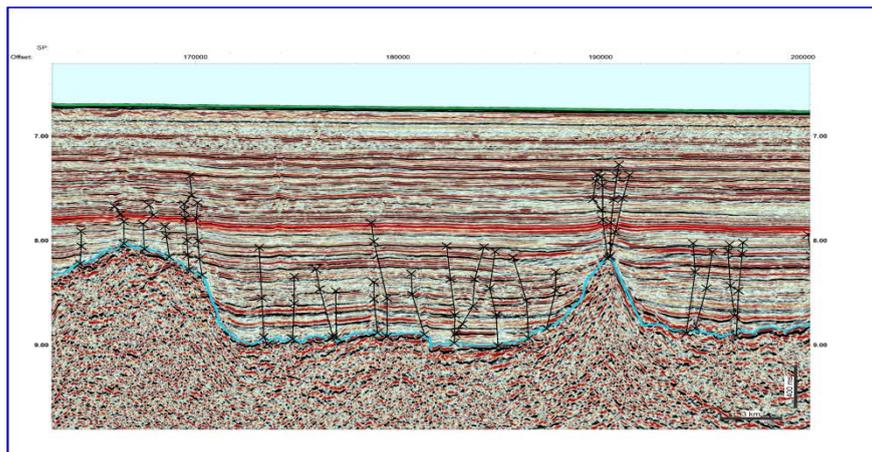


UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA  
FACULTAD DE CIENCIAS  
INSTITUTO DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

TESIS DE GRADO DE LA  
LICENCIATURA EN GEOLOGÍA

Caracterización de los principales rasgos sedimentarios y estructurales en aguas  
ultraprofundas del *offshore* del Uruguay



Autor: Bach. Elisa Dalmas Bustos

Tutor: Dr. Matías Soto

Montevideo, Uruguay

Marzo 2021

## Agradecimientos

Agradezco a mi tutor Matías, creo que todos los que alguna vez pasamos por un salón de clase y lo tuvimos como docente o en alguna salida de campo pudimos ver la dedicación que le pone a la Geología y la Paleontología; pero por sobre todo la vocación y paciencia que tiene para enseñar con la mejor energía y humildad. Gracias por estar en cada detalle y atrás de este trabajo.

A Ethel Morales y a Belén Viera por cederme su espacio de trabajo y las instalaciones donde estaba el programa para que pudiera llevar a cabo parte del trabajo. A la Comisión del Poder Ejecutivo para el Establecimiento del Límite Exterior de la Plataforma Continental (COALEP) por ceder las líneas sísmicas en las que se basó este trabajo.

A los docentes que me formaron en este largo camino. A mis amigos de facultad (que son muchos y no quiero olvidar ninguno), por cada mate, apunte, salida de campo compartida, etc. Sin ellos jamás podría haber llegado al final, hicieron de tribunal de examen, de correctores y por sobre todo me hicieron el aguante.

A los centros educativos donde trabajo actualmente por las horas cedidas para que pueda culminar esta instancia. A mis alumnos que hacen que cada segundo en clase sea único y me permita disfrutar desarrollando la capacidad de asombro frente a las actividades, algo tan simple y fundamental que muchas veces perdemos en el camino de la adultez.

Gracias a Irene. B, Lucas. G, Paty, Hugo y Santi.G por el auxilio tecnológico en la recta final.

Por último y más importante, a mi Madre y a mi Padre por apoyarme en todas las decisiones que he tomado a lo largo de este camino, por estar siempre sin preguntar y algunas veces sin entender de qué se trataba. Gracias mamá por sostenernos siempre, por inculcarme desde chica que podíamos elegir y ser lo que quisiéramos, pero que para todo siempre era necesario formarse y aprender. A mis hermanos Manu, Cata y Benja que siempre a su manera me apoyan y están atrás. A toda mi familia, en especial a mis abuelos que están y que ya no están pero que me enseñan desde otro lugar. A mis amigas y sobrinos de la vida.

Gracias otra vez a mis padres que eligieron llevarme a la escuela N° 142, al liceo de Tarariras y luego me apoyaron en mi paso por la Universidad de la República. Orgullosa y feliz de ser hija de la educación pública en Uruguay.

*A tía Tata y Milka, por su resiliencia en este año caótico.*

*Lo que sabemos es una gota, lo que ignoramos es el océano.*

*Isaac Newton*

## Resumen

En el presente trabajo se identificaron y fueron objeto de mapeo los principales rasgos sedimentarios y estructurales de una región de aguas ultraprofundas del offshore de Uruguay (batimetrías superiores a 5000 m). Fueron caracterizados depósitos de transporte en masa, campos de dunas, depocentros, fallas, entre otros aspectos. El área de estudio abarca una superficie total de aproximadamente 48.500 km<sup>2</sup>, correspondiendo a las cuencas Oriental del Plata y Pelotas. Dentro de dicha área, se interpretaron secciones sísmicas de reflexión 2D adquiridas por la empresa Spectrum, así como tramos de líneas COPLA y BGR (tabla 4.1). Se utilizó un software especializado, The Kingdom Suite (IHS), disponible en una workstation del Instituto de Ciencias Geológicas (Facultad de Ciencias) para realizar la interpretación de las líneas sísmicas anteriormente mencionadas. A partir de la interpretación de las líneas sísmicas se generaron mapas de isópacas y de contorno estructural de la zona, los cuales posteriormente fueron interpretados haciendo énfasis en los depocentros encontrados. Mediante este proceso se logró principalmente precisar el trazado del Sistema de Transferencia del Río de la Plata (STRP). Es de destacar la identificación, en varias líneas sísmicas, tanto de campos de dunas inéditos como de depósitos de transporte en masa (MTD), implicando la actuación de procesos tanto contorníticos como gravitacionales en el offshore de Uruguay, lo que está en línea con los trabajos publicados por varios autores.

# Índice

|   |           |
|---|-----------|
| INTRODUCCIÓN  | <b>1</b>  |
| 1.1 OBJETIVO  | 3         |
| 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS   | 3         |
| 2. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO   | <b>4</b>  |
| 3. MATERIALES   | <b>6</b>  |
| 4. METODOLOGÍA  | <b>7</b>  |
| 4.2 Conceptos fundamentales asociados a los objetivos de esta investigación | 10        |
| 5. CONTEXTO GEOLÓGICO   | <b>13</b> |
| 5.1 Generalidades   | 13        |
| 5.2 Evolución general del margen  | 15        |
| 5.3 Caracterización cortical, fallas y depocentros                          | 19        |
| 6. RESULTADOS   | <b>21</b> |
| 6.1 Descripción e interpretación de líneas sísmicas                         | 21        |
| 6.2 Descripción de mapas de Contorno Estructural                            | 61        |
| 6.3 Descripción de mapas de Isópacas  | 65        |
| 6.4 Generalidades y comparación entre mapas                                 | 71        |
| 7. DISCUSIÓN  | <b>72</b> |
| 7.1 Compactación diferencial  | 72        |
| 7.2 Campo de dunas  | 73        |
| 7.3 Depósitos de transporte en masa   | 75        |
| 7.4 Sistema de Transferencia del Río de la Plata (STRP)                     | 79        |
| 7.5 Reflector simulador de fondo (BSR)                                      | 83        |
| 8. CONCLUSIONES   | <b>84</b> |
| 9. BIBLIOGRAFÍA   | <b>86</b> |

## 1. INTRODUCCIÓN

El presente estudio corresponde al trabajo final de grado de la Licenciatura en Geología, que consistió en una caracterización de los principales rasgos sedimentarios y estructurales en aguas ultraprofundas del *offshore* de Uruguay. El margen continental uruguayo ha despertado gran interés en los últimos años debido, en parte, a los hallazgos hidrocarburíferos que se han dado a conocer en zonas aledañas (más específicamente en la región sur del margen continental en Brasil). Razón por la cual se han intensificado los estudios tanto por parte de investigadores en Uruguay, como así también empresas nacionales e internacionales. En base a ello se logró obtener más datos tanto de zonas donde no había información como una mejor calidad de datos de zonas conocidas anteriormente.

Si bien el objetivo principal de los estudios es y ha sido orientado a los recursos energéticos especulativos de la zona (más específicamente hidrocarburos), gracias a las nuevas investigaciones se pudo conocer y estudiar más sobre la evolución tectónica y estratigráfica de la plataforma marina del Uruguay. Concretamente en la zona de estudio del presente trabajo la obtención de nuevos datos tanto de los rasgos geológicos como geofísicos fueron decisivos para establecer el límite exterior de la plataforma continental uruguaya (Veroslavsky *et al.*, 2017). Dichos autores lograron identificar y caracterizar la presencia de depocentros profundos con un relleno vulcano-sedimentario. Esta caracterización tanto desde el punto geofísico como geológico permitió que se aplicará la fórmula del 1% de espesor sedimentario, con lo cual se redefinió el límite exterior antes mencionado según el artículo 76 de la CONVEMAR (Veroslavsky *et al.*, 2017).

Tomando como referencia estudios previos de zonas cercanas como lo es el de Soto *et al.* (2011), se realizó una interpretación de un conjunto de líneas sísmicas (COALEP, COPLA, BGR) ubicadas en el área de estudio, las cuales abarcan principalmente la llanura

abisal y la transición entre esta y la emersión continental. A partir de ellas se logró generar mapas, tanto de isópacas como de contorno estructural, y conocer los principales rasgos sedimentarios y estructurales de la zona.

## 1.1 OBJETIVO

Caracterización de los principales rasgos sedimentarios y estructurales sobre corteza oceánica en el *offshore* de Uruguay.

## 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Mapeo de espesor de cuencas y relleno sedimentario en el área de estudio.
- Identificación de depocentros sobre corteza oceánica.
- Perfilaje de las principales fallas.
- Identificación de los principales rasgos: campos de dunas, depósitos de transporte en masa (MTD), reflector simulador de fondo (BSR), conos volcánicos.

## 2. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio (Fig. 2.2) cubre una superficie aproximada de 48.500 km<sup>2</sup>, en aguas ultraprofundas (batimetrías superiores a 5000 m), que corresponde a las cuencas Oriental del Plata y Pelotas. Las coordenadas de los vértices se brindan en la siguiente tabla (Tabla 2.1).

Tabla 2.1

*Coordenadas de los vértices del área de estudio*

|            | Latitud S | Longitud W |
|------------|-----------|------------|
| Vértice NW | -38,70°   | -50,84°    |
| Vértice NE | -36,97°   | -48,27°    |
| Vértice SE | -38,65°   | -47,96°    |
| Vértice SW | -39,83°   | -50,09°    |

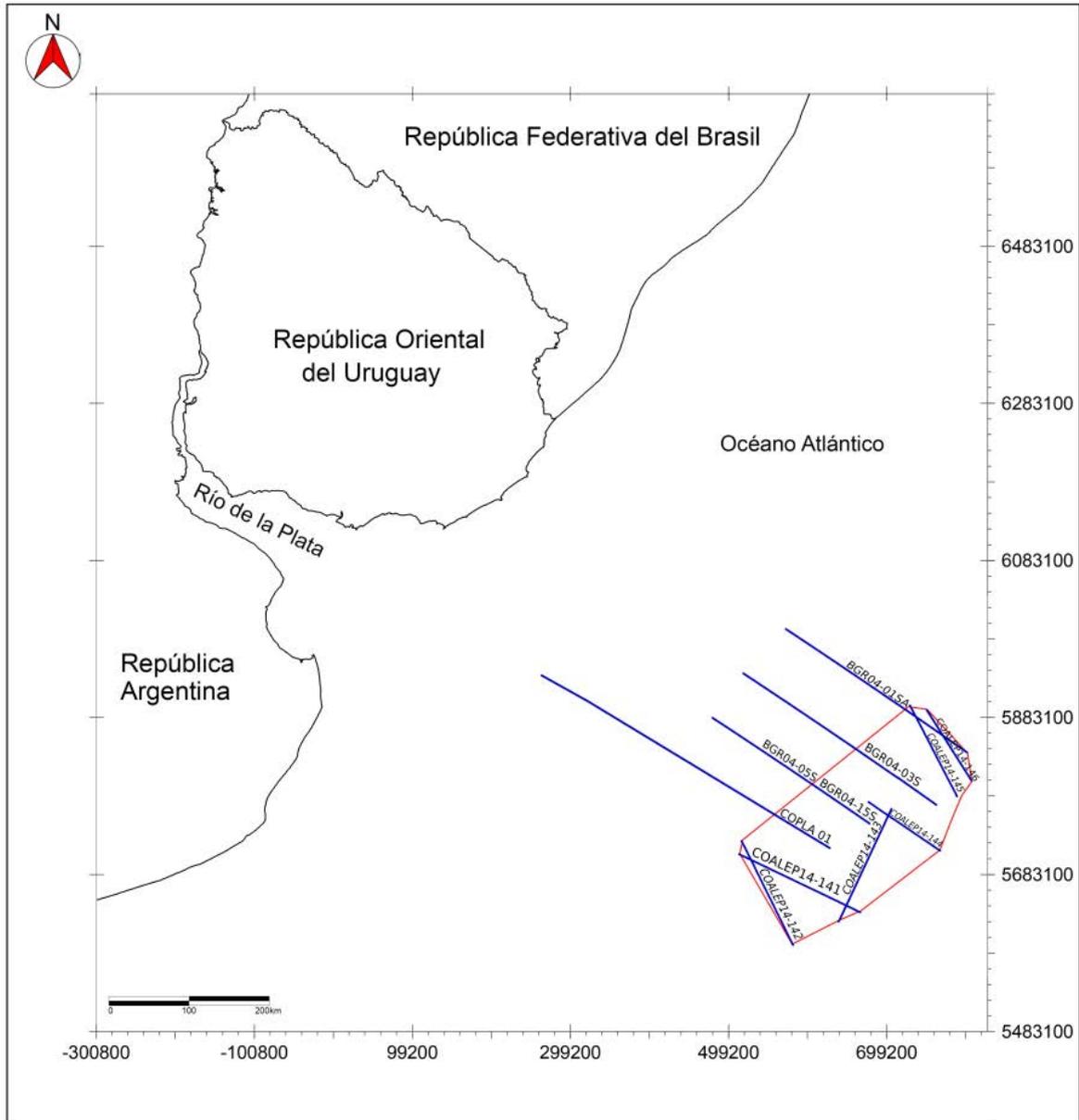


Figura 2.1. Ubicación del área de estudio (comprendida dentro del contorno rojo). También se representan en esta imagen las líneas sísmicas utilizadas para el presente trabajo.

