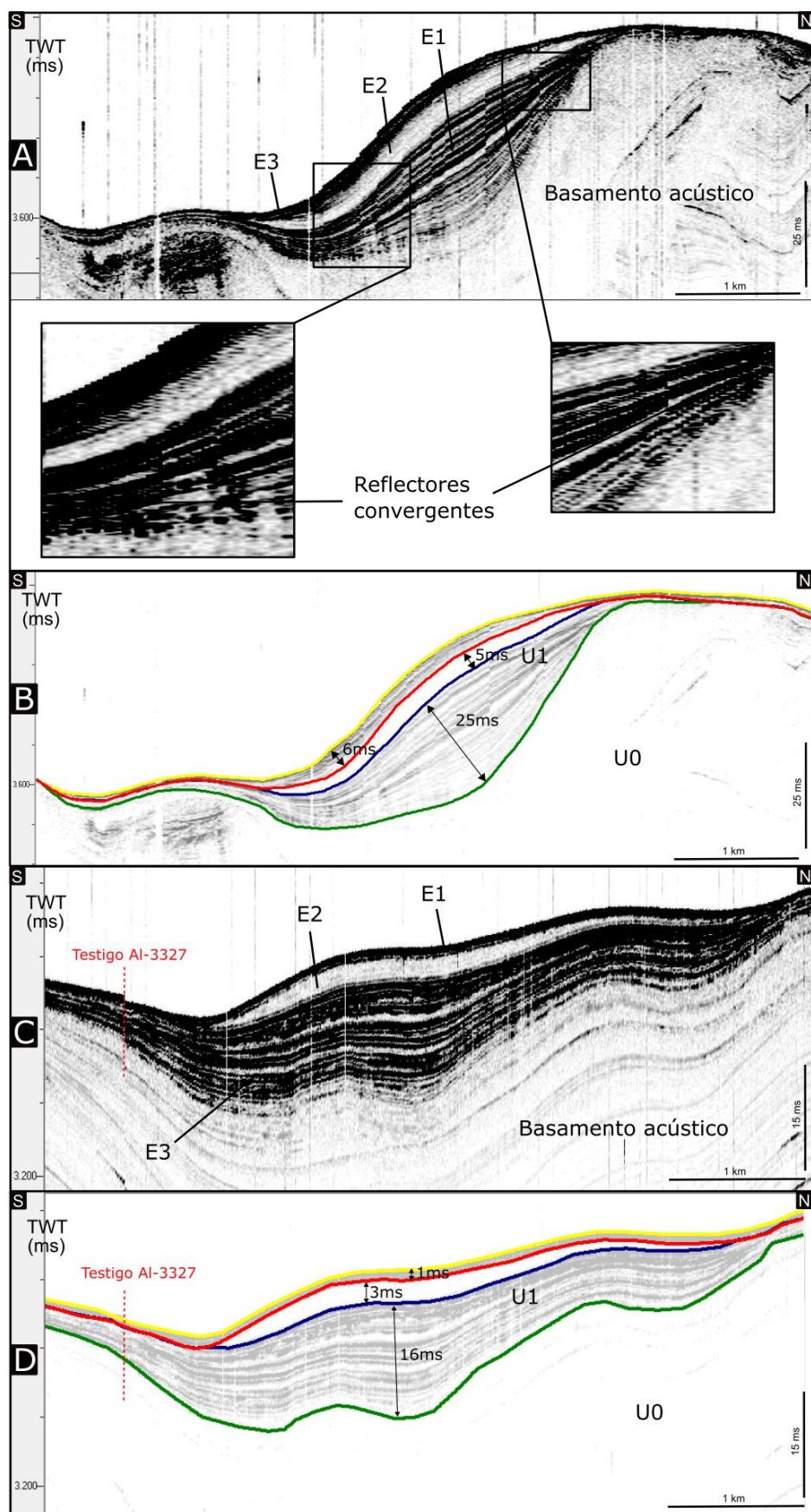


Fig. 30. Perfil sísmico 4A sin interpretar (A) e interpretado (B); en la parte central de la imagen se muestran en detalle la estructura acústica interna de la subunidad E1. Perfil sísmico 2D sin interpretar (C) e interpretado (D); se indica en rojo la posición proyectada del testigo AI-3327. En el eje de ordenadas se representa el TWT (*Two Way Travel Time*).

4.3.1.3 Zona de Alta Pendiente

Si bien las subunidades descritas en las zonas norte y sur no se encuentran tan bien representadas en esta zona, sí pudo reconocerse con claridad el horizonte reflector L1. Además, en algunos sectores se pudo identificar una unidad lateralmente discontinua y con una estructura interna conformada por una alternancia de reflectores paralelos de alta y baja amplitud que se interpreta como coetánea a la unidad U1. Un elemento característico de la unidad U1 en esta zona es la presencia de capas con una fábrica interna caótica y de espesor variable que se emplaza sobre el horizonte L4 (Fig. 31).

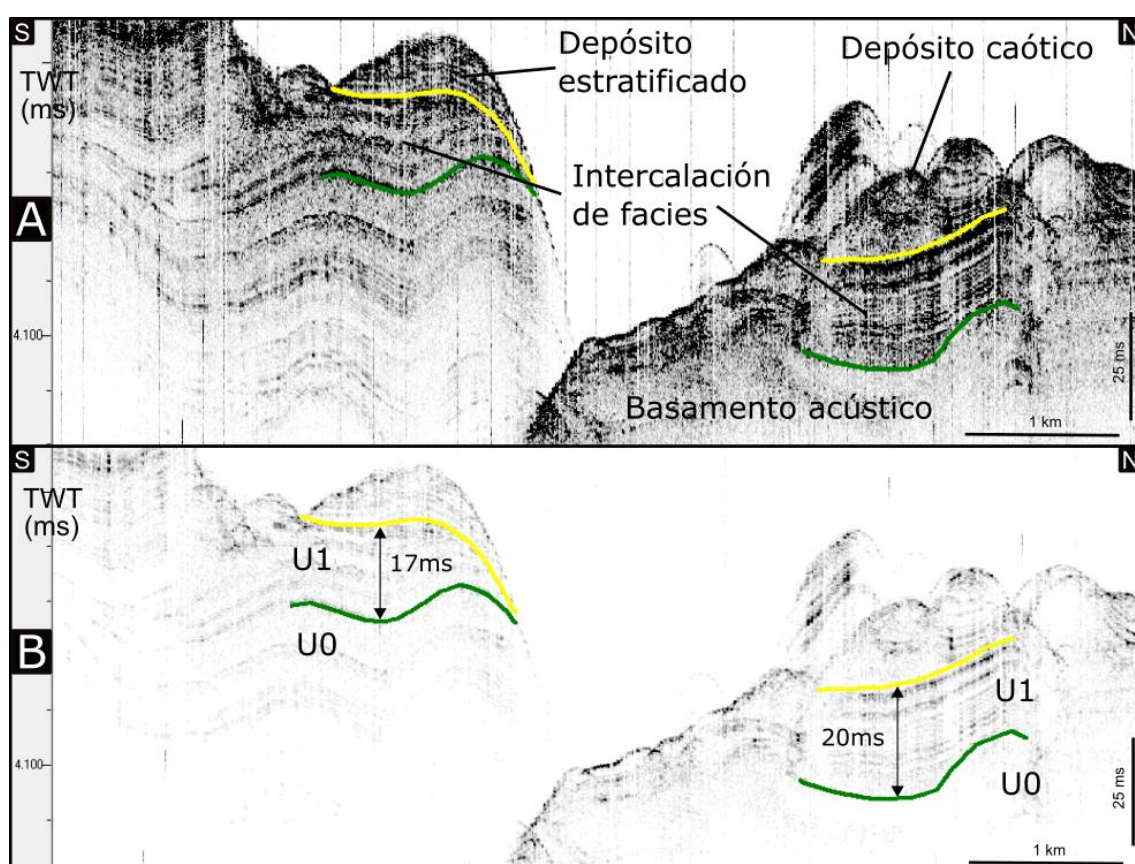


Fig. 31. A. Perfil sísmico 6A interpretado (A y B). En la parte central de la imagen se muestran en detalle la estructura acústica interna de la subunidad E1. En el eje de ordenadas se representa el TWT (*Two Way Travel Time*).

4.3.2 Espesor de las distintas unidades a lo largo de la zona de estudio

A partir de los horizontes definidos en la sección anterior se elaboraron mapas de espesor para U1 y cada subunidad (Fig. 32). Para obtener valores aproximados de espesores en metros, se asumió una velocidad promedio de ondas P de 1550 m/s. De este modo, 1 milisegundo de tiempo de ida y vuelta (TWT) corresponde a 0,775 metros.

La unidad sísmica U1 se caracteriza por espesores que varían entre unos pocos metros y 50 m. La distribución de espesores presenta diferencias a lo largo de la zona de estudio. Hacia el norte del cañón submarino la U1 forma un cuerpo monticular continuo de 104 kilómetros de extensión y alcanza sus máximos espesores, cercanos a los 50 m. En el sector sur y la zona de alta pendiente la U1 forma parches que excepcionalmente alcanzan unos 20 m de espesor. En la zona sur se extiende 115 km, mientras que en la zona de alta pendiente se extiende tan solo 9 km.