### 3. MATERIALES

Para este trabajo se emplearon secciones sísmicas de reflexión 2D adquiridas por la empresa Spectrum, así como tramos de líneas COPLA y BGR, superando en total los 1000 km lineales, según se detalla en la Tabla 3.1. La Figura 2.1 muestra la ubicación de las secciones sísmicas utilizadas.

Tabla 3.1

*Líneas sísmicas utilizadas*

| Línea        | Año       | Adquirida por |
|--------------|-----------|---------------|
| COPLA-01     | 2001-2002 | COPLA         |
| BGR04-01SA   | 2004      | BGR           |
| BGR04-03S    | 2004      | BGR           |
| BGR04-15     | 2004      | BGR           |
| BGR05-S      | 2004      | BGR           |
| COALEP14-141 | 2014      | Spectrum      |
| COALEP14-142 | 2014      | Spectrum      |
| COALEP14-143 | 2014      | Spectrum      |
| COALEP14-144 | 2014      | Spectrum      |
| COALEP14-145 | 2014      | Spectrum      |
| COALEP14-146 | 2014      | Spectrum      |

Todas las líneas fueron cedidas por la Comisión del Poder Ejecutivo para el Establecimiento del Límite Exterior de la Plataforma Continental (COALEP).

## 4. METODOLOGÍA

Se realizó una revisión bibliográfica detallada, con énfasis en trabajos previos realizados tanto de la zona de estudio como del área adyacente a la misma que tuvieran conexión con el objetivo del presente estudio.

Se creó un proyecto en el *software* especializado The Kingdom Suite (IHS), disponible en una *workstation* del Instituto de Ciencias Geológicas (Facultad de Ciencias), en el cual se cargaron las líneas sísmicas mencionadas anteriormente (Tabla 3.1) y se delimitó el área de estudio.

Sobre cada una de estas líneas sísmicas se mapearon 3 reflectores: tope del basamento (corteza oceánica), tope del Cretácico y fondo marino (Figura 4.1). El mapeo del fondo marino no ofreció mayor dificultad, y se empleó el modo de mapeo automático (*hunt*). El tope del Cretácico fue traído desde líneas de otras campañas, y amarrado con el pozo Gaviotín (ver Daners y Guerstein, 2004). El tope del basamento, finalmente, no es un reflector simple dado el carácter “rugoso” (*hummocky*) dado por las *pillow* lavas. Por lo tanto, se traza de manera envolvente. También para su identificación se tuvieron en consideración los contrastes entre reflectores pertenecientes a la corteza oceánica (patrón con arreglo caótico) típico de basamento ígneo con respecto a reflectores con mayor amplitud, continuidad y contraste de impedancia característico de una megasecuencia sedimentaria o localmente volcanosedimentaria (Verosvlasky *et al.*, 2017) (Figura 4.2).

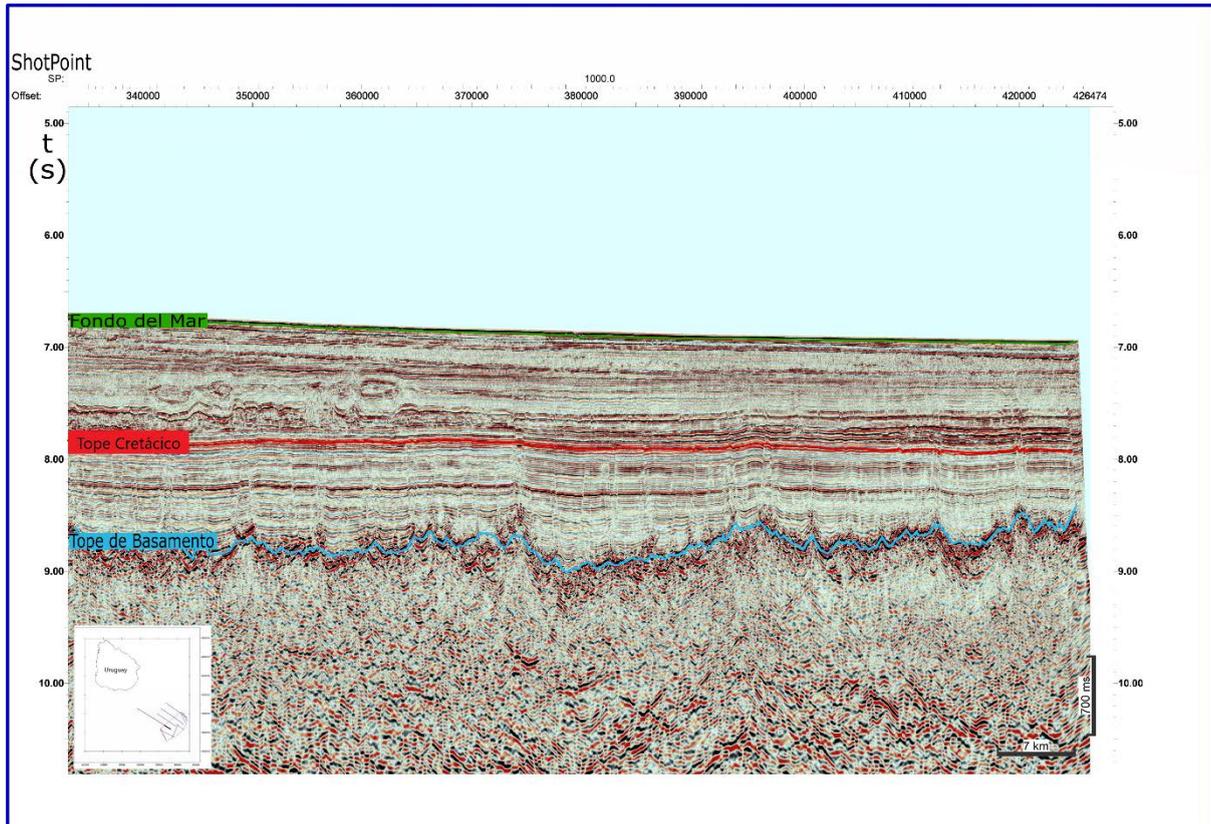


Figura 4.1. Referencia con los colores utilizados para mapear los reflectores (línea sísmica utilizada de ejemplo: COPLA01).

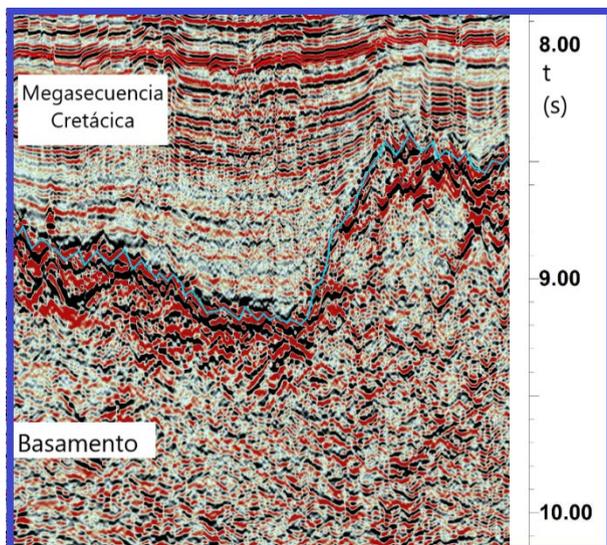


Figura 4.2. Contraste entre reflectores pertenecientes a basamento y cuenca.

En base a esta información se construyeron los correspondientes mapas de isópacas y de contorno estructural.

Con el mismo *software* se identificaron las fallas más conspicuas de las secciones sísmicas (las mismas fueron trazadas a mano con herramientas del programa y señaladas en negro con cruces). Cabe aclarar que, si bien se perfilaron fallas de mayor magnitud y menor magnitud, el objetivo de esta etapa fue poder identificar y reconocer la mayor cantidad de fallas posibles y sus características generales. Partiendo de la idea de resaltar la gran densidad de fallas que se presenta en cada línea, característica particular e interesante en la zona de estudio y posible punto de partida para posteriores trabajos de mayor detalle. En este trabajo se tomó como punto inicial el tope de basamento, reconociendo algunas por debajo las cuales no fueron señaladas en su totalidad.

Se utilizó una velocidad sísmica promedio de los paquetes Cenozoico y Cretácico estimada de 2.200 y 2.400 m/s, respectivamente (ver tabla 4.1). Se trabajó con líneas en tiempo dado que la calidad de las líneas BGR en profundidad es demasiado pobre. Para los cálculos de espesor se utilizó la siguiente ecuación:

$$E = \frac{V \times TWT}{2}$$

E= espesor.  
V= velocidad de propagación de la onda sísmica.  
TWT= tiempo de tránsito doble.

Ejemplo línea sísmica COPLA 1 cálculo de espesor para megasecuencia Cenozoica:

$$= \frac{2200 / \times 1.03}{2}$$

$$= 1133$$

| Material                            | Velocidad sísmica (m/s) |
|-------------------------------------|-------------------------|
| Sedimentos finos c/Gas              | 800-1400                |
| Limo-Arcilla blandas                | 1500-1600               |
| Arcillas duras                      | 1700-1900               |
| Arena sin consolidar                | 1600-1800               |
| Arena consolidada                   | 1900-2400               |
| Gravilla y grava cementada          | 1800-2400               |
| Caliza jóvenes (arrecife)           | 2200-3500               |
| Caliza antigua (arrecife)           | 2500-6000               |
| Calcoarenita y calcoarenita silicea | 2000-3700               |
| Cantos rodados en arenas            | 1900-4000               |
| Pizarra meteorizada                 | 1900-2500               |
| Pizarra                             | 2700-4300               |
| Granito                             | 4300-5800               |
| Basalto                             | 3000-6500               |
| R.Metamórficas                      | 3000-7000               |

Tabla 4.1 Velocidad sísmica de diferentes materiales. Modificado de Whiteley et al. (2008).

Se realizó una descripción e interpretación de las diferentes líneas sísmicas, poniendo énfasis en las principales características (depocentros, depósitos de transporte en masa, campos de dunas, conos volcánicos, etc.), así como también correlacionando la información con otros trabajos realizados en el área.

## 4.2 Conceptos fundamentales asociados a los objetivos de esta investigación

Sísmica de Reflexión: esta técnica se basa en emitir una onda de sonido hacia el subsuelo ya sea por medio de camiones vibradores, explosiones o camiones de aire comprimido, la cual se propaga y se va reflejando en las distintas superficies. Las ondas reflejadas se colectan en hidrófonos o geófonos (receptores), los cuales están dispuestos en cables a lo largo de una línea de adquisición donde se registra cuánto tiempo demoró la onda en ir y volver (por ello es tiempo de tránsito doble, TWT por sus siglas en inglés). Este método es uno de los más utilizados en la exploración de hidrocarburos, ya que las secciones sísmicas posibilitan el

reconocimiento de cortejos sedimentarios, fallas, posibles entrampamientos, etc. También se emplea en estudios medioambientales, geotécnicos, entre otros.

Compactación diferencial lateral: es un fenómeno que ocurre luego de la depositación de los sedimentos, en donde cada estrato va a desarrollar diferente grado de porosidad o incluso se va a depositar de forma irregular. Muchas veces este fenómeno se da debido a que los mismos son depositados sobre una superficie irregular o cerca de una zona con presencia de fallas que afecten la secuencia, también son consecuencia del cambio de presión debido justamente al peso de los sedimentos depositados por encima de ellos. En líneas sísmicas este fenómeno se puede identificar debido a un cambio en la amplitud de las líneas (con respecto a las adyacentes a las mismas).

Reflector simulador de fondo (BSR): Son reflectores paralelos al fondo marino, importantes debido a que la presencia de ellos en una sección sísmica puede indicar la existencia de hidratos de gas. Presentan polaridad invertida respecto al fondo del mar, producto de la presencia de hidratos de gas por encima (sólido) y sedimentos con gas libre por debajo (Tomasini et al., 2011). Los hidratos de gas son estructuras de moléculas de agua en estado sólido, que albergan en su interior gases como metano. Se forman en condiciones naturales principalmente marinas a batimetrías mayores de 500 metros (también en regiones con permafrost) y están controladas por condiciones de alta presión y baja temperatura, así como también la composición química de la sección (Tomasini et al., 2011). Si bien no pertenecen a los llamados reservorios convencionales de gas, los hidratos de gas han cobrado gran importancia en los últimos años asociados a reservas de gas no convencionales.

Depósitos de transporte en masa: Pueden ser definidos en líneas generales como todo desplazamiento de roca o parte de la misma que se da debido a la gravedad. Son el resultado de procesos de reptación, deslizamiento y procesos de “debris flow” (Steventon et al., 2018). Este fenómeno cumple un papel muy importante en lo que son los procesos de construcción

de los márgenes continentales, en el desarrollo de sistemas petroleros y en la predicción de rasgos geográficos. En lo que respecta a la identificación en secciones sísmicas de estos procesos, se puede destacar en líneas generales que por lo general presentan paquetes de base irregular, con reflectores de baja amplitud y continuidad con configuración interna caótica, con deformación proximalmente de tipo distensiva y distalmente de tipo compresiva (Steventon et al., 2018).

Campo de Dunas: Según Hernández-Molina et al. (2017), los campos de dunas no sólo están limitados a ambientes fluviales, litorales costeros o poco profundos, sino que también se los identifica en ambientes marinos profundos dominado por corrientes de contorno, con velocidades en torno a 1 m/s (Stow et al., 2009). En este último caso, su identificación favorece la caracterización de posibles reservorios de hidrocarburos y la reconstrucción paleogeográfica del ambiente.

## 5. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 5.1 Generalidades

El margen continental uruguayo se localiza aproximadamente entre los paralelos 34°S y 38°S, y los meridianos 50°W y 56°W, abarcando un área total de 130.000 km<sup>2</sup>, y láminas de agua que van de los 20 m hasta más de 5000 m.

Se caracteriza por ser un margen divergente de tipo volcánico (Ucha *et al.*, 2004; Franke *et al.*, 2007; Soto *et al.*, 2011). Fue originado tras la fragmentación del supercontinente Gondwana y posterior apertura del Océano Atlántico, iniciada en el Jurásico (e.g. Rabinowitz & LeBrecque, 1979). Comprende 3 grandes porciones: la Cuenca Punta del Este, la porción austral de la Cuenca Pelotas y la Cuenca Oriental del Plata (Soto *et al.*, 2011, Morales *et al.*, 2017a; Figura 5.1).

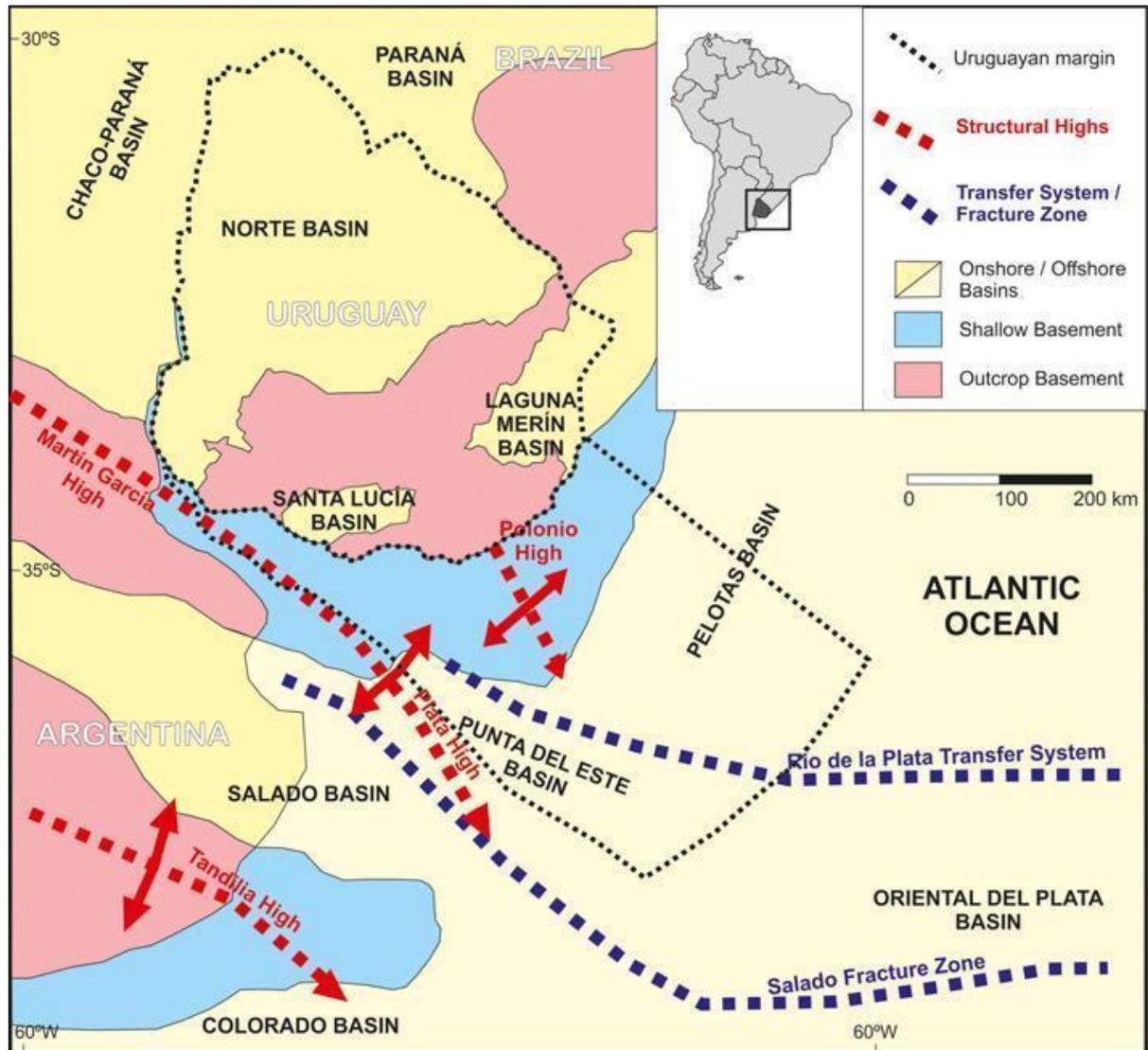


Figura 5.1. Cuencas sedimentarias de Uruguay. Tomado de Morales *et al.* (2017b). Nótese que Rossello *et al.* (2017) proponen la continuación de la Cuenca Santa Lucía hacia la Fosa de Quilmes (provincia de Buenos Aires), así como la existencia de otro depocentro en el subsuelo del Río de la Plata (Fosa Recalada).

La Cuenca Punta del Este es parte de un *rift* abortado de orientación NW-SE, mientras que la Cuenca Pelotas, de orientación NE-SW, se continúa en el margen continental brasileño. (Stoakes *et al.*, 1991; Ucha *et al.*, 2004, Morales *et al.*, 2017a). Ambas cuencas están separadas (excepto en aguas ultraprofundas) por el alto del Polonio. Por último, la Cuenca Oriental del Plata (e.g. de Santa Ana *et al.*, 2009) se desarrolla en el sector SW del margen.

Según la redefinición de Soto *et al.* (2011), se desarrolla exclusivamente sobre corteza transicional y oceánica.

Solamente 3 pozos se han perforado en el margen continental de Uruguay: los pozos Lobo X-1 y Gaviotín X-1, en la Cuenca Punta del Este (1976 - Chevron), y el pozo Raya X-1 en la Cuenca Pelotas (2016 - Total). Existe no obstante una buena cobertura de sísmica 2D y 3D, que ha permitido recientemente abordar en detalle la sismoestratigrafía y sistemas petroleros de las cuencas Punta del Este y Pelotas (Morales *et al.*, 2016; Conti *et al.*, 2017; Morales *et al.*, 2017b).

El margen posee una extensa plataforma continental, particularmente en la región sur. El talud continental presenta características morfológicas variables: mientras que en el Sur predominan las terrazas contorníticas y cañones, hacia el Norte se presenta un perfil suavemente cóncavo con curvatura constante para dar paso a la llanura abisal (Veroslavsky *et al.*, 2017), con terrazas escasamente diferenciadas que desaparecen hacia el norte, y localmente un mega-deslizamiento submarino (Hernández-Molina *et al.*, 2016).

## 5.2 Evolución general del margen

Globalmente, se distinguen en la evolución del margen cuatro fases: prerift, sinrift, transición y postrift (Morales *et al.*, 2017a) (Figura 5.2).

*Prerift.* Atravesado en la Cuenca Punta del Este por el pozo Gaviotín X-1 (también en la porción *onshore* brasileña de la cuenca Pelotas), donde se encontró en su tramo final areniscas cuarzosas y lutitas pérmicas correlacionables con unidades de la Cuenca Norte (Veroslavsky *et al.*, 2003). En base a datos sísmicos se infieren espesores de entre 150 m y 1500 m (Morales *et al.*, 2017a). Se destaca que recientemente Pángaro *et al.* (2016) denominaron Cuenca Hespérides a un ámbito de sedimentación del Paleozoico Tardío-Triásico Temprano.

*Sinrift.* En el sur del margen predominan potentes hemigrábenes (hasta 3000 m) de orientación NW, con relleno de depósitos aluviales, fluviales y lacustres, así como también materiales de origen volcánico. Tanto en los pozos Lobo como Gaviotín se pudieron observar litologías volcánicas, conglomerádicas y arenosas, correlacionables con las formaciones Puerto Gómez, Cañada Solís y Migués de la Cuenca Santa Lucía. Tanto distalmente como hacia el sector norte dichos hemigrábenes, levemente más jóvenes y de orientación NE, presentan un desarrollo más reducido (200 a 1000 m de potencia). En líneas generales se puede afirmar que la fase sinrift en Uruguay podría establecerse entre el Jurásico Medio y el Cretácico inferior (Morales *et al.*, 2017a).

*Transición.* Restringida al sur del margen (Cuenca Punta del Este), presenta escaso desarrollo. En los testigos de los pozos Lobo y Gaviotín esta fase se presenta como areniscas con intercalación de conglomerados y rocas vulcanosedimentarias. Se infiere una edad Barremiana-Aptiana por correlación con cuencas del *offshore* de África.

*Posrift.* Posee una potencia importante, de más de 6000 m (Franke *et al.*, 2007; Morales *et al.*, 2017a), constituyendo el principal relleno en la Cuenca Pelotas. Puede subdividirse en dos: secuencia posrift cretácica y secuencia posrift cenozoica. La secuencia posrift cretácica en el sur del margen está representada por cliniformas que siguen un patrón de apilamiento progradacional que indica un aporte sedimentario desde el NW. Estas cliniformas no se observan en el sector norte, donde la secuencia está reducida en espesor y presenta morfología de rampa, con un patrón de apilamiento agradacional-retrogradacional (Morales *et al.*, 2017a).

La secuencia posrift cenozoica está desarrollada tanto en el sur como en el norte del margen, y representa el registro de oscilaciones eustáticas del nivel del mar producidas en dicha era. Morales *et al.* (2017) reconocen siete secuencias depositacionales. Cabe destacar

que durante el cenozoico el margen uruguayo conformaba una única gran cuenca, ya que la transición mastrichtiense-paleocena superó los altos internos de las cuencas.

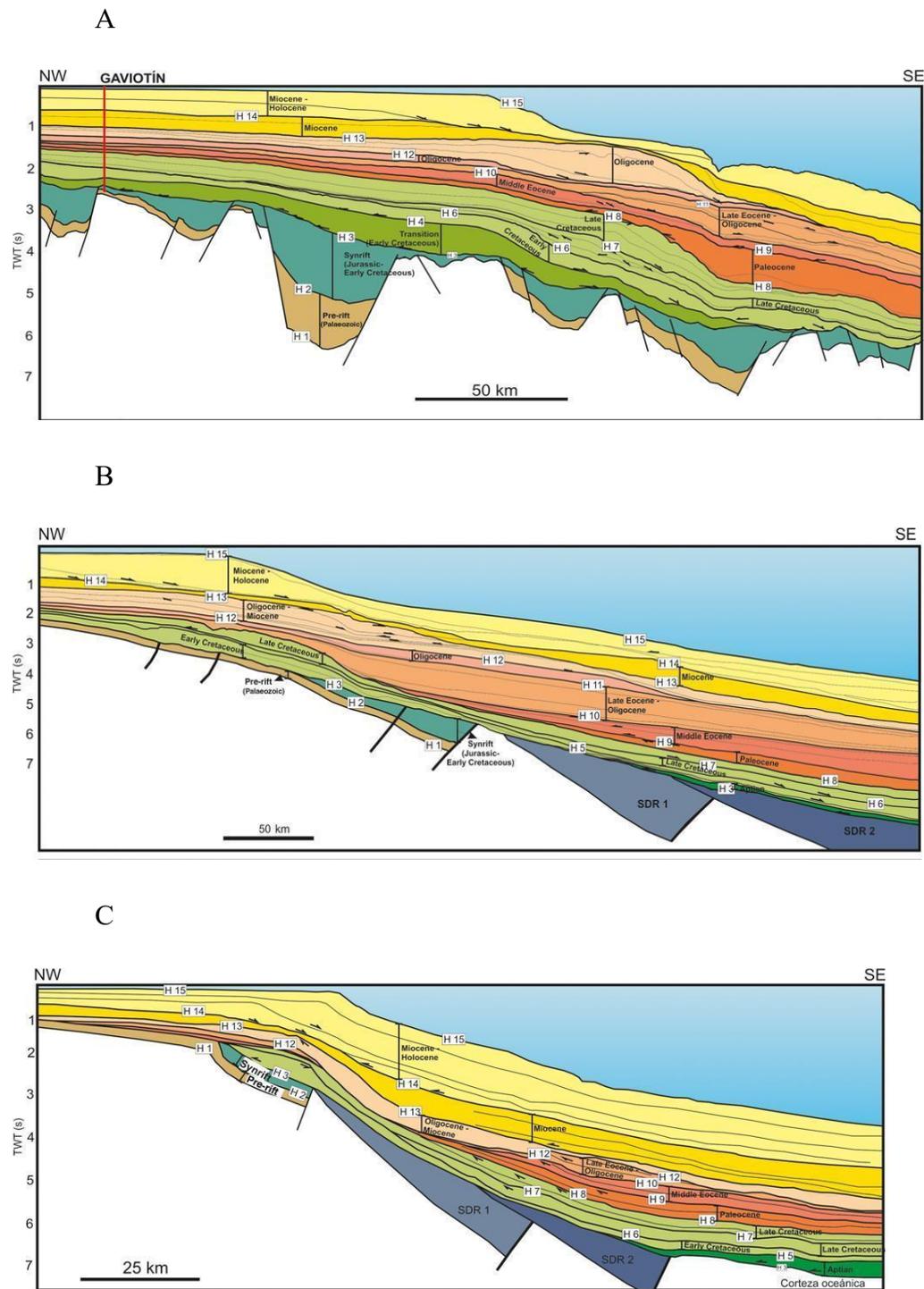


Figura 5.2. Líneas sísmicas representativas del sector sur, central y norte (A, B, C) del margen continental uruguayo. Se distinguen las diferentes secuencias: prerift (marrón), sinrift (azul, incluyendo los SDR en violeta), transición (verde oscuro) y postrift (Cretácico en verde claro, Paleógeno en rojo, Neógeno en amarillo). Tomado de Morales *et al.* (2017a).