La subunidad E1 tiene una extensión de 82 km en la zona norte, el espesor es variable y aumenta de forma progresiva de norte a sur hasta alcanzar un espesor máximo de 37 m, el cual disminuye nuevamente conforme se acerca al valle del cañón. En la zona sur posee una extensión de 72 km y el espesor es notablemente menor que en la zona norte, cuyo espesor máximo medido es de 19 m.

Tanto al norte del cañón submarino como al sur E2 exhibe un espesor constante y se acuña en sus extremos. Los máximos espesores medidos oscilan aproximadamente entre los 6 m en la zona norte y 4 m en la zona sur. Se reconoce a esta subunidad a lo largo de 59 km en la zona norte y 40 km en la zona sur.

El espesor de E3 es variable en ambas zonas, aunque una característica distintiva es la distribución de los máximos espesores en cada sección. En la zona norte los valores máximos aproximados, 4 a 5 m, se ubican en el sector oeste, mientras que en la zona sur se sitúan en el sector este.

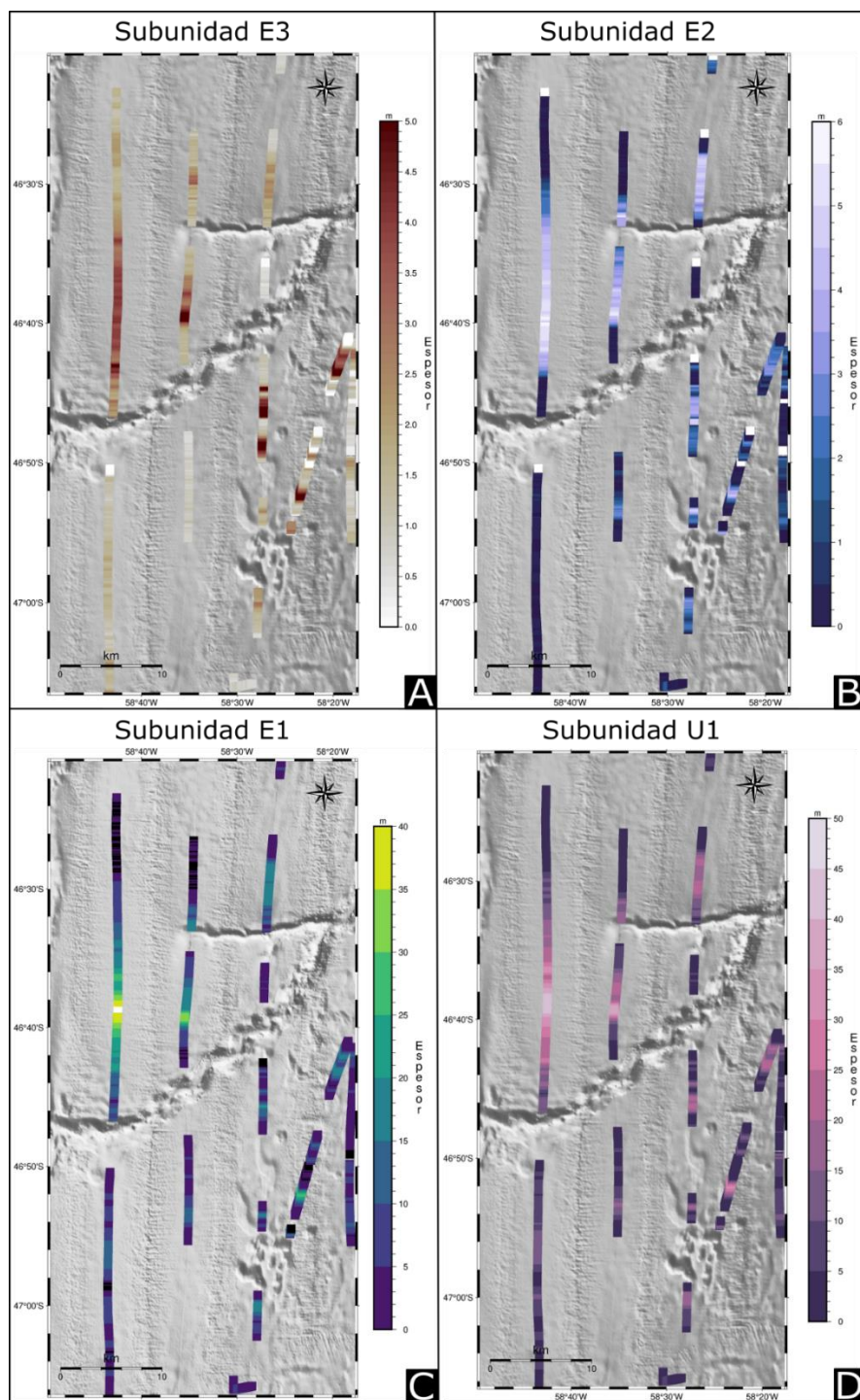


Fig. 32. Mapa con el espesor de las subunidades E3 (A), E2 (B), E1 (C) y la unidad U1 (D) sobre el mapa de sombras de la sonda de estudio.

4.4. Facies sedimentarias y granulometría GC-26

En esta sección se presenta una caracterización sedimentológica del registro sedimentario superficial basado en el análisis de un testigo sedimentario ubicado en la terraza Piedra Buena (Fig. 33).

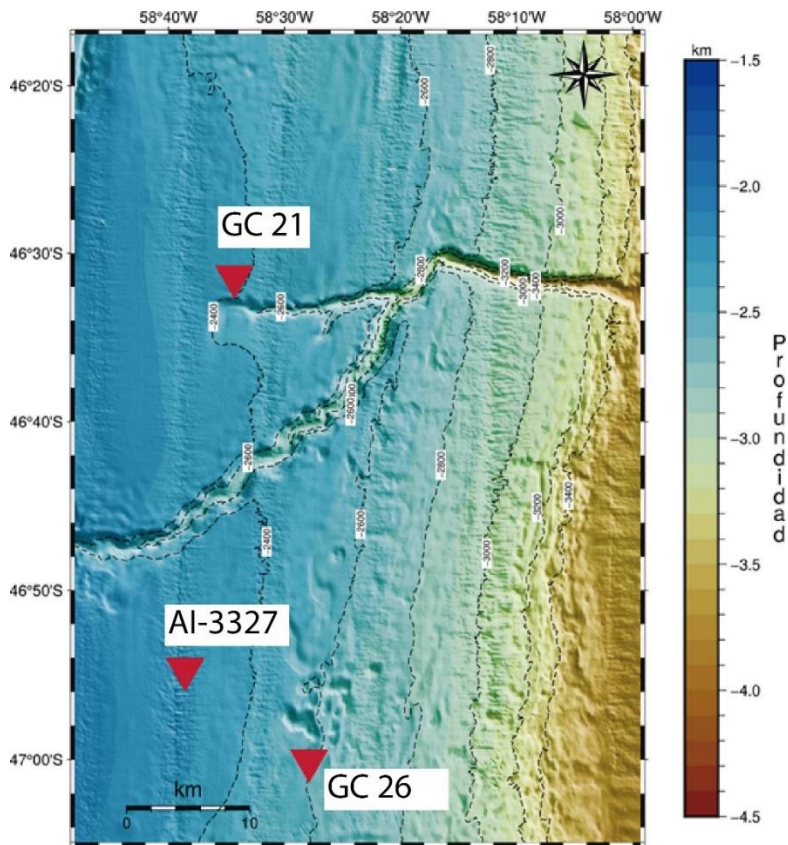


Fig. 33. Localización de los testigos sedimentarios en la zona de estudio.

A partir de la descripción visual y el análisis de mediciones granulométricas del testigo sedimentario GC-26 recopilado en la campaña YTEC-GTGM, se obtuvieron los siguientes resultados:

4.4.1. Descripción del testigo sedimentario GC-26

En el testigo AU_GEO02_GC26 se describe una sección sedimentaria de 372 cm de espesor (Fig. 34), donde se reconocen 3 capas con características bien diferenciadas. La primera capa se reconoce en la base de la sección sedimentaria y corresponde a una pequeña secuencia granodecreciente (11 cm) con gravas en la base y arenas con arcillas de color gris en el techo.

Luego se reconoce una capa fangosa en el intervalo 361-212 cm y una capa arenosa en el intervalo 212-0 cm, ambas separadas por una zona con características de transición gradual.

El intervalo fangoso está constituido por arcillas en el tramo 361-267 cm y limo arenoso en el tramo 267-212. El tramo arcilloso está compuesto por arcillas de color blanco con material biogénico, principalmente nanofósiles calcáreos, mientras que el tramo limo arenoso está compuesto por material silíceo bioturbado en algunos sectores.