### 5.3 Caracterización cortical, fallas y depocentros

Los antecedentes inmediatos del presente trabajo son los de Soto *et al.* (2011) y Veroslavsky *et al.* (2017). Estos autores reconocieron diferentes tipos de corteza: continental, de transición y oceánica en el margen continental uruguayo (Figura 5.3.1).

La corteza continental hacia el sureste del margen tiene una extensión de 300 km en el *offshore* del Uruguay y un espesor superior a 35 km, estando caracterizada por reflectores con amplitudes variables, los cuales han sido atravesados por fallas, especialmente en la Cuenca Punta del Este (Soto *et al.*, 2011).

La corteza de transición se caracteriza por una intensa actividad magmática, tanto intrusiva (HVLC, o corteza inferior de alta velocidad sísmica) como extrusiva (SDRs, o reflectores buzantes mar adentro, y *flat-lying flows* o basaltos planos), correspondiente al Cretácico (Soto *et al.*, 2011).

La corteza oceánica se reconoce por presentar una morfología de tipo *hummocky* relacionada a las *pillow* lavas. El pasaje de la corteza de transición a la corteza oceánica se da de forma gradual. El espesor de la corteza oceánica es de unos 7000 m, aunque localmente se atenúa hasta los 2000 m. La corteza oceánica está fuertemente fallada próxima a las 350 millas náuticas, configurándose depocentros de orientación NE en los que el espesor de sedimentos casi se duplica. Se observan también conos volcánicos que alcanzan los 500 m de altura (Soto *et al.*, 2011).

Por último, estos autores definieron un sistema de fallas que interrumpen y dislocan ciertos rasgos (depocentros, SDRs y anomalías magnéticas asociadas), denominado Sistema de Transferencia del Río de la Plata (STRP). Sobre la base de líneas sísmicas adquiridas en los últimos años en el marco del proyecto de determinación del límite exterior de la plataforma continental de Uruguay (Figura 5.3.2), el trazado del STRP fue recientemente refinado por Veroslavsky *et al.* (2017).

Recientemente se interpretó la presencia de una cuenca *pull-apart* de posible edad Aptiana (Rowlands *et al.*, 2015) hacia la porción central del margen.

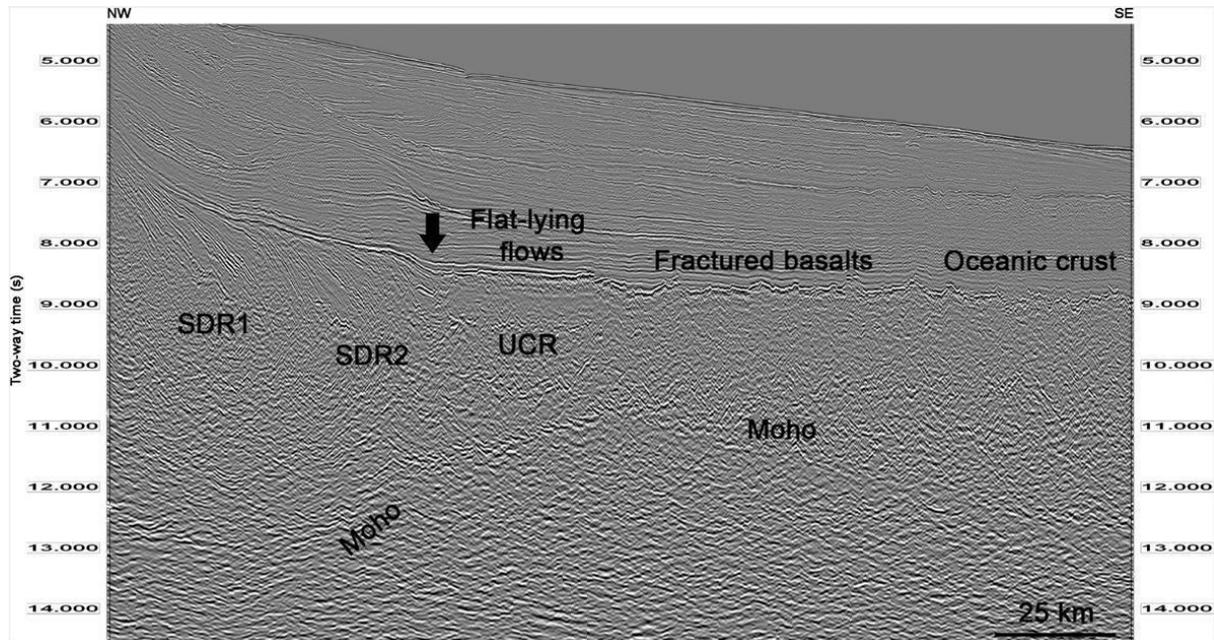


Figura 5.3.1. Línea sísmica ilustrando la corteza de transición y corteza oceánica. Nótese la profundización de la discontinuidad de Moho. Tomado de Soto *et al.* (2011).

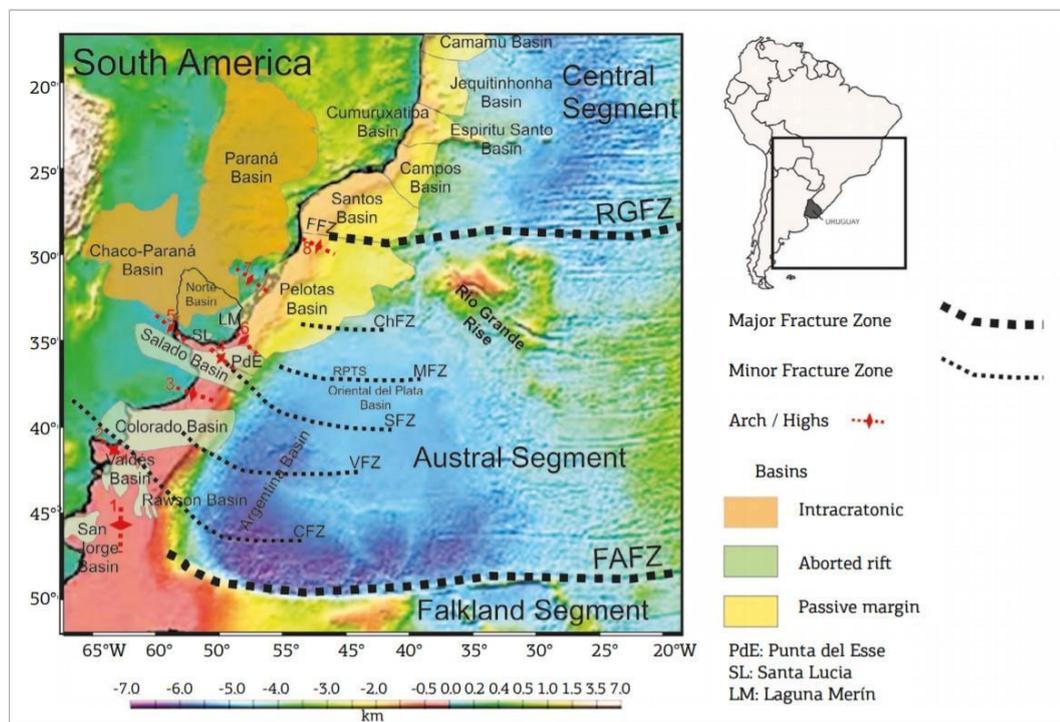


Figura 5.3.2. Mapa batimétrico de las cuencas offshore del Uruguay, tomada de Morales *et al.* (2017).

## 6. RESULTADOS

### 6.1 Descripción e interpretación de líneas sísmicas

- Características generales de las líneas

En líneas generales el relleno de los depocentros identificados en las líneas sísmicas comprenden, hacia la base, reflectores con anomalías de amplitud. También se observó que el tope del basamento aparece rugoso e irregular, dada la configuración *hummocky* o monticular de las *pillow lavas*.

En lo que comprende al paquete cretácico se observa que la amplitud de los reflectores disminuye notoriamente hacia la base de la secuencia, interpretándose como lutitas de ambiente marino profundo.

La porción media del Cenozoico comprende una capa transparente, continua y de espesor promedio 0.2 s, que podría interpretarse como un paquete homogéneo de lutitas marinas.

A continuación, se realizará una descripción e interpretación de cada línea sísmica.

- Descripciones generales de fallas geológicas

En líneas generales, las fallas que se observan resultan ser subverticales a verticales y de alto ángulo (ej: Figura 6.1.19 cercanas al depocentro de mayor magnitud).

Se identifican fallas que alcanzan la secuencia post-rift sedimentaria, las cuales pueden ser indicadoras de una reactivación reciente de fallas del basamento. En algunos casos incluso pueden haber cambiado el sentido del movimiento de la misma, quizás en posibles futuros estudios a detalle de las características de cada falla y sus propiedades cinemáticas se pueda dar una mayor descripción.

También en general las fallas de mayor magnitud y continuidad se encuentran en la zona de levantamiento del basamento y donde se identificaron los depocentros más significativos (Figura 6.1.27, Figura 6.1.2). Estas fallas si bien, se necesitaría un estudio más a detalle y con mayor precisión, podrían deberse a la acción de fuerzas de tensión (asociados a contextos distensivos, con alto ángulo (influenciadas a su vez por la fuerza de gravedad).

Sin embargo, como se mencionó anteriormente, existen ciertas zonas con fallamiento inverso (en menor proporción y magnitud), que si bien puede tornarse confuso dado el ambiente tectónico en el que se encuentra ubicadas las líneas interpretadas (tomando como referencia que la presencia de las mismas se asocian a eventos compresionales), podrían explicarse por la ocurrencia de esfuerzos tectónicos compresivos, de pequeña escala, post-depositacionales. Por ejemplo, Steventon et al., (2018) en su descripción de un deslizamiento submarino del offshore del Uruguay mencionan la presencia de esfuerzos compresionales sobre la zona distal de las líneas sísmicas, asociando el evento a una deformación polifásica de ciertas secuencias (Figura 6.1.2, Figura 6.1.3).

También se observa la presencia de fallas intrasedimentarias de menor magnitud que solo afectan la megasecuencia cenozoica. Particularmente aparecen de forma más frecuente en la zona donde existen depósitos de transporte en masa. Lo cual también podría deberse a eventos tectónicos de pequeña escala y sedimentarios posteriores.

En la línea COALEP14-143, particularmente en la zona donde se identificó un montículo con distribución caótica dentro (descrito como un “Rafted Block”), se observa que el mismo está delimitado por dos fallas con un leve buzamiento hacia el exterior del montículo (Figura 6.1.21). Esto, puede ser resultado de los eventos sedimentarios que se identificaron en la secuencia.

▪ Línea BGR04-01SA

Tiene una orientación NW-SE. El fondo del mar se encuentra a unos 6.75 s de profundidad promedio (batimetría: 5.060 m). Presenta un relieve suave, prácticamente sin irregularidades. Se aprecia la transición entre el final del talud continental y el comienzo de la planicie abisal.

En cuanto al relleno en esta zona del margen continental, se observa mayor desarrollo de la megasecuencia cenozoica en relación a la megasecuencia cretácica, 1.10 s y 0.60 s de espesor promedio, respectivamente (correspondientes aproximadamente a 1.210 y 720 m).

Se observa un depocentro cretácico, en el que se profundiza drásticamente el basamento (particularmente el SP 1300), en relación con fallas geológicas de gran magnitud. El relleno de dicho depocentro comprende, hacia la base, reflectores con anomalías de amplitud. Se observan conos volcánicos submarinos (ej. SP 1950).

Los reflectores que corresponden al Cretácico se observan con una clara continuidad, así como también muestran un paralelismo entre sí. Por otro lado, las amplitudes de dichos reflectores a medida que se acercan al tope de la megasecuencia aumentan en comparación con la base, salvo en la región de los depocentros, donde además se observa una disminución de la frecuencia. El tope del Cretácico se da aproximadamente entre los 7.8 y los 7.9 s. El espesor máximo de la megasecuencia es de unos 1934 m en el depocentro anteriormente mencionado.

Los reflectores de la megasecuencia cenozoica se observan con cierto paralelismo entre sí (a excepción de la zona en la que posiblemente existan campos de dunas, descrito más adelante). También puede verse que la amplitud de dichos reflectores aumenta hacia el tope, así como también disminuye su frecuencia. Se observa a unos 7.3 s de profundidad (promedio) la presencia de reflectores con configuración interna progradacional. Estos se interpretan como un campo de dunas cenozoico, con una potencia máxima de

aproximadamente 0.4 s (equivalente aproximadamente a 267 m) en el SP 1100 y una buena continuidad lateral (al menos 100 km, es decir, la totalidad de la línea).

Las fallas en su mayoría no afectan a la megasecuencia cenozoica. De las que sí lo hacen, solo unas pocas alcanzan la posición estratigráfica del campo de dunas. Algunas pequeñas irregularidades del fondo del mar podrían estar asociadas a fallas (ej. SP 2400).

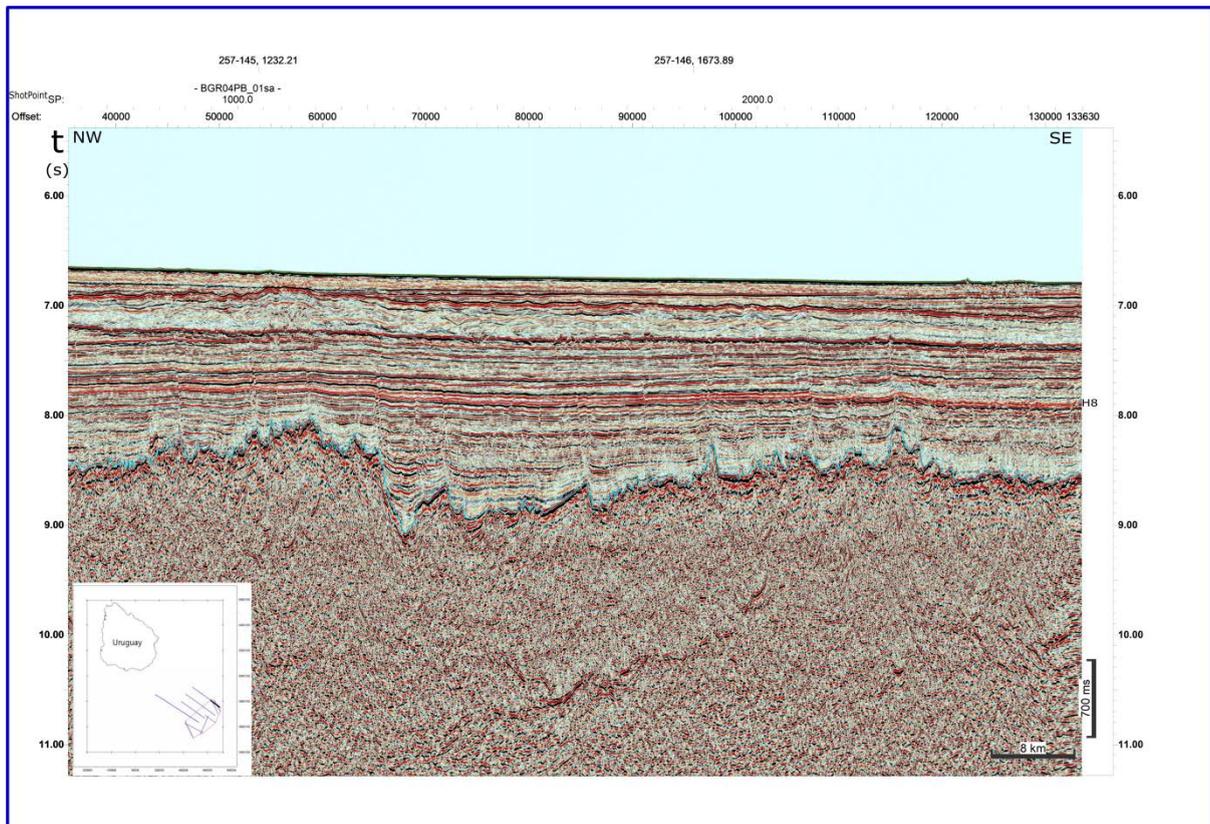


Figura 6.1.1. Imagen de la línea sísmica BGR04-01SA sin fallas.

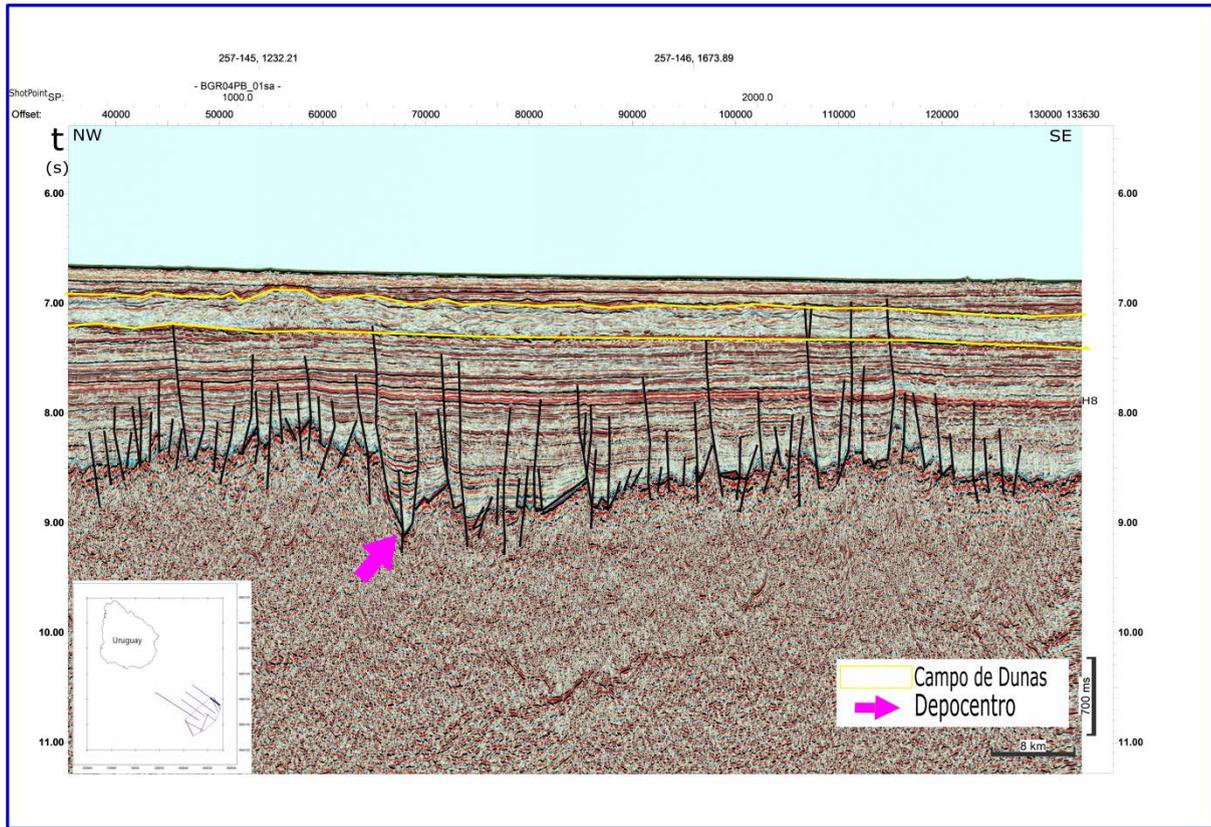
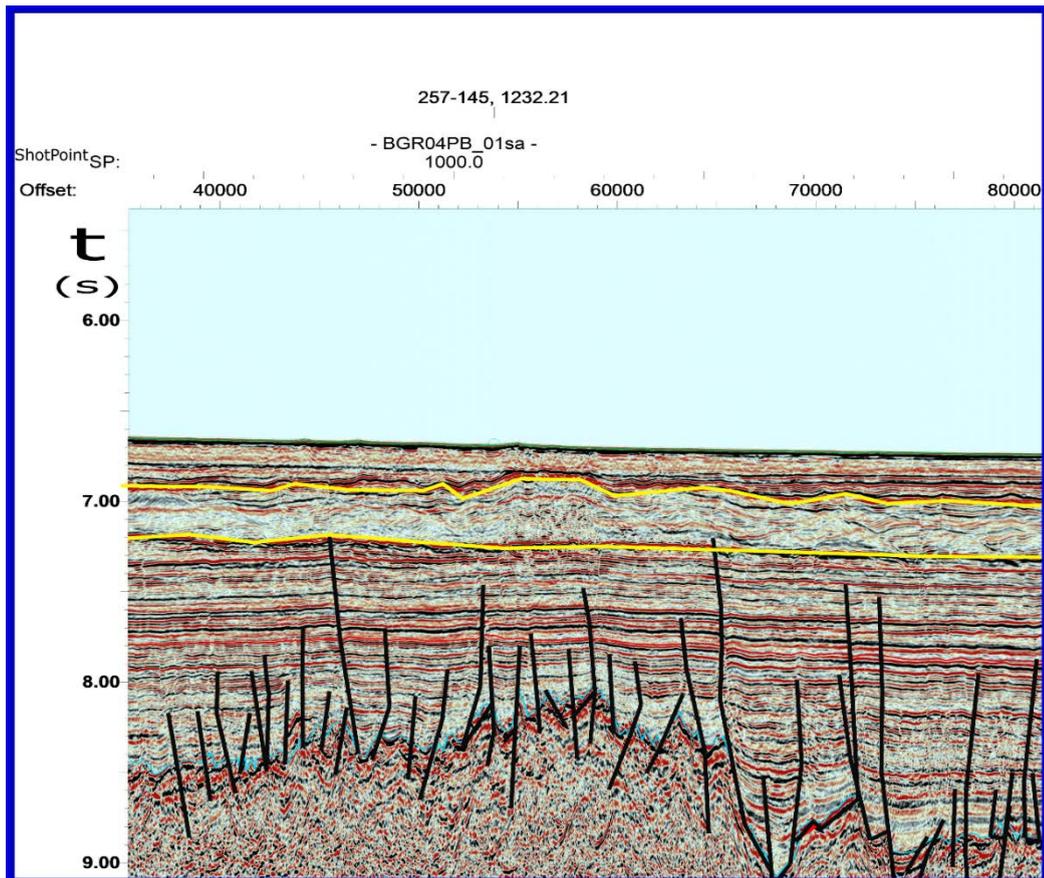


Figura 6.1.2. Imagen de la línea sísmica BGR04-01SA con fallas.



*Figura 6.1.3.* Imagen de campo de dunas en la línea sísmica BGR04-01SA (mayor aumento y detalle sobre la zona de estudio).

▪ Línea BGR04-03S

Tiene una orientación NW-SE. El fondo del mar se encuentra a unos 6.75 s de profundidad promedio (batimetría: 5.062 m). Presenta un relieve suave, prácticamente sin irregularidades. Se aprecia la transición entre el final del talud continental y el comienzo de la planicie abisal.

En cuanto al relleno en esta zona del margen continental, se observa mayor desarrollo de la megasecuencia cenozoica en relación a la megasecuencia cretácica, 1.14 s y 0.70 s de espesor promedio, respectivamente (correspondientes aproximadamente a 1.254 y 840 m).

Se observa un depocentro cretácico, en el que se profundiza drásticamente el basamento (particularmente en el SP 3400), en relación con fallas geológicas de gran magnitud. Hacia el SP 3800 se observa un gran cono volcánico submarino, de casi 1.000 m de potencia, asociado a varias fallas que radian desde el ápice.

Los reflectores que conforman la megasecuencia cretácica se observan con gran continuidad, así como también presentan amplitudes homogéneas (salvo hacia la base de la megasecuencia). Las pequeñas discontinuidades en dichos reflectores se atribuyen a fallas que atraviesan la megasecuencia. Se observa también en la zona que abarca los SP 3800 y 4200 (a una profundidad de 8.25 s aproximadamente) que los reflectores adquieren mayor frecuencia. El tope del Cretácico se da aproximadamente a los 7.75 s. El espesor máximo aproximado de la megasecuencia es de 1.428 m, en el depocentro anteriormente mencionado.

Los reflectores que conforman la megasecuencia cenozoica se observan de forma continua lateralmente. La base de la megasecuencia muestra reflectores de alta frecuencia. En la zona de los SP 3750 a 4050, a una profundidad de entre 7.60 y 7.70 s, se observan zonas con menor amplitud. Hacia el tope de la megasecuencia se observan reflectores muy levemente marcados.

En las fallas de este perfil se observan ramificaciones de algunas fallas específicamente en la posición cercana al SP 4100. Algunas pequeñas irregularidades del fondo del mar podrían estar asociadas a fallas (ej. entre los SP 4200 y 4400).

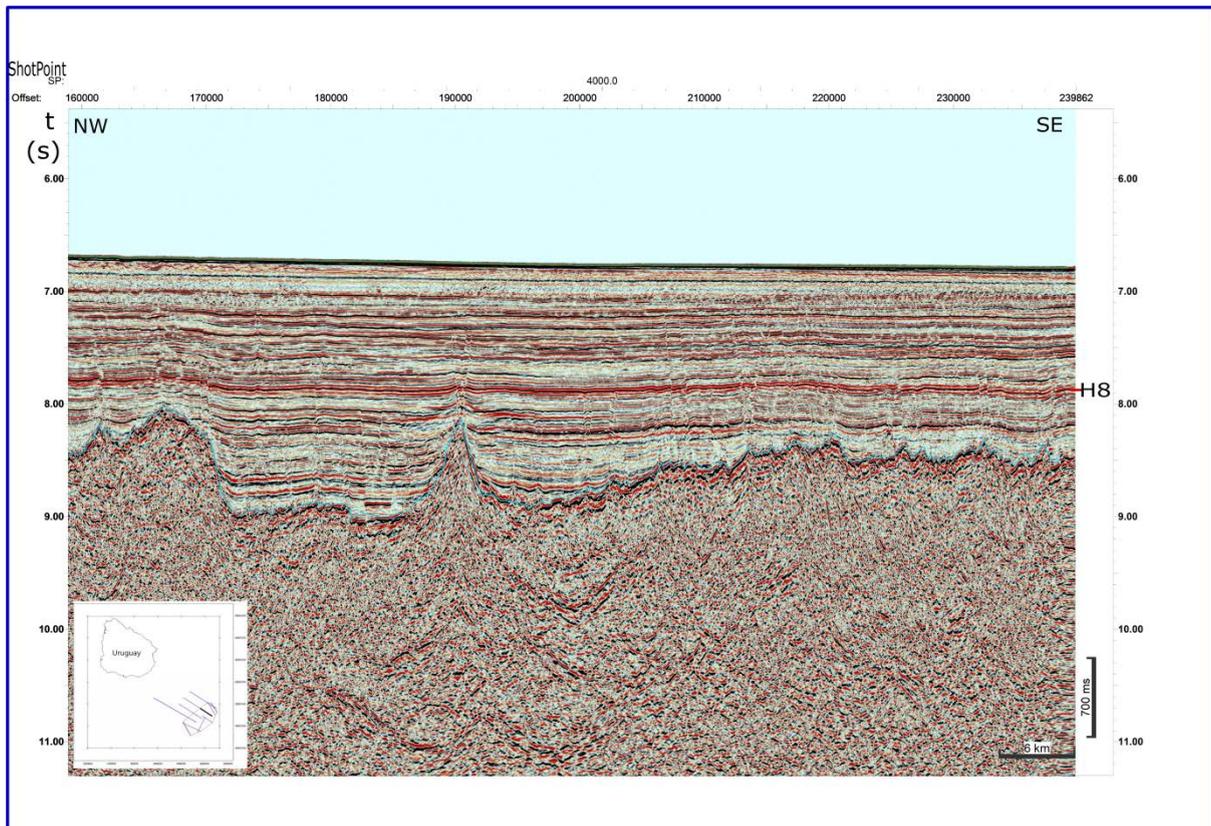


Figura 6.1.4 Imagen de la línea sísmica BGR04-03S sin fallas.