En el intervalo arenoso superior se reconoce arena fina de color gris oliva oscuro con abundante fauna silíceea en la base. Sobre estos sedimentos se observa una intercalación de arenas fina y mediana de color gris muy oscuro con abundante contenido de radiolarios, sectores levemente laminados y presencia de algunas pocas gravas. Hacia el techo las arenas de color gris contienen abundantes foraminíferos y se incrementa el contenido de terrígenos.

La capa fangosa está representada por partículas del tamaño arcilla (12 – 75%), limo (25 – 75%) y algo de arena muy fina (< 20%), mientras que la capa arenosa está compuesta por granos del tamaño arena fina (15% – 60%), arena muy fina (10 - 40%) y fango (< 25%), aunque hacia el techo de la capa se incrementa el contenido de limo.

4.4.1. Interpretación

A partir de la descripción del testigo sedimentario se interpretaron los distintos procesos que actúan en el ambiente marino profundo. Si bien el testigo fue segmentado en capas, algunas están constituidas por distintos intervalos que se diferencian entre sí por tipo de sedimento y granulometría. Por lo tanto, dentro de una capa sedimentaria podría estar representado más de un proceso.

El testigo AU_GEO02_GC26 fue dividido en 3 capas sedimentarias. La capa base de la sección, compuesta por una secuencia granodecreciente (gravas en la base y arenas en el techo), podría ser interpretada como un depósito turbidítico asociado al desarrollo de flujos densos (Stow et al., 2000, Rebesco et al., 2014). La capa intermedia, compuesta por arcillas con material biogénico (principalmente nanofósiles calcáreos) y limo arenoso con material silíceo podría representar un ambiente de baja velocidad de las corrientes de fondo, condiciones favorables para el desarrollo de depósitos pelágicos. Sin embargo, hacia el techo de esta capa se reconoce un intervalo con depósitos de transición que posiblemente esté representando un incremento en la velocidad de las corrientes de fondo. La capa arenosa superior compuesta por arenas finas bien seleccionadas tal vez esté asociada a depósitos retrabajados por corrientes de fondo (Shanmugan, 1993; de Castro et al., 2020).

5. Discusiones

5.1 Integración de datos

5.1.1 Reflectividad de fondo vs unidades sísmicas

5.1.1.1 Distribución

En este apartado se examinará la correlación espacial entre las clases acústicas agrupadas según su reflectividad en la sección 4.2 y el registro sísmico desarrollado en la sección 4.3.

En toda la zona de estudio parecería haber una relación entre los afloramientos de las unidades sísmicas y las clases acústicas, por lo tanto, la distribución de reflectividades guarda cierta correspondencia con lo observado en los perfiles sísmicos.

Los primeros ms TWT del registro sísmico de la TPB están constituidos por la U1, esta terraza presenta también valores de reflectividad bajos y medios, observándose en toda su superficie el predominio de las clases acústicas 0 y 1 (Fig. 35).

En la zona sur, donde la superficie del fondo marino se caracteriza por la presencia de depresiones morfológicas, se puede reconocer a la clase acústicas 0 formando parches sub-circulares y alargados, mientras que hacia la parte oriental de este sector donde la U1 está ausente la superficie presenta valores reflectivos altos representado por la clase acústica 2. También en la zona sur donde la U1 forma cuerpos laminares de unos pocos ms TWT de espesor se puede correlacionar con un parche 309km^2 de clase acústica 0 rodeado por la clase acústica 1.

Los afloramientos de la U0 muestran una buena correspondencia con los sectores donde están presentes las clases de reflectividad 2 y 3, como es el caso del sector de la TPB ubicado en las inmediaciones del cañón submarino. Hacia el sur del cañón predomina la clase reflectiva 2 y hacia el norte se encuentran las clases 1 y 2. A su vez, dentro del cañón submarino, siguiendo la trayectoria del talweg se observa la clase acústica 0.

La zona Norte está representada casi por completo por las clases acústicas 2 y 3. Aquí también puede reconocerse cierta correspondencia entre las clases acústicas y las unidades sísmicas. En este sector, donde la U1 presenta un cuerpo monticular de más de 60 ms TWT de espesor se reconoce un parche de 495km^2 de clase acústica 0. Hacia el NE donde la U1 está prácticamente ausente la reflectividad del lecho se compone principalmente por clase la acústica 2.

En la Zona de alta pendiente, en el sector norte, las reflectividades están representadas por las clases acústicas 0 y 1, mientras que el sector sur, está representado en gran medida por la clase acústica 0. A su vez, en la zona de arranque no se visualiza un cambio en el patrón de reflectividades.

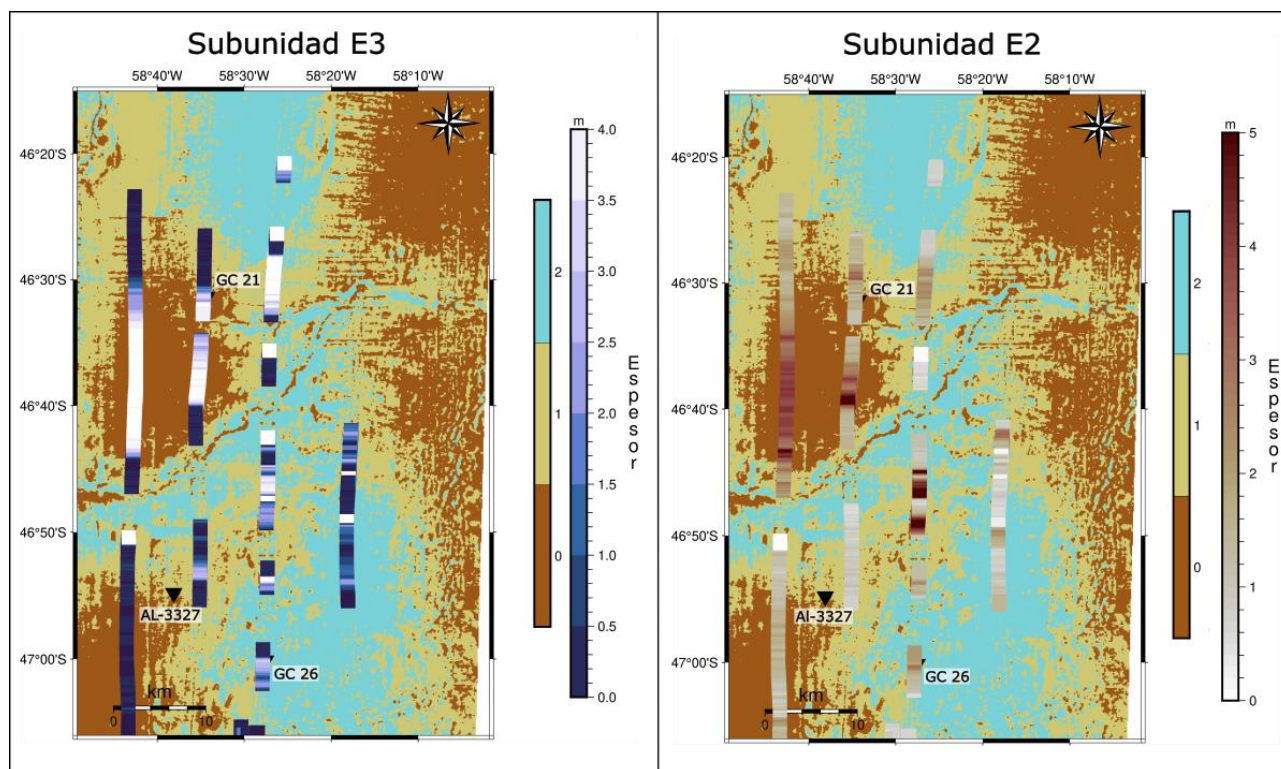


Fig. 35. Mapa con la distribución de las clases de reflectividades y espesores las subunidades E3 y E2.

5.1.1.2 Interpretación

Como se detalla en la sección 3.2.3, la energía con la que las ondas acústicas se retrodispersan al llegar al fondo marino depende de la composición del lecho marino y los primeros centímetros del subsuelo, para el caso de una sonda de 12 Khz, se estima que la retrodispersión registrada por el sonar es el resultado de aproximadamente el primer metro de la columna sedimentaria. Otras variables como el ángulo de incidencia, el tamaño de la huella acústica y la pendiente, entre otras, también influyen en el valor medido de retrodispersión, aunque estas variables son corregidas por el algoritmo utilizado para procesar los datos de reflectividad (ver sección 3.4.1). De este modo, el mapa de clases acústicas generado aquí puede interpretarse como una indicación aproximada de las propiedades acústicas de los sedimentos superficiales y de los primeros centímetros del subsuelo.

Previos trabajos con un enfoque más regional (Isola 2021) encontraron una buena correspondencia entre las clases acústicas de baja reflectividad y la unidad sísmica más reciente, U1. Esto es interpretado como una consecuencia de la débil dispersión de ondas acústicas sobre el sedimento reciente de baja impedancia acústica que constituye la U1. En esta tesis se intentó determinar si las diferencias más sutiles de retrodispersión pueden ser explicadas por variaciones en el tamaño de grano, o en la distribución de las subunidades de la unidad 1, en particular si la distribución de las

subunidades E2 y E3, de marcada diferencia composicional, tiene algún control en la distribución de reflectividades.

El análisis llevado a cabo en esta tesis no encontró una diferencia significativa entre los valores de reflectividad en los sitios donde se colectaron los testigos ubicados al sur del cañón submarino, que cuentan con granulometrías más gruesas, y el testigo recuperado al norte del cañón, caracterizado por granulometrías más finas. Por otro lado, se observa una cierta correlación entre en las clases de reflectividad y el espesor de la unidad sísmica E3. En particular en los sectores donde el espesor es menor a 0.5 m el lecho marino está caracterizado por la clase acústica 1, mientras que en los sectores donde el espesor es mayor a 0.5 m la clase acústica predominante es la 0. El aumento en la reflectividad registrada cuando el espesor de la E3 es menor a 0.5 m podría ser el resultado de la unidad E2, subaflorante, que influiría en el volumen acústico reflejado. Si bien la unidad E2 está compuesta principalmente por material arcilloso, que deberán representar reflectividades menores que el material que compone la E3, su alta cohesividad o alguna de sus propiedades físicas debido que al ser más antigua (Isola et al. 2021; Murdmaa et al. 2018) podría causar un aumento en la reflectividad registrada.

La presencia de clases de baja reflectividad en la zona de alta pendiente, asociada a depósitos de remoción en masa, también podría estar vinculada a sedimentos compuestos por granulometrías finas. Sin embargo, no se puede afirmar esta teoría debido a la carencia de un testigo sedimentario que permita determinar la composición de los primeros centímetros del subsuelo en este sector.

5.1.1.3 Síntesis

En síntesis, las diferencias granulométricas no parecieran tener demasiada influencia en la distribución de reflectividades. Un control de primer orden está representado por la distribución de depósitos pleistocenos, y un control de segundo orden pareciera estar asociado a los sectores donde la unidad sísmica E2 se encuentra subaflorante.

5.1.2 Testigo sedimentario vs unidades sísmicas

5.1.2.1 Testigo AU_GEO02_GC26 y perfil sísmico

En esta sección se correlacionará la parte superior del registro sísmico de la U1 con las facies visualizadas en el testigo sedimentario.

Como se desarrolló en la sección 4.4.1, los primeros 372 centímetros del subsuelo están representados por 3 capas sedimentarias diferenciadas entre sí por el tipo de granulometría y sedimento. A su vez, según lo estudiado en la sección 4.3.1, la estructura acústica somera de la unidad U1 se compone de la alternancia de las facies acústicas FA y FB.

La capa 1 del testigo sedimentario AU_GEO02_GC26, compuesta por arenas finas bien seleccionadas asociado a depósitos retrabajados por la acción de corrientes de fondo (Shanmugan, 1993; de Castro et al., 2020), puede ser correlacionada con la FA representada por reflexiones de forma asintótica y de muy alta amplitud caracterizados por terminaciones internas de tipo *onlap*. El origen de esta facies puede asociarse a la circulación de corrientes de fondo (Nielsen et al., 2008).

La capa 2 compuesta por arcillas con material biogénico y limo arenoso con material silíceo asociada a depósitos pelágicos, puede ser correlacionada con la facies FB caracterizada por una estructura acústica interna transparente que se intercala en algunos sectores con reflexiones paralelas de muy baja amplitud. El origen de estas facies puede asociarse a depositación bajo condiciones de baja energía.

Según se observa en la Fig. 36, la capa 3 compuesta por una secuencia granodecreciente asociada al desarrollo de flujos densos (Stow et al., 2000, Rebesco et al., 2014) se encuentra dentro de la facies acústica FB. Esto podría indicar que esta facies no es íntegramente de origen pelágico, sino que también contiene depósitos gravitacionales.

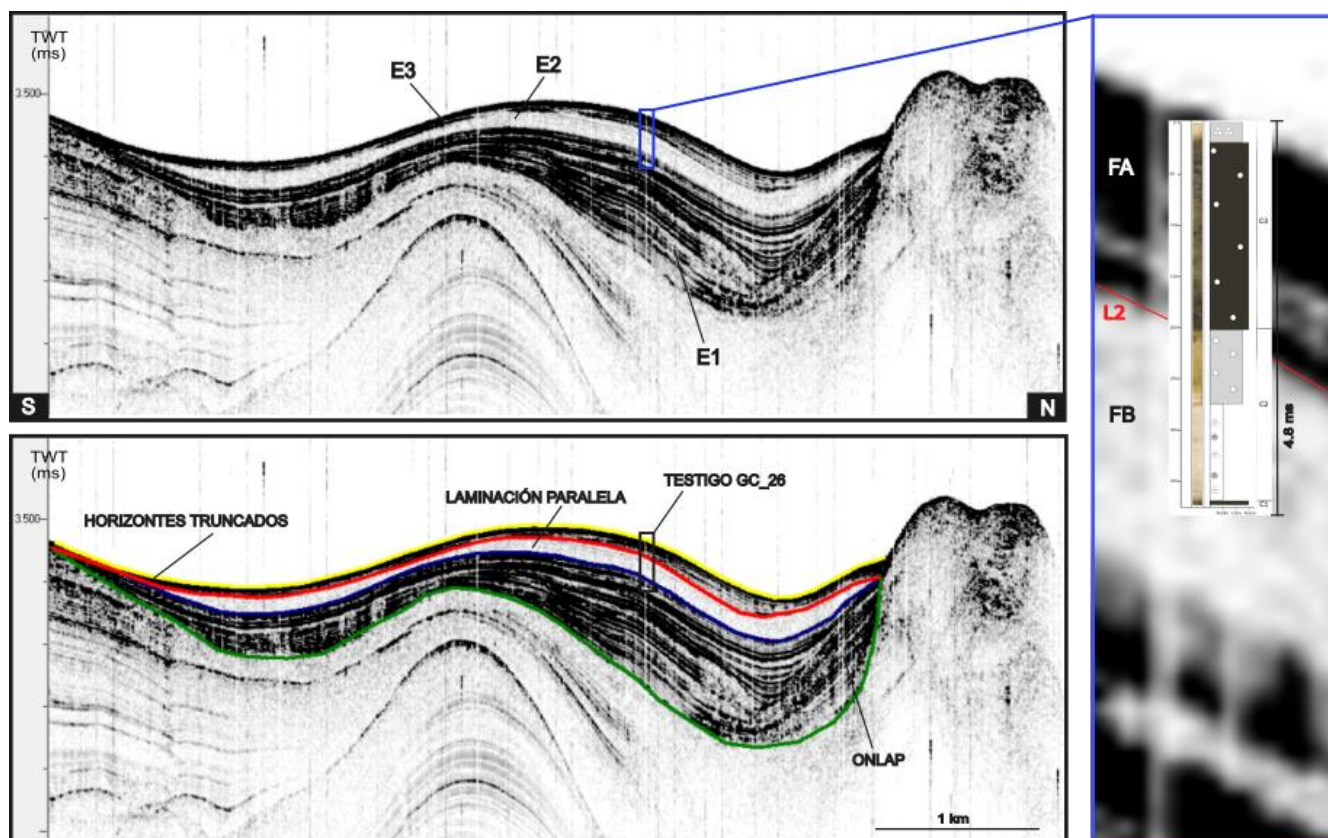


Fig. 36. Correlación entre el perfil sísmico y el testigo sedimentario AU_GEO02_GC26. Se indica en color azul la localización del testigo sedimentario. En el eje de ordenadas se representa el TWT (Two Way Travel Time).

5.1.2.1 Síntesis

A partir de la correlación de los testigos sedimentarios con los registros sísmicos se pudo determinar la composición sedimentaria de las facies acústicas FA y FB que componen la unidad U1. La FA está compuesta principalmente por arenas finas bien seleccionadas, mientras que la FB está compuesta por depósitos arcillosos de origen biogénico y depósitos limosos con material silíceo.

El testigo AI-3327, el cual se caracteriza por la misma alternancia de facies que el testigo GC-26 aunque con la secuencia condensada, se ubica en un sector de la Terraza Piedra Buena donde el espesor de la unidad 1 es mínimo y forma drifts de tipo laminar (Faugères 1999). Mientras que el testigo GC26 se encuentra en un sector donde la unidad 1 forma cuerpos monticulares y de mayor espesor.

5.1.3 Integración

La integración de la batimetría multihaz, los perfiles sísmicos, el mapa de reflectividades y el testigo sedimentario permitió elaborar un bloque 3D sintetizando las principales características geológicas de la zona de estudio (Fig. 37).