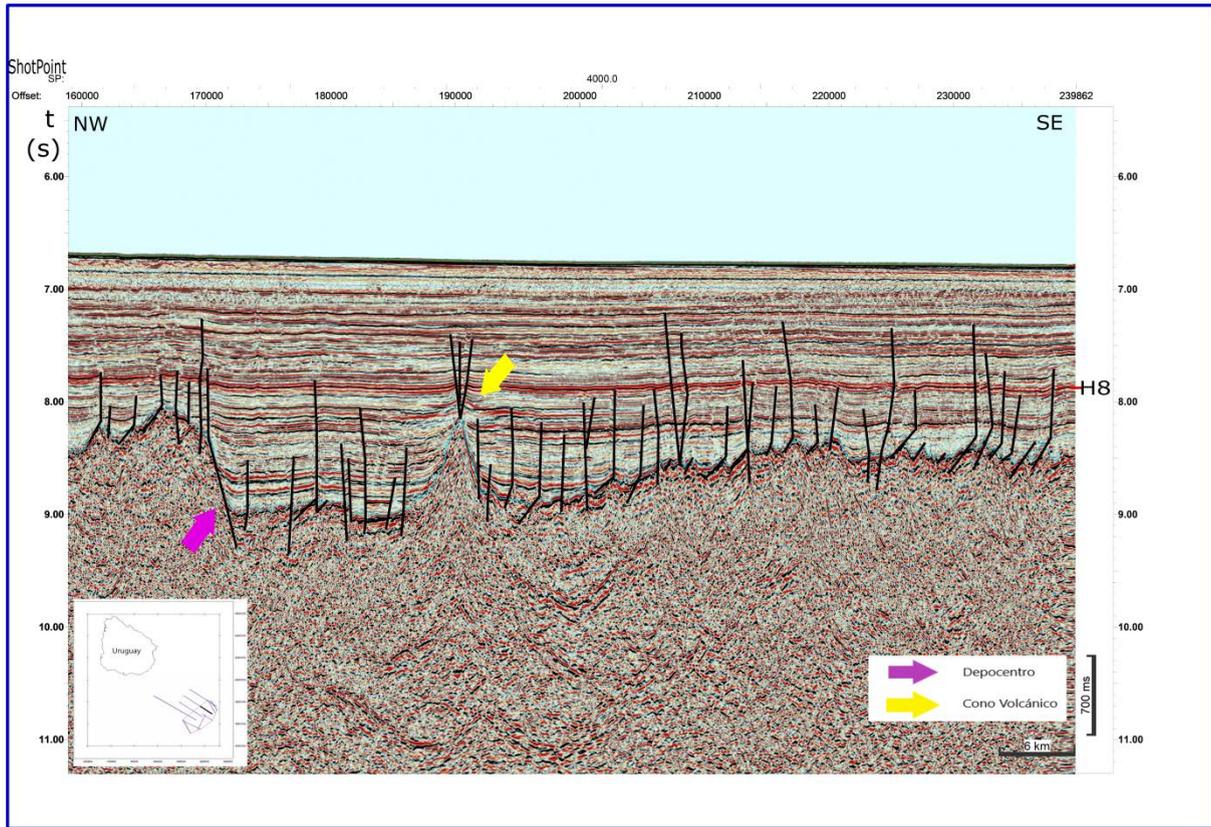


Figura 6.1.5. Imagen de la línea sísmica BGR04-03S con fallas.

▪ Línea BGR04-05-S

Tiene una orientación NW-SE. El fondo del mar se encuentra a unos 6.75 s de profundidad promedio (batimetría: 5.062 m). Presenta un relieve suave, prácticamente sin irregularidades. Se aprecia una transición más abrupta entre el final del talud continental y el comienzo de la planicie abisal con respecto a lo anteriormente observado en otras líneas.

En cuanto al relleno en esta zona del margen continental, se observa un desarrollo prácticamente similar de la megasecuencia cenozoica en relación a la megasecuencia cretácica, 1.04 s y 1.10 s de espesor promedio, respectivamente (correspondiendo a 1.144 y 1.200 m). Sin embargo, hacia el extremo NW de la sección podemos ver que la megasecuencia cretácica se hace levemente menos potente que la megasecuencia cenozoica.

No se observan grandes depocentros sin embargo, sí podemos ver zonas en donde el Cretácico se profundiza. En el SP cercano a 1000 se observa la presencia de un volcán submarino. También entre los SP 200 y 500 se aprecia una zona controlada por fallas (ver Fig. 6.1.6) en donde el basamento asciende de forma abrupta y en consecuencia el espesor del Cretácico se ve disminuido.

Los reflectores que conforman el Cretácico se observan con buena continuidad. Hacia los 7,75 s (tope del Cretácico) y los 8,25 s de profundidad los reflectores se presentan con mayor frecuencia y amplitud, mientras que el paquete intermedio entre ambas profundidades muestra una reducción en la amplitud. El espesor máximo de la megasecuencia es de 2007 m (SP 1.500).

Los reflectores que conforman la base del Cenozoico se observan de forma discontinua y no horizontal en la porción oeste de dicha línea (entre los SP 1400 y 2200, a una profundidad de 7,5 s). Hacia 7,3 s se observan reflectores levemente ondulados. Hacia el tope de la megasecuencia cenozoica se observa cierta homogeneidad en los reflectores, con

baja frecuencia y amplitud, a lo largo de toda la línea. El espesor máximo de esta megasecuencia es de aproximadamente 1114 m.

Las fallas mapeadas en su mayoría no afectan a la megasecuencia cenozoica. Se observan sí zonas en donde no hay prácticamente fallas.

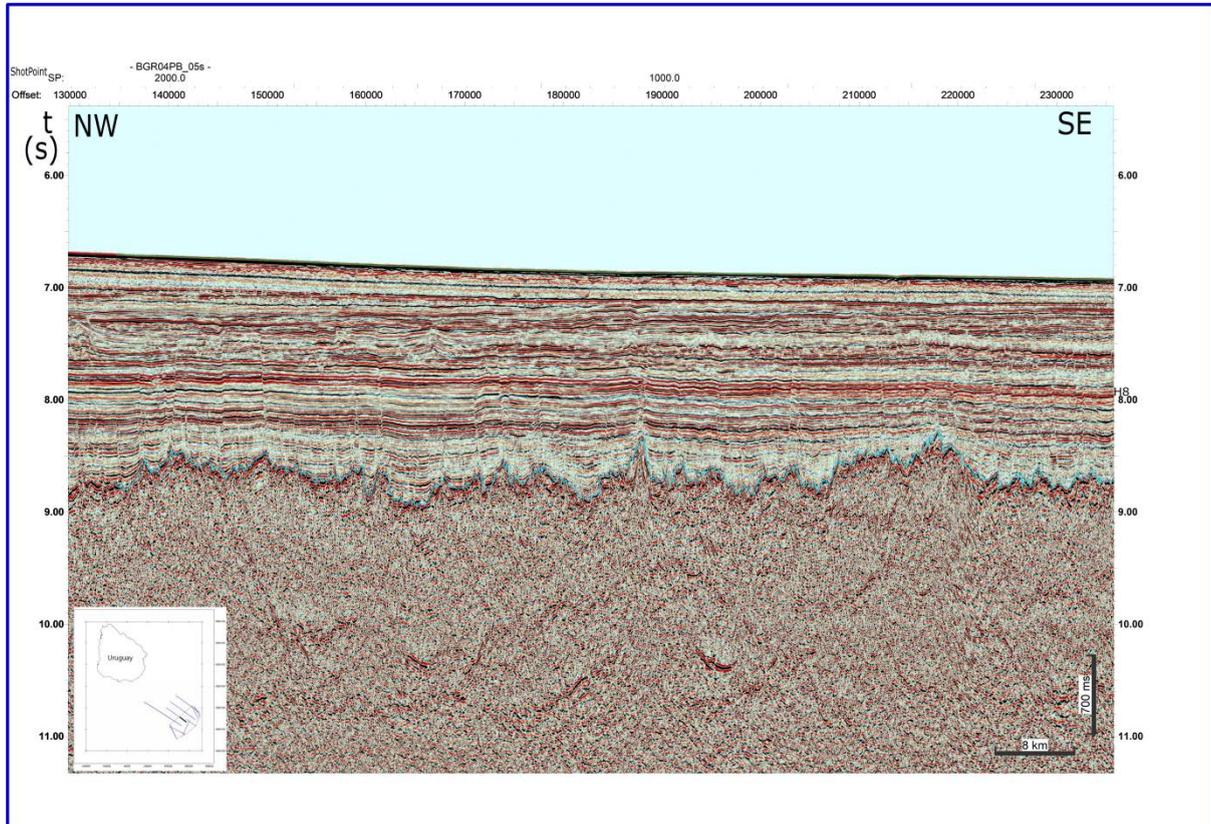


Figura 6.1.6. Imagen de la línea sísmica BGR04-05-S sin fallas.

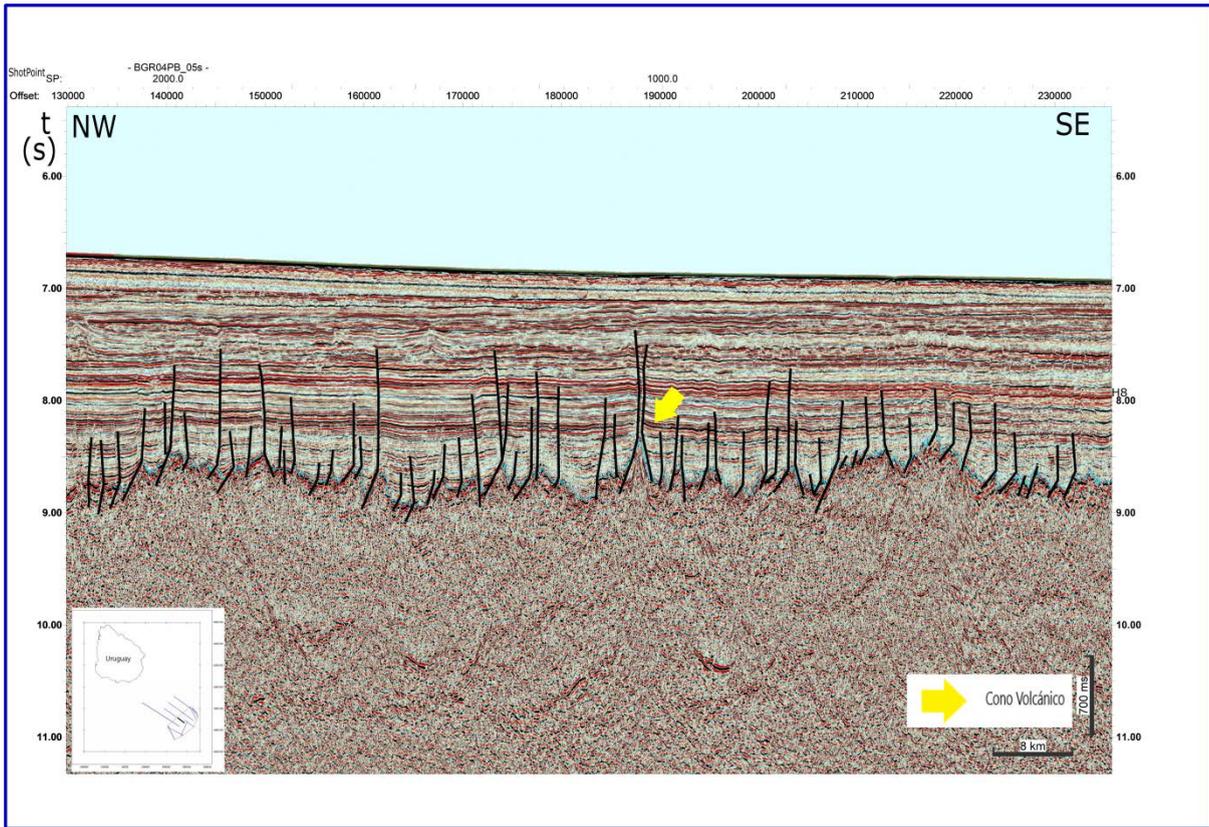


Figura 6.1.7. Imagen de la línea sísmica BGR04-05-S con fallas.

▪ Línea BGR04-15

Tiene una orientación NW-SE. El fondo del mar se encuentra a unos 6.8 s de profundidad promedio (batimetría: 5100m). Presenta un relieve suave, prácticamente sin irregularidades.

En cuanto al relleno en esta zona del margen continental, se observa mayor desarrollo de la megasecuencia cenozoica en relación a la megasecuencia cretácica, con 1.18 s y 0.71 s de espesor promedio, respectivamente (correspondiendo a 1298 y 852 m).

No se observan grandes depocentros cretácicos, sin embargo, existen zonas en las que se profundiza el basamento (particularmente SP 50, 925, 1000 y 1200), en relación con fallas geológicas.

Los reflectores que conforman el Cretácico se observan con continuidad, excepto en la porción central de la línea, entre los 8 y los 8,5 s. En la mitad NW de la línea los reflectores presentan mayor amplitud y menor frecuencia, aunque es posible que un artefacto de adquisición o procesamiento oscurezca la información en la mitad SE de la línea. También, como ya se mencionó anteriormente, la base del Cretácico se caracteriza por reflectores de baja amplitud. El tope del Cretácico se da aproximadamente entre los 7.9 y los 8 s.