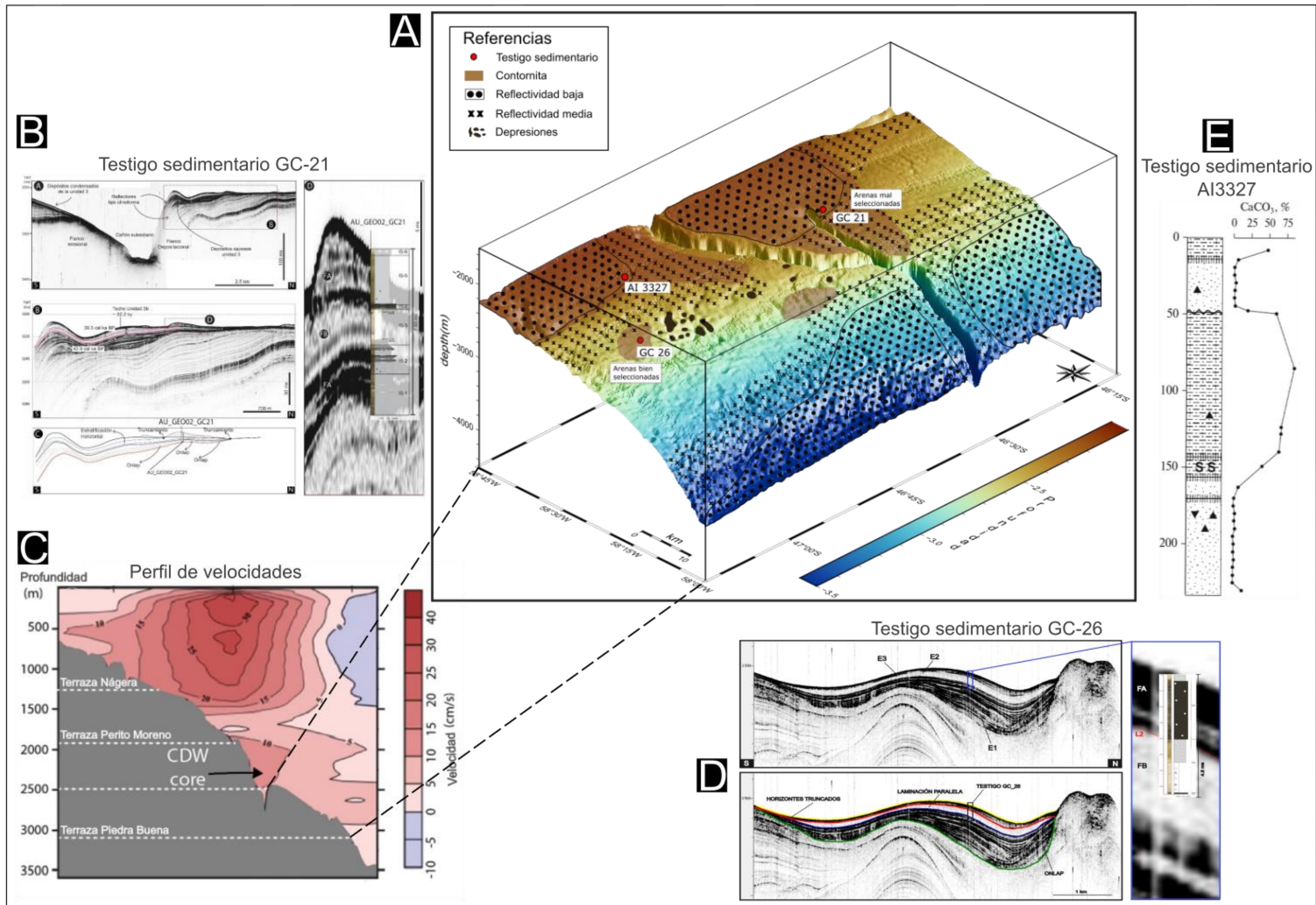


Fig. 37. (A) Bloque 3D de la zona de estudio indicando la posición de los testigos sedimentarios. (B) Correlación del testigo sedimentario GC-21 con un perfil sísmico (Tomado de Isola et al., 2021). (C) Perfil de velocidad a lo largo de la pendiente basada en datos del ADCP. Sección ubicada a los 46°S. (Modificado de Morozov et al., 2016). (D) Correlación del testigo sedimentario GC-26 y un perfil sísmico. (E) Testigo sedimentario AI-3327 indicado litología y contenido de CaCO₃ (Modificado de Murdmaa et al., 2018).

5.2 Controles en la distribución de facies sedimentarias a lo largo de la Terraza Piedra Buena desde el MIS 3 a la actualidad.

En este capítulo se correlacionarán los resultados de este trabajo con los datos arrojados en los trabajos de Isola et al. (2021) y Murdmaa et al. (2018) (Fig.38).

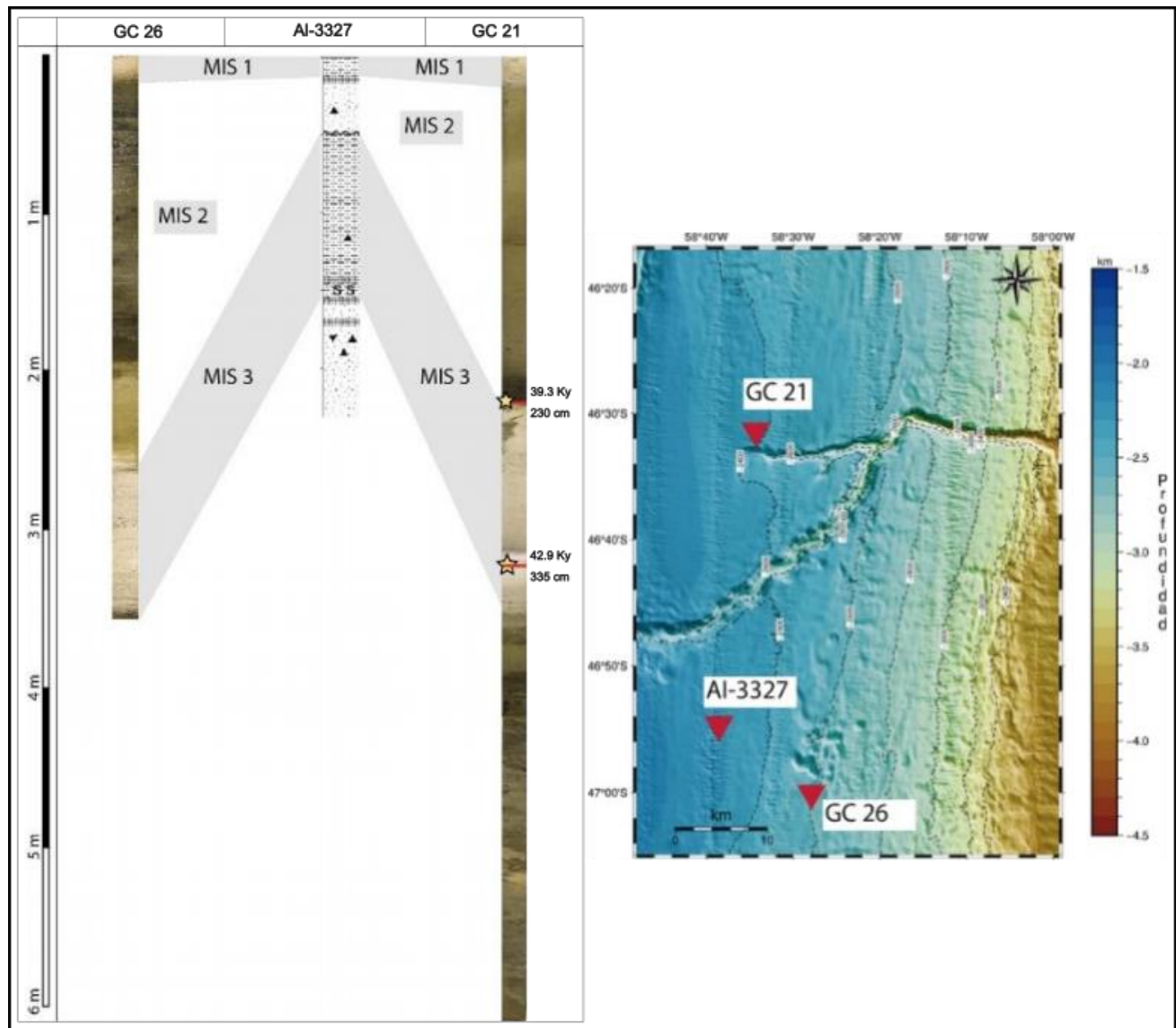


Fig. 38. Correlación entre los testigos sedimentarios GC-26, GC-21 y AL-3327. A la derecha se visualiza la posición de los testigos en la zona de estudio.

Como se mencionó previamente en la sección 2.4.1, en el testigo AI-3327 se observan 3 facies sedimentarias en los primeros 233cm por debajo del lecho marino. La capa inferior y superior compuestas por arenas glauconíticas bien seleccionadas, según Murdmaa et al. (2018) representan facies contorníticas que fueron acumuladas por la acción de corrientes de fondo que se intensificaron durante las últimas glaciaciones, MIS-2 para la capa superior y MIS-4 o MIS-6 para la capa inferior. La

capa intermedia compuesta por fango calcáreo fue acumulada durante un periodo interglaciario en el cual las corrientes de fondo se debilitaron favoreciendo el depósito pelágico.

En la sección 2.4.2, se presentó la descripción del testigo sedimentario AU_GEO02_GC21 realizada por Isola et al. (2021). Según estos autores, se observan 3 facies sedimentarias, una facies inferior (SI-1 y SI-2) compuesta por arenas finas y material limo arenoso interpretadas como depósitos contorníticos, una facies intermedia (SI-3) compuesta por fango calcáreo asociado a depositación pelágica y una facies superior (SI-4 y SI-5) constituidas por arenas mal seleccionadas también interpretadas como contornítica. A su vez, la datación ^{14}C a los 335cm de profundidad, coincidente con la base de SI-3, arrojó una edad de $42,9 \pm 237$ ka BP. A los 230cm de profundidad, unos pocos centímetros por debajo del techo de SI-3 arrojó una edad de $39,3 \pm 356$ ka BP. Estas edades indican que el intervalo SI-3 fue depositado durante el estadio marino isotópico 3 (MIS 3) según Lisiecki et al. (2005).

Ambos autores, Murdmaa et al. (2018) e Isola et al. (2021), también observan en el techo de los testigos una capa de aproximadamente 20cm de espesor compuesta por sedimentos de origen pelágico con presencia de foraminíferos. Debido a sus características sedimentarias y a la depositación posterior al MIS-2, esta pequeña capa podría haberse depositado en un estadio interglaciario correspondiente al MIS-1.

Teniendo en cuenta las facies sedimentarias y las edades presentadas por Isola et al. (2021) y Murdmaa et al. (2018), se puede inferir que la capa inferior del testigo GC-26 fue depositada en el MIS-4), la capa intermedia en el MIS-3 y la capa arenosa superior en el MIS-2. Los depósitos arcillosos biogénicos del tope fueron depositados durante el MIS-1 (Holoceno).

La composición sedimentológica correspondiente al MIS 1 y al MIS 3 es similar en los los 3 testigos. Por lo que se puede inferir que las condiciones hidrodinámicas durante estos estadios interglaciares (MIS 1) e interestadiales (MIS 3), era relativamente homogéneas a lo largo del área de estudio. Por otro lado, en el caso de los ciclos glaciares (MIS 2), cada uno de los testigos muestra sus propias facies.

Los resultados del análisis del testigo GC-26 junto con el testigo sedimentario presentado por Murdmaa et al. (2018) ubicado al sur del cañón submarino, indican la existencia de dos regímenes sedimentarios hacia el sur y norte del cañón. Hacia el norte del cañón las arenas no seleccionadas y los intervalos limosos presentes en el testigo GC-21 (Isola et al. 2021) indican un régimen de

velocidades relativamente bajas, no capaces de seleccionar las arenas. Por otro lado, hacia el sur del cañón tanto el testigo GC-26 y el testigo AI-3327 presentan 2 capas de arenas bien seleccionadas.

La diferencia de regímenes entre el sur y el norte del cañón pueden explicarse como una consecuencia del cañón submarino actuando como obstáculo negativo, y disminuyendo de esa forma la energía y la capacidad de transporte de material de las corrientes de fondo (Marchés et al. 2007; Mulder et al. 2008).

La contribución de material ubicado en el interior del cañón submarino a las corrientes de fondo es otro elemento importante que contribuye a las diferencias encontradas entre el norte y sur del cañón (Fuhrmann et al., 2020; Hernández-Molina et al., 2018; Miramontes et al., 2020). Este material que constituye los flujos turbidíticos dentro del cañón es captado por las corrientes de fondo y transportado aguas abajo dando lugar a la formación de depósitos híbridos (Shanmugan, 1993).

Estas capas, sin embargo, presentan diferencias: el testigo GC-26 presenta una capa de casi 2 m compuesta principalmente de arenas finas, mientras que el testigo AI-3327 presenta una sección mucho más condensada compuesta de arenas medias. Por otro lado, la diferencia observada entre la composición sedimentológica de los testigos AI-3327 y GC-26 requiere algún tipo de variación de velocidades de Este a Oeste.

El análisis de los datos de velocidad de corrientes de fondo recolectados por Morozov et al. (2016) muestran que las velocidades de la LCDW son mayores en el sector de la escarpa y disminuyen hacia la zona de alta pendiente, disminuyen de Oeste a Este. Esta distribución de velocidades podría explicar la diferencia en la composición sedimentológica que existe entre los testigos AI-3327 y GC-26 (Fig. 37). Una mayor energía debida a velocidades más altas en el sector oeste permite la depositación de sedimentos con granulometría más gruesa y una sección más condensada en la zona del testigo AI-3327. En sentido opuesto, las velocidades un tanto menores hacia el este permiten la depositación de arena fina y la formación de una capa sedimentaria de 2 metros de espesor en la zona del testigo GC-26. Es también interesante notar que cerca del núcleo de circulación de la LCDW, donde el testigo AI-3327 fue recabado, se desarrollan drifts de poco espesor y morfología laminar, los cuales son indicadores de altas velocidades de fondo. Mientras que hacia el Oeste donde el testigo GC-26 fue recolectado se desarrollan depósitos con mayor espesor y una morfología más bien monticular.

6. Conclusiones

En este trabajo final de Licenciatura se estudiaron 3 testigos sedimentarios, datos acústicos de batimetría multihaz, mosaicos de reflectividad y perfiles sísmicos de subfondo (SBPs) ubicados sobre la Terraza Piedra Buena en un sector del margen continental patagónico (MCP). La integración y el análisis de los datos recolectados en la zona de estudio permite alcanzar las siguientes conclusiones:

6.1 Integración de metodologías

- El análisis de la batimetría multihaz y mosaicos de reflectividad permitió reconocer diversas morfologías asociadas a rasgos erosivos (terrazas, cañón submarino, depresiones, zonas de arranque, cárcavas, etc) y depositacionales (drift).
- Las zonas de baja reflectividad se asocian a depósitos de drift contorníticos y a zonas de alta pendiente, mientras que los sectores de alta reflectividad se asocian a las partes erosivas de la terraza.
- La resolución de los datos de retrodispersión de la sonda EM122 no es capaz de distinguir entre las sutiles variaciones entre las granulometrías asociadas a la facies sísmica FA. Si, por otro lado, pudo identificar los sectores donde FB se encontraba subaflorante.
- El análisis de los testigos sedimentarios y perfiles de subfondo permitió reconocer depósitos contorníticos y mixtos correspondientes principalmente al estadio MIS-2 y MIS-4, compuestos principalmente por componentes terrígenos (facies acústicas A).

6.2 Controles en la dinámica sedimentaria moderna

- Hacia el Sur del cañón y cerca del núcleo de la LCDW los drifts formados son del tipo laminar, mientras que hacia el este del núcleo de la LCDW los drifts son del tipo monticular. Hacia el norte del cañón se reconoce un drift monticular de grandes dimensiones.
- Los resultados del análisis de los testigos revelan la presencia de dos regímenes sedimentarios, uno al sur y otro al norte del cañón. Al norte del cañón, la presencia de arenas no seleccionadas sugiere un régimen de corrientes de baja velocidad, probablemente debido a la presencia del cañón submarino actuando como un obstáculo negativo, que reduce la energía y la capacidad de transporte de material por parte de las corrientes de fondo. Además, el cañón submarino contribuye a la formación de depósitos híbridos al aportar

sedimentos a las corrientes de fondo. Al sur del cañón la presencia de arenas bien seleccionadas indica el retrabajo de las corrientes de fondo sobre los depósitos.

- La distribución de velocidades de corrientes de fondo en la zona de estudio, con mayores velocidades hacia el Oeste y menores hacia el Este, pareciera ser un control de segundo orden en la composición sedimentológica de los testigos ubicados al sur del cañón. Hacia el Oeste las secuencias se encuentran más condensadas y poseen granulometrías más gruesas.

7. Referencias

- Arhan, M. 2002. Deep lenses of circumpolar water in the Argentine Basin. *Journal of Geophysical Research* 107: 1-12.
- Arthur, M., Srivastava, S.P., Kamiski, M., Jarrad, R. y Osler, J. 1989. Seismic stratigraphy and history of Deep circulation and sediment drift development in the Baffin Bay and the Labrador Sea. In: Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. (eds.) *Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 105: 957-988.
- Bozzano, G., Violante, R.A. y Cerredo, M.E. 2011. Middle slope contourite deposits and associated sedimentary facies off NE Argentina. *Geo-Marine Letters*, 31: 495-507.
- Bushnell, D.C., Baldi J.E., Bettini F.H., Franzin H., Kovaks E., Marinelli R. y Wartenburg G.J. 2000. Petroleum system analysis of the Eastern Colorado Basin, offshore Northern Argentina, in *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*, 73: 403-415.
- Carter, L., McCave, I.N. y Williams, M.J.M. 2009. Circulation and Water Masses of the Southern Ocean: a review. In: Florindo, F., Siegert, M. (eds.) *Developments in Earth and Environmental Sciences. Antarctic Climate Evolution*, 8: 85-114.
- Chelton, D.B., Schlax, M.C., Witter, D.L. y Richman, G.J. 1990. Geosat Altimeter Observations of the Surface Circulation of the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 95: 877-903.
- De Castro, S., Hernández-Molina, F.J., Rodríguez-Tovar, F.J., Llave, E., NG, Z.L., Nishida, N. y Mena, A. 2020. Contourites and bottom current reworked sands: Bed facies model and implications. *Marine Ecology*.
- Ercilla, G., Schwenk, T., Bozzano, G., Spiess, V., Violante, R., Estrada, F., Ianniccheri, F., Spoltore, D. V. y Alonso, B. 2019. Cenozoic sedimentary history of the northern Argentine continental slope, off Bahia Blanca, the location of the Ewing Terrace: Palaeogeodynamic and palaeoceanographic implications. *Marine Geology*, 417. Elsevier B.V.