Los reflectores que conforman el Cenozoico presentan un cierto paralelismo y continuidad lateral. Sin embargo, sí podemos destacar que la amplitud y frecuencia de los mismos es heterogénea a lo largo de la línea. Más específicamente en la zona que comprende las SP mayores a 800 a una profundidad entre 7,4 y 7,6 s, podemos inferir que hay un cambio en la litología porque existe un paquete de mayor amplitud que se acuña hacia el SE. Entre 7,3 y 7,4 s se aprecia un paquete transparente. Hacia el tope del Cenozoico se observan reflectores paralelos, horizontales y continuos. El tope del Cenozoico se observa a unos 7.2 s de profundidad.

Las fallas mapeadas a diferencias de las líneas anteriormente descritas, afectan la base de la megasecuencia cenozoica (profundidades de 7,3 s) sin embargo no en su totalidad sino que limitado a dos zonas en particular específicamente cercano al shotpoint 1000 y al shotpoint 3000. Probablemente muchas irregularidades del tope del basamento podrían estar asociadas a fallas. También se observan en ciertas zonas ramificaciones de dichas fallas (aunque no se observa como en otras líneas volcanes submarinos evidentes).

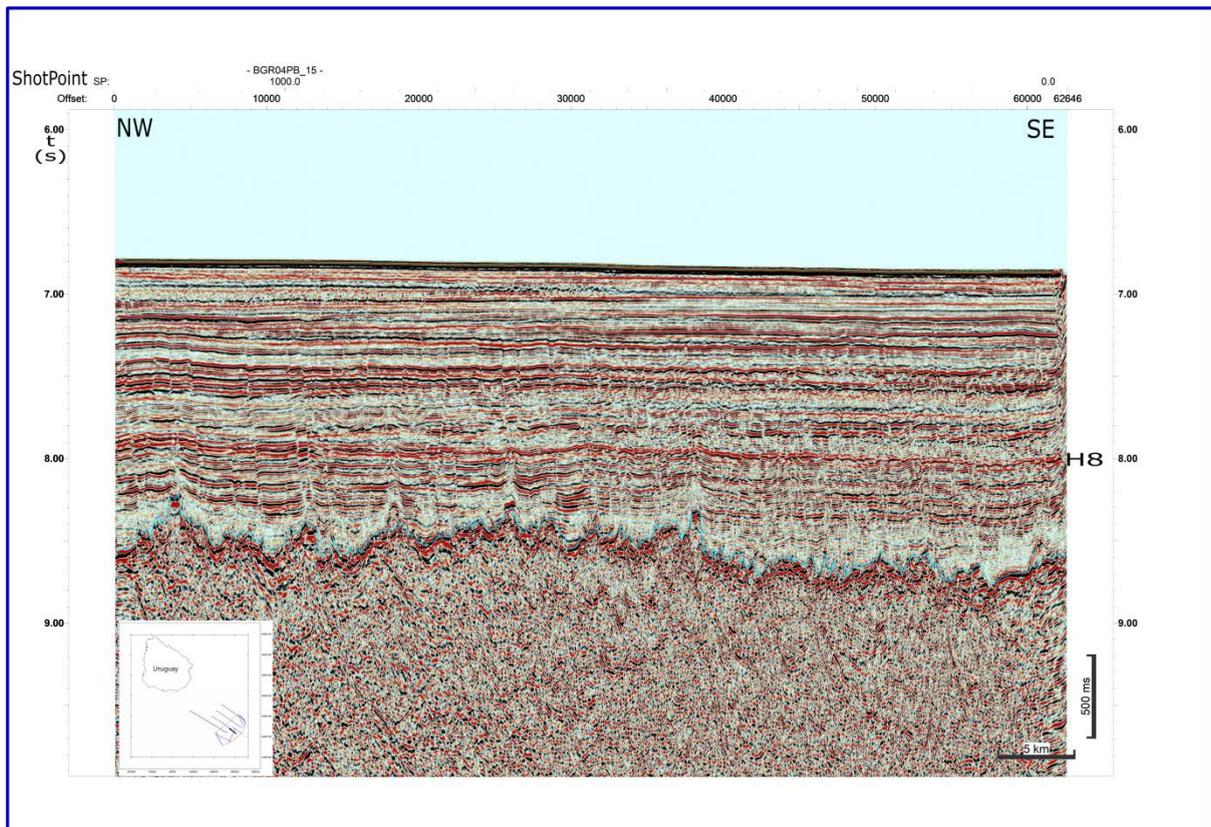


Figura 6.1.8. Imagen de la línea sísmica BGR04-15 sin fallas.

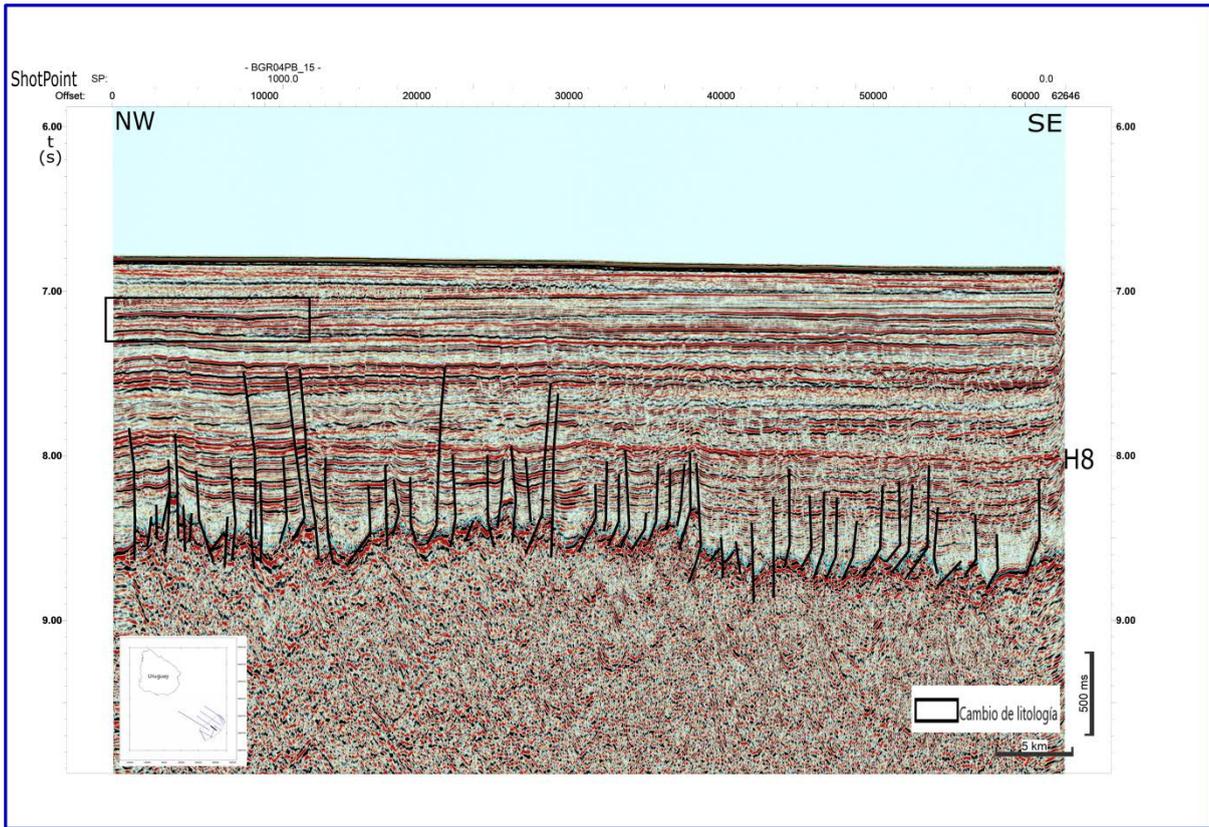


Figura 6.1.9. Imagen de la línea sísmica BGR04-15 con fallas.

#### ▪Línea COPLA 01

Tiene una orientación NW-SE. El fondo del mar se encuentra a unos 6,70 s de profundidad promedio (batimetría: 5025 m). Presenta un relieve suave, prácticamente sin irregularidades. Se aprecia la transición entre el final del talud continental y el comienzo de la planicie abisal (se observa un descenso de aproximadamente 0,2 s a lo largo de la línea, es decir, 150 m).

En cuanto al relleno en esta zona del margen continental, se observa un desarrollo similar tanto de la megasecuencia cenozoica como de la megasecuencia cretácica, con 1,03 s y 1,10 s de espesor promedio, respectivamente (correspondiendo a 1133 y 1320 m). La transición antes mencionada que se observa entre el final del talud y comienzo de la planicie abisal coincide con un adelgazamiento distal del espesor de la megasecuencia cenozoica (aproximadamente 0,3 s).

Se observa un depocentro cretácico, en el que se profundiza drásticamente el basamento (en torno al SP 1000), relacionado a fallas geológicas de gran magnitud que llegan a la megasecuencia cenozoica. También cerca del extremo SE de la línea se visualiza un depocentro de menores dimensiones.

Los reflectores que corresponden al Cretácico se observan con una clara continuidad, y muestran un paralelismo entre sí. Por otro lado, las amplitudes de dichos reflectores se observan homogéneas, salvo hacia la base de la megasecuencia, particularmente en relación a los depocentros anteriormente mencionados. Se destaca a una profundidad aproximada de 8,2 s un delgado conjunto de reflectores de alta amplitud (con la misma polaridad del fondo del mar) que podría representar un horizonte de interés a ser mapeado en otras líneas; esta amplitud sólo se atenúa hacia el extremo SE de la línea. Hacia los 8 s, en relación con el mayor de los depocentros, se observa un paquete de reflectores donde la amplitud y la

frecuencia aumenta ligeramente si se compara, por ejemplo, con el sector NW de la línea. El espesor máximo de esta megasecuencia es de aproximadamente 1869 m.

Los reflectores de la megasecuencia cenozoica se observan también con cierto paralelismo entre sí. En cuanto a la amplitud y frecuencia de dichos reflectores, se observa que aumentan tanto en la base de la megasecuencia como en el tope. Se destaca una zona en donde los reflectores poseen menor amplitud y paralelismo y ciertas morfologías particulares (más específicamente en la porción NW de la línea) a una profundidad aproximada de entre 7,7 s y 7,2 s. Entre 7,0 y 7,2 s se observa un reflector que copia la morfología del fondo del mar, pero con polaridad opuesta. El espesor máximo que se observa en dicha megasecuencia es de 1031 m.

Las fallas en su mayoría afectan de forma muy general la secuencia cenozoica, en particular se observan fallas de menor grado en la zona que se observó una morfología particular (porción NW de la línea).

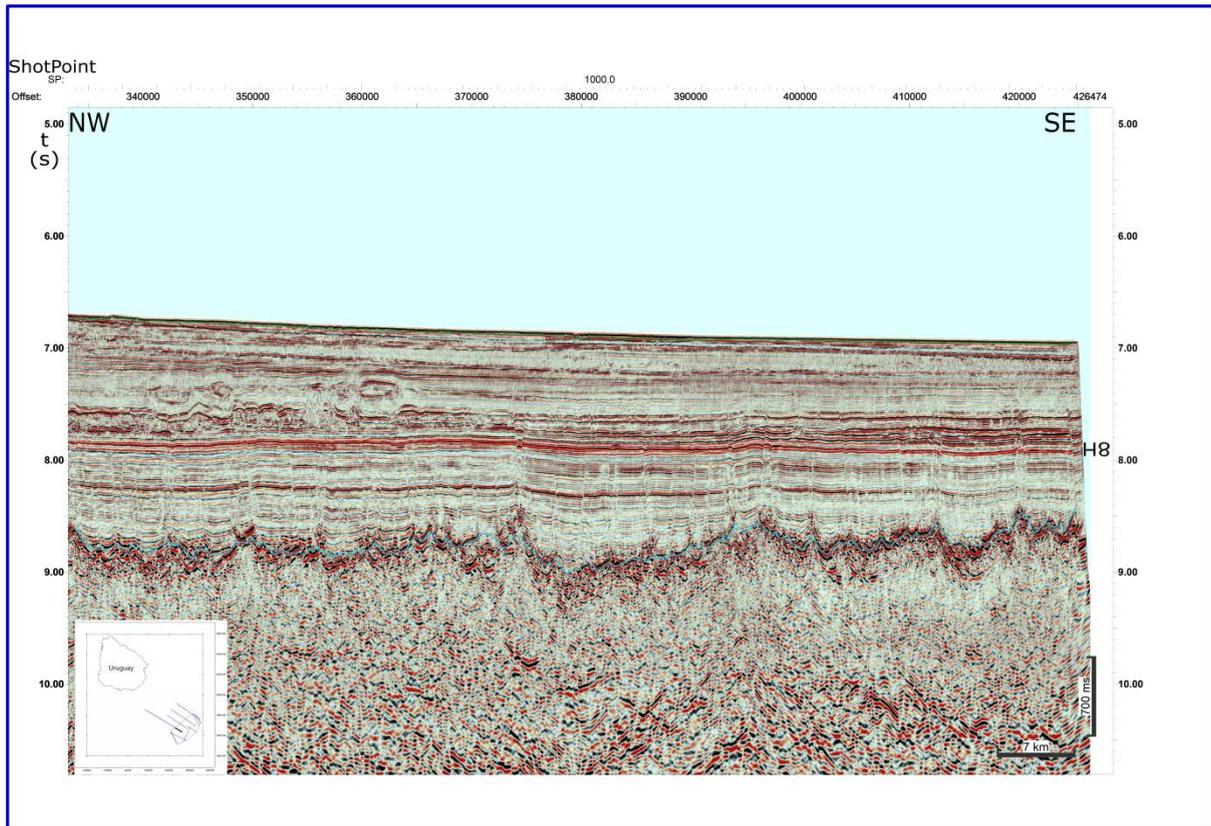


Figura 6.1.10. Imagen de la línea sísmica COPLA 01 sin fallas.