Esentia, I., Stow, D. y Smillie, Z. 2018. Contourite drifts and associated bedforms. In *Submarine Geomorphology*; Springer: Cham, Switzerland, pp. 301-331.

Faugères, J.C., Mezeraïs, M.L. y Stow, D.A.V. 1993. Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. *Sedimentary Geology* 82(1-4), 189-203.

Flood, R.D. y Shor, A.N. 1988. Mud waves in the Argentine Basin and their relationship to regional bottom circulation patterns. *Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers*, 35: 943-971.

Fonnesu, M., Palermo, D., Galbiati, M., Marchesini, M., Bonamini, E. y Bendias, D. 2020. A new world-class deep-water play-type, deposited by the syndepositional interaction of turbidity flows and bottom currents: The giant Eocene Coral Field in northern Mozambique. *Marine and Petroleum Geology*, 111: 179-201. Elsevier.

Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B. y Hinz, K. 2007. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Marine Geology*, 244: 46-67.

Fuhrmann, A., Kane, I.A., Clare, M.A., Ferguson, R. A., Schomacker, E., Bonamini, E. y Contreras, F.A. 2020. Hybrid turbidite-drift channel complexes: An integrated multiscale model. *Geology*, pp. 1-7.

Georgi, D.T. 1981b. On the relationship between the large-scale property variations and fine structure in the circumpolar deep water. *Journal Geophysical Research* 86: 56-66.

Gladczenko, T.P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S. y Skogseid, J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of Geophysical Research* 154: 465-470.

Gruetzner, J., Uenzelmann-Neben, G. y Franke, D. 2011. Variations in bottom water activity at the southern Argentine margin: Indications from a seismic analysis of a continental slope terrace. *Geo-Marine Letters*, 31: 405-417.

Gruetzner, J., Uenzelmann-Neben, G. y Franke, D. 2012. Variations in sediment transport at the central Argentine continental margin during the Cenozoic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13: 1-15.

Gruetzner, J., Uenzelmann-Neben, G. y Franke, D. 2016. Evolution of the northern Argentine margin during the Cenozoic controlled by bottom current dynamics and gravitational processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17: 3131-3149.

Gruetzner, J., Uenzelmann-Neben, G., Franke, D. y Arndt, J. E. 2014. Slowdown of Circumpolar Deepwater flow during the Late Neogene: Evidence from a mudwave field at the Argentine continental slope. *Geophysical Research Letters*, 41: 2070-2076.

Haughton, P., Davis, C., McCaffrey, W. y Barker, S. 2009. Hybrid sediment gravity flow deposits - Classification, origin and significance. *Mar. Pet. Geol.* 26: 1900-1918.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E. y Stow, D.A.V. 2008a. Continental slope contourites. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60: 379-407.

Hernández-Molina, F.J., Maldonado, A. y Stow, D.A.V. 2008b. Abyssal Plain contourites. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60: 347-377.

Hernández-Molina, F. J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M. A., de Isasi, M., Rebesco, M., Uenzelmann-Neben, G., Neben, S. y Marshall, P. 2010. Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 1508-1530. Elsevier.

Hernández-Molina, F. J., Paterlini, M., Violante, R., Marshall, P., de Isasi, M. M., Somoza, L. L. y Rebesco, M. 2009. Contourite depositional system on the Argentine slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology*, 37: 507-510.

Hinz, K. 1981. A hypothesis on terrestrial catastrophies: wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins-their origin, and paleoenvironmental significance. *Geol. Jb.*, 23: 1-28.

Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H. A., Block, M., Souza, K. G. y Meyer, H. 1999. The Argentine continental margin north of 48°S: Sedimentary successions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology*, 16: 1-25.

Holbrook, W.S. y Kelemen, P.B. 1993. Large igneous province on the US Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup. *Nature*, 364: 433–436.

Hunter, S.E., Wilkinson, D., Stanford, J., Stow, D.A.V., Bacon, S., Akhmetzhanov, A.M. y Kenyon, N.H. 2007. The Eirik Drift: a long-term barometer of north Atlantic deepwater flux south of Cape Farewell, Greenland. In: Viana, A., Rebesco, M. (eds.) *Economic and Paleoceanographic Importance of Contourites*. Geological Society of London Special Publication, 276: 245-263.

Isola. J.I. 2021. Geomorfología y evolución plio-cuaternaria de las terrazas Piedra Buena y Valentín Feilberg, Talud medio-inferior Patagónico, Argentina, Atlántico Sudoccidental. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, 263 p., Buenos Aires.

Isola. J.I., Bravo M.E., Bozzano G., Palma F.I., Ormazabal J.P., Principi S., Spoltore D., Martin R., Esteban F.D. y Tassone A.A. 2021. The Late-Quaternary deposits of the Piedra Buena Terrace (Patagonian continental slope, SW Atlantic): An example of interaction between bottom currents and seafloor morphology). *Marine Geology* 435: 106-459. Elsevier B.V.

Jakobsson, M., Gyllencreutz, R., Mayer, L. A., Dowdeswell, J. A., Canals, M., Todd, B. J., Dowdeswell, E. K., Hogan, K. A. y Larter, R. D. 2016. Mapping submarine glacial landforms using acoustic methods. *Geological Society Memoir*, 46: 17-40.

Klaus, A. y Ledbetter, M.T. 1988. Deep-sea sedimentary processes in the Argentine Basin revealed by high-resolution seismic records (3.5 kHz echograms). *Deep Sea Research* 40, 899-917.

Lastras, G., Acosta, J., Muñoz, A. y Canals, M. 2011. Submarine canyon formation and evolution in the Argentine Continental Margin between 44°30'S and 48°S. *Geomorphology*, 128: 116-136. Elsevier B.V.

Le Pichon, X., Eitrem, S.L. y Ludwig, W.L. 1971. Sediment transport & distribution in the argentine basin. 1. Antarctic bottom current passage through the Falkland fracture zone. In: Ahrens, L.H., Press, F., Runcorn, S.K., Urey, H.C. (eds.) *Physics and Chemistry of the Earth*, 8: 2-28.

Lonardi A. y M. Ewing. 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine basin. 4. Bathymetry of the continental margin, Argentine Basin and other related provinces canyon and sources of sediment. En Ahrens L.F., Press F., Runcorn S.K. y Urey H.C. (eds.) *Physics and Chemistry of the Earth* 8: 79-121. Pergamon Press, New York.

López-Martínez, J., Muñoz, A., Dowdeswell, J. A., Linés, C. y Acosta, J. 2011. Relict sea-floor ploughmarks record deep-keeled Antarctic icebergs to 45°S on the Argentine margin. *Marine Geology*, 288: 43-48. Elsevier B.V.

Lorenzo J.M. y Wessel P. 1997. Flexure across a continent–ocean fracture zone: the northern Malvinas Plateau, South Atlantic. *Geo-Marine Letters* 17(1): 110-118.

Lurton, X. 2010. An introduction to underwater acoustics - principles and application. 2nd Edition, Springer, Berlin Heidelberg.

Ma, X., Yan, J., Hou, Y., Lin, F. y Zheng, X. 2016. Footprints of obliquely incident internal solitary waves and internal tides near the shelf break in the northern South China Sea. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 121: 8706-8719.

Martín-Chivelet, J., Fregenal-Martínez, M.A. y Chacon, B. 2008. Traction structures in contourites. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.) *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60:159-182.

Miramontes, E., Garreau, P., Caillaud, M., Jouet, G., Pellen, R., Hernández-Molina, F. J., Clare, M. A. y Cattaneo, A. 2019. Contourite distribution and bottom currents in the NW Mediterranean Sea: Coupling seafloor geomorphology and hydrodynamic modelling. *Geomorphology*, 333: 43-60.

Morozov E. G., Tarakanov R. Y., Demidova T. A., Frey D. I., Makarenko N. I., Remeslo A. V. y Gritsenko A. M. 2016. Velocity and transport of the Falkland Current at 46°S. *Russian Journal of Earth Sciences*, 16: 6005.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. y Faugeres, J.C. 2001. Inversely graded turbidite sequences in the Deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents *Marine Geology Letters* 21: 86-93.

Muñoz, A., Acosta, J., Cristobo, J., Druet, M., Uchupi, E., Iglesias, S., Portela, J., Del Río, J. L., Parra, S., Sacau, M., Vilela, R., Patrocinio, T., Ríos, P., Almón, B., Elvira, E., Jiménez, P., Fontán, A., Alcalá, C. y López, V. 2013. Geomorphology and shallow structure of a segment of the Atlantic Patagonian margin. *Earth-Science Reviews*, 121: 73-95. Elsevier B.V.

Muñoz, A., Cristobo, J., Rios, P., Druet, M., Polonio, V., Uchupi, E. y Acosta, J. 2012. Sediment drifts and cold water coral reefs in the Patagonian upper and middle continental slope. *Marine and Petroleum Geology*, 36: 70-82.

Murdmay, I. O., Dara, O., Dorokhova, E. y Simagin, N. 2018. Glauconite Sand from the Terrace of the Patagonian Continental Slope, Southwestern Atlantic.

Mutter, J.C., Buck, W.R. y Zehnder, C.M. 1988. Convective partial melting - a model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading. *Journal of Geophysical Research*. 93(B2): 1031-1048.

Mutter, J.C., Talwani M. y Stoffa, P.L. 1982. Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading". *Geology*, 10: 353-357.

Nielsen, T., Knutz, P. C. y Kuijpers, A. 2008. Seismic Expression of Contourite Depositional Systems, 60: 301-321.

Onken, R. 1995. The spreading of lower circumpolar deep water in the Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 25(12): 3051-3063.

Parker, G., Paterlini, C.M. y Violante, R.A. 1997. El fondo marino. En: Boschi E. (ed.) *El Mar argentino y sus Recursos Pesqueros*. INIDEP, Mar del Plata 1: 65-87.

Pickering, K. y Hiscott, R. 2016. *Deep Marine Systems: Processes, Deposits, Environments, Tectonics and Sedimentation*; Wiley & American Geophysical Union: Washington, DC, USA.

Piola, A.R. y Matano, R.P. 2001. Brazil and Malvinas currents. In: Steele, J.H., Thorpe, S.A., Turekian, K.K. (eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 1; 340-349.

Piola, A.R. y Rivas, A. 1997. Corrientes en la plataforma continental. En: Boschi, E.E. (ed.) *Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y las características ambientales. El Mar Argentino y sus recursos pesqueros*. Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación, Mar del Plata, República Argentina, 1: 119-132.

Preu, B., Hernández-Molina, F. J., Violante, R., Piola, A. R., Paterlini, C. M., Schwenk, T., Voigt, I., Krastel, S. y Spiess, V. 2013. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: The interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 75: 157-174.

Preu, B., Schwenk, T., Hernández-Molina, F. J., Violante, R., Paterlini, M., Krastel, S., Tomasini, J. y Spieß, V. 2012. Sedimentary growth pattern on the northern Argentine slope: The impact of North Atlantic Deep Water on southern hemisphere slope architecture. *Marine Geology*, 329-331: 113-125. Elsevier B.V.

Ramos, V.A. y Turic. M.A. 1996. Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Argentina. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo y el Gas. pp. 451.

Ramos, V. A. 1996. Evolución tectónica de la plataforma continental, en Geología y recursos de la plataforma continental, Ramos, V. y Turic, M. (eds.), Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo y el Gas, pp. 385-404.

Rebesco, M., Hernández-Molina, F. J., Van Rooij, D. y Wahlin, A. 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology*, 352: 111-154.

Reid, J.L. 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography* 23: 149-244.

Ryan, W.B., Bolli, H.M., Foss, G.N., Natland, J.H., Hottman, W.E. y Foresman, J.B. 1978. Objectives, principal results, operations, and explanatory notes of Leg 40, South Atlantic. In: Bolli H.M., Ryan W.B., McKnight B.K., Kagami H., Melguen M., Siesser W.G., Longoria J.F., Decima F.P., Foresman J.B., Hottman W.E., Natland J.H. (eds) Initial reports of the deep sea drilling project 40. US Government Printing Office, Washington, pp 5-28.

Roberts, D.G., Backman, J., Morton, A.C., Murray, J.W. y Keene, J.B. 1984. In: Blackman, J. (ed), Evolution of volcanic rifted margins: Synthesis of Leg 81 results on the west margin of Rockall Plateau. Init. Rep. DSDP, 81: 883-911.

Saunders, P.M. y King, B.A. 1995. Bottom current derived from a Shipborne ADCP on WOCE Cruise A11 in the South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 25: 329-347.

Shanmugam, G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 285-342.

Sparks, R.S.J., Bonnetaze, R.T., Huppert, H.E., Lister, J.R., Hallworth, M.A., Mader, H. y Phillips, J. 1993. Sediment-laden gravity currents with reversing buoyancy. *Earth and Planetary Science Letter*, 114: 243-257.

Speer, K., Zenk, W., Siedler, G., Pätzold, J. y Heidland, K. 1992. First resolution of flow through the Hunter Channel in the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letter*, 113: 287-292.

Steinmann, L., Baques, M., Wenau, S., Schwenk, T., Spiess, V., Piola, A. R. y Bozzano, G. 2020. Discovery of a giant cold-water coral mound province along the northern Argentine margin and its link to the regional Contourite Depositional System and oceanographic setting. *Marine Geology*, 427: 106-223. Elsevier.

Stow, D. A. V. y Mayall, M. 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 125-135.

Stow, D. A. V. y Smillie Z. 2020. Distinguishing between Deep-Water Sediment Facies: Turbidites, Contourites and Hemipelagites. *Geosciences*, 10(2): 68.

Strachan, L.J., Bostock, H.C., Barnes, P.M., Neil, H.L. y Gosling M. 2016. Non-cohesive silt turbidity current flow processes; insights from proximal sandy-silt and silty-sand turbidites, Fiordland, New Zealand. *Sedimentary Geology* 342: 118-132.

Talling, P.J., Paull, C.K. y Piper, D.J. 2013. How are subaqueous sediment density flows triggered, what is their internal structure and how does it evolve. Direct observations from monitoring of active flows. *Earth Science Letter* 125: 244-287.

Tucholke, B.E. 1982. Geologic significance of seismic reflectors in the deep western North Atlantic basin. *Special Publication Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* 32: 23-37.

Valencio, D. A. y Vilas, J.F. 1969. Age of the separation of South America and Africa. *Nature*, 223: 1353-1354.

Violante, R.A., Paterlini, C.M., Costa, I.P., Hernández-molina, F.J., Segovia, L.M., Cavallotto, J.L., Marcolini, S., Bozzano, G. y Laprida, C. 2010. Sismoestratigrafía y Evolución Geomorfológica del Talud Continental Adyacente al Litoral del Este Bonaerense, Argentina, 17: 33-62.

Voigt, I., Henrich, R., Preu, B.M., Piola, A.R., Hanebuth, T.J.J., Schwenk, T. y Chiessi, C.M. 2013. A submarine canyon as a climate archive - interaction of the Antarctic Intermediate Water with the Mar del Plata Canyon (Southwest Atlantic). *Marine Geology*. 341: 46-57.

Warratz, G., Henrich, R., Voigt, I., Chiessi, C. M., Kuhn, G. y Lantzsich, H. 2017. Deglacial changes in the strength of deep southern component water and sediment supply at the Argentine continental margin. *Paleoceanography*, 32: 796-812.

Warratz, G., Schwenk, T., Voigt, I., Bozzano, G., Henrich, R., Violante, R. y Lantzsich, H. 2019. Interaction of a deep-sea current with a blind submarine canyon (Mar del Plata Canyon, Argentina). *Marine Geology*, 417: 106002.

White, R. y McKenzie, D. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*. 94: 7685–7729.

Wilckens H., Miramontes E., Schwenk T., Artana C., Zhang W., Piola A., Baques M., Provost C., Hernández Molina F. J., Felgendreher M., Spieß V. y Kasten S. 2021. *Marine Geology*. The erosive power of the Malvinas Current: Influence of bottom currents on morpho-sedimentary features along the northern Argentine margin (SW Atlantic Ocean).

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad de Buenos Aires y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, por ofrecerme una educación pública, gratuita y de calidad, permitiéndome ser el primer graduado universitario de mi familia.

A los profesores del Departamento de Ciencias Geológicas, por enseñarme y formarme como geólogo con dedicación y excelencia.

A mis directores, especialmente a Alejandro, por darme la oportunidad de participar en la campaña oceanográfica y enriquecer mi formación.

Al Doctor José Isola, por su generosidad al brindarme su tiempo y compartir su conocimiento sobre Geología Marina.

A mis padres y hermanos, por su inquebrantable apoyo y esfuerzo, haciendo posible que este sueño se convierta en realidad.

A mis amigos de Entre Ríos, quienes, a pesar de la distancia, siempre tuvieron una palabra de aliento para mantenerme motivado.

A mis amigos de la facultad, por ser un apoyo académico y emocional constante durante toda la carrera.