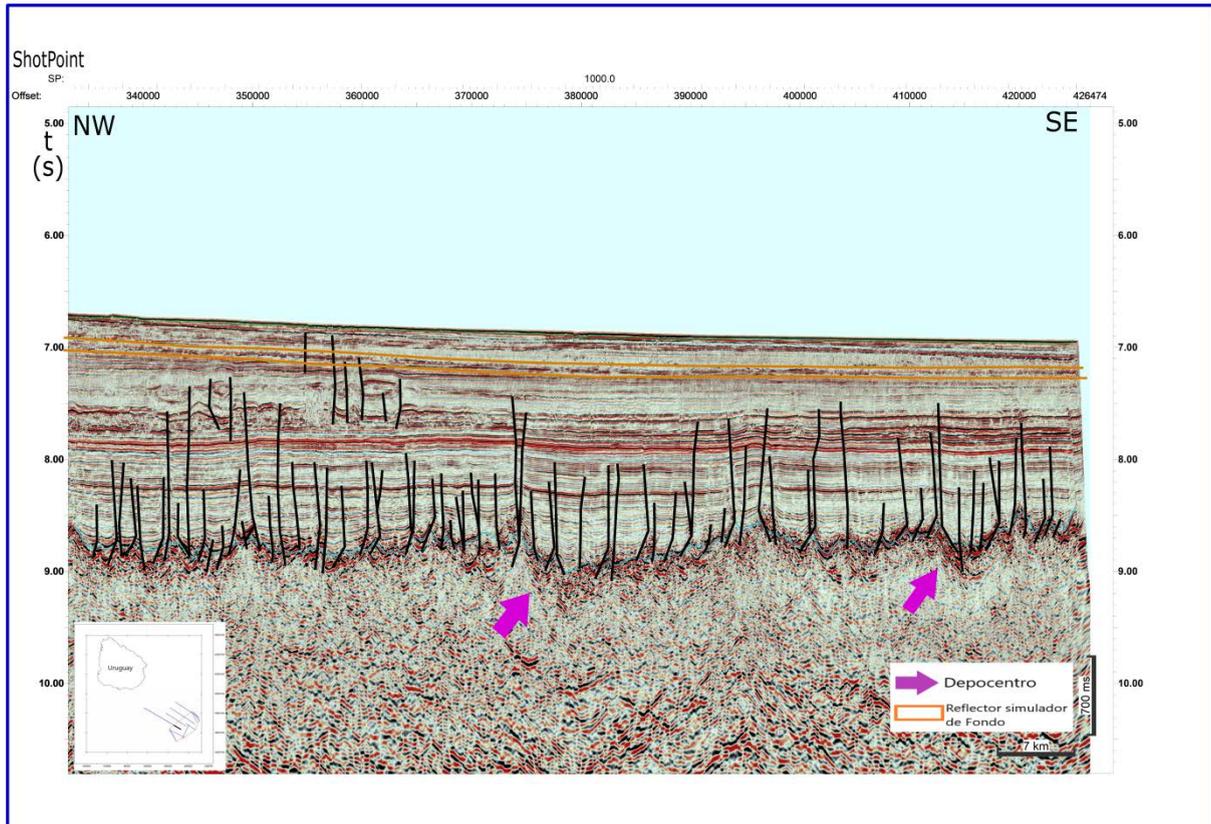


Figura 6.1.11. Imagen de la línea sísmica COPLA 01 con fallas.

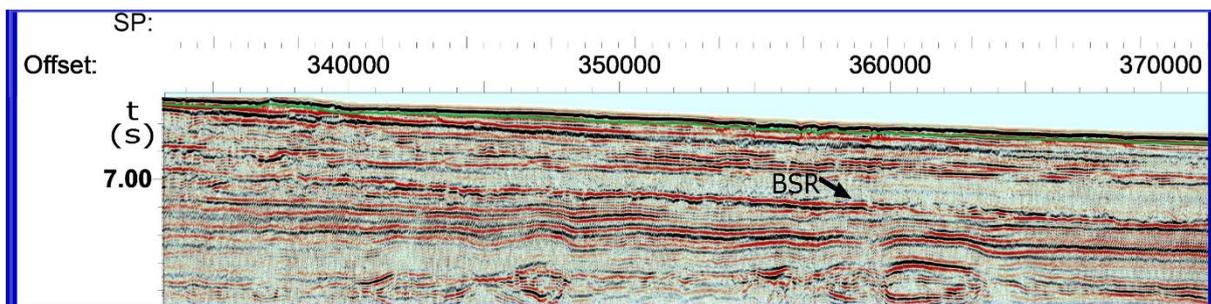


Figura 6.1.12. Imagen de la línea sísmica COPLA 01, área aumentada indicando Posible BSR.

▪ Línea COALEP14-141

Tiene una orientación NNW-SSE. El fondo del mar se encuentra entre 6.70 s y 7.20 s de profundidad (batimetría: entre 5.025 y 5.400 m). Presenta un relieve suave, prácticamente sin irregularidades. Se aprecia la transición entre el final de la emersión continental y el comienzo de la planicie abisal (de forma más notoria que en otras líneas). Esto genera un cambio de aproximadamente 0,5 s, entre la profundidad del fondo del mar en la zona de la emersión y la profundidad en la zona de planicie.

En cuanto al relleno en esta zona del margen continental, se observa mayor desarrollo de la megasecuencia cenozoica en relación a la megasecuencia cretácica, 1.2 y 0.8 s de espesor promedio, respectivamente (correspondiendo a 1320 y 960 m).

Se observa un depocentro cretácico, en el que se profundiza el basamento (particularmente el SP 2400), relacionado a fallas geológicas. El relleno de dicho depocentro comprende, hacia la base, reflectores con anomalías de amplitud. Se eleva hacia el extremo SSE de la línea el basamento, fuertemente fallado, por lo que el espesor de la megasecuencia cretácica se reduce, a excepción de la zona en torno al SP 3200.

Los reflectores que corresponden al Cretácico muestran paralelismo y continuidad lateral, aunque no son horizontales sino ondulados. A una profundidad aproximada de 8,4 s se observa un aumento de amplitud con el que se podría inferir un cambio en la litología, salvo en el SP 2400, que corresponde en profundidad a una zona de basamento elevado. En esa zona la megasecuencia cretácica sigue la morfología del basamento. El tope de la megasecuencia cretácica se observa a 8.0 s.

En los reflectores de la megasecuencia cenozoica se observan amplitudes y frecuencias heterogéneas. Dichos reflectores no siguen un paralelismo, así como tampoco en ocasiones se logra una continuidad lateral. La base exhibe baja frecuencia y tope marcadamente irregular, sobre todo en la zona de la emersión (ej. comparar SP 1250 con

zonas adyacentes) y se adelgaza hacia el SSE. Las depresiones son rellenadas primeramente por una capa transparente (paquete homogéneo de lutitas), más notoria y continua en la sección central y SSE (localizada entre 7,6 y 7,7 s de profundidad, haciéndose más profundo distalmente), y por encima reflectores con mayor frecuencia y con contraste de amplitud, afectados por la morfología de las capas infrayacentes, lo que les confiere localmente una morfología ondulada (ej. entre SP 1700 y 2100, a una profundidad de 7,2 s). En la transición de la emersión con la llanura abisal, el paquete más somero de reflectores, con 0,2 s de espesor, es transparente lo que se interpreta como un proceso de movimiento de transporte en masa (MTD) que no llega hasta la planicie abisal.

Las fallas perfiladas en su mayoría no afectan a la megasecuencia cenozoica (con excepciones, ej. SP 2200 y 3700). Como ya se mencionó, el sector SSE muestra una elevación del basamento asociada a fuerte fallamiento inverso.

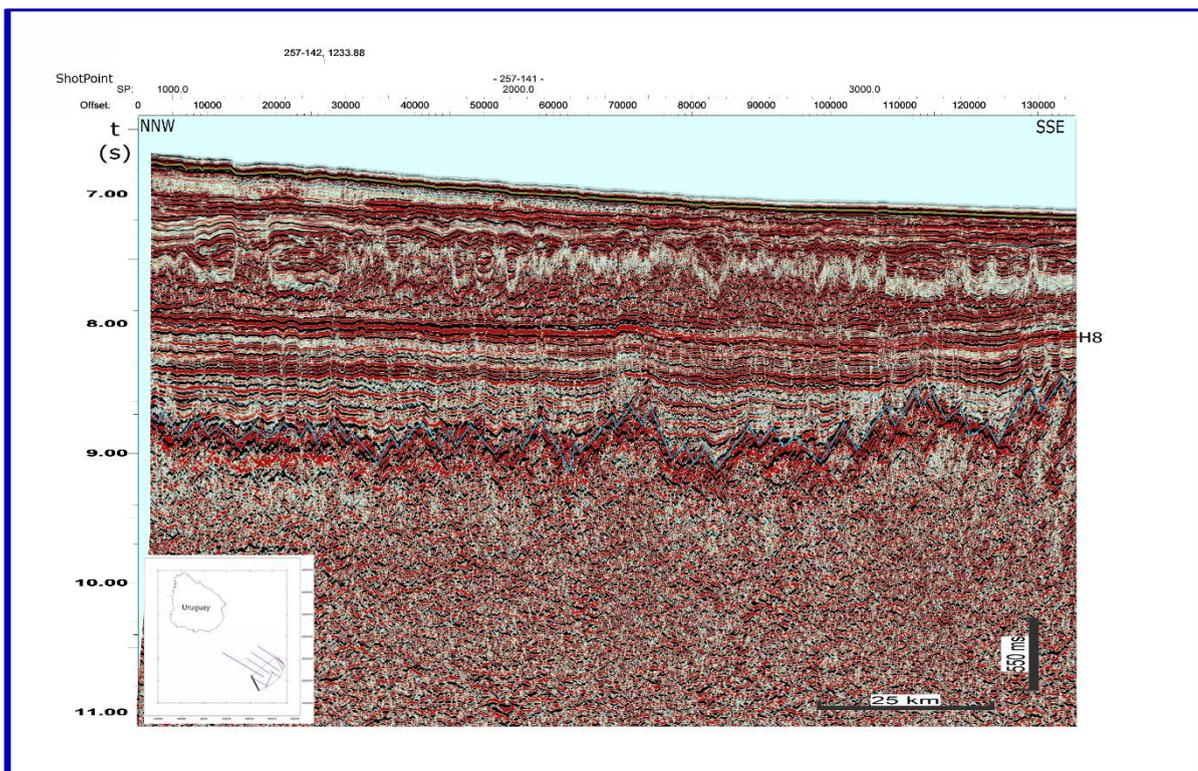


Figura 6.1.13. Imagen de la línea sísmica COALEP14-141 sin fallas.

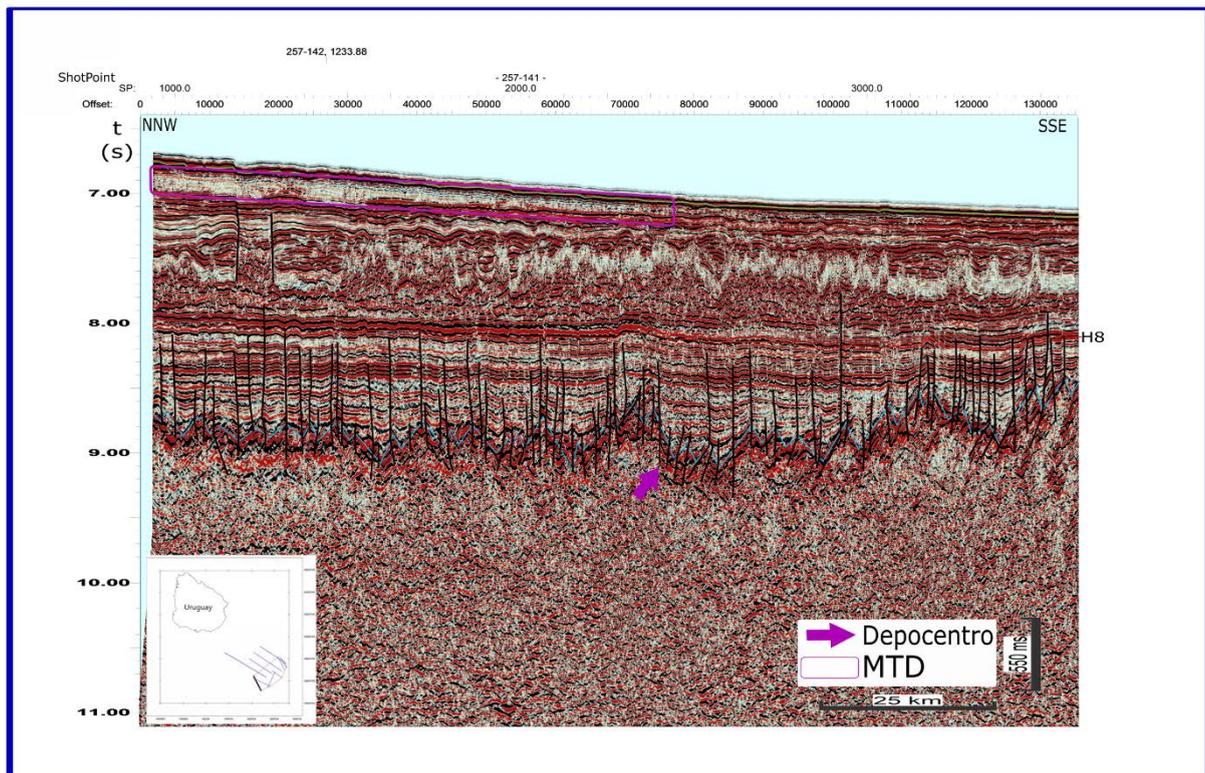


Figura 6.1.14. Imagen de la línea sísmica COALEP14-141 con fallas.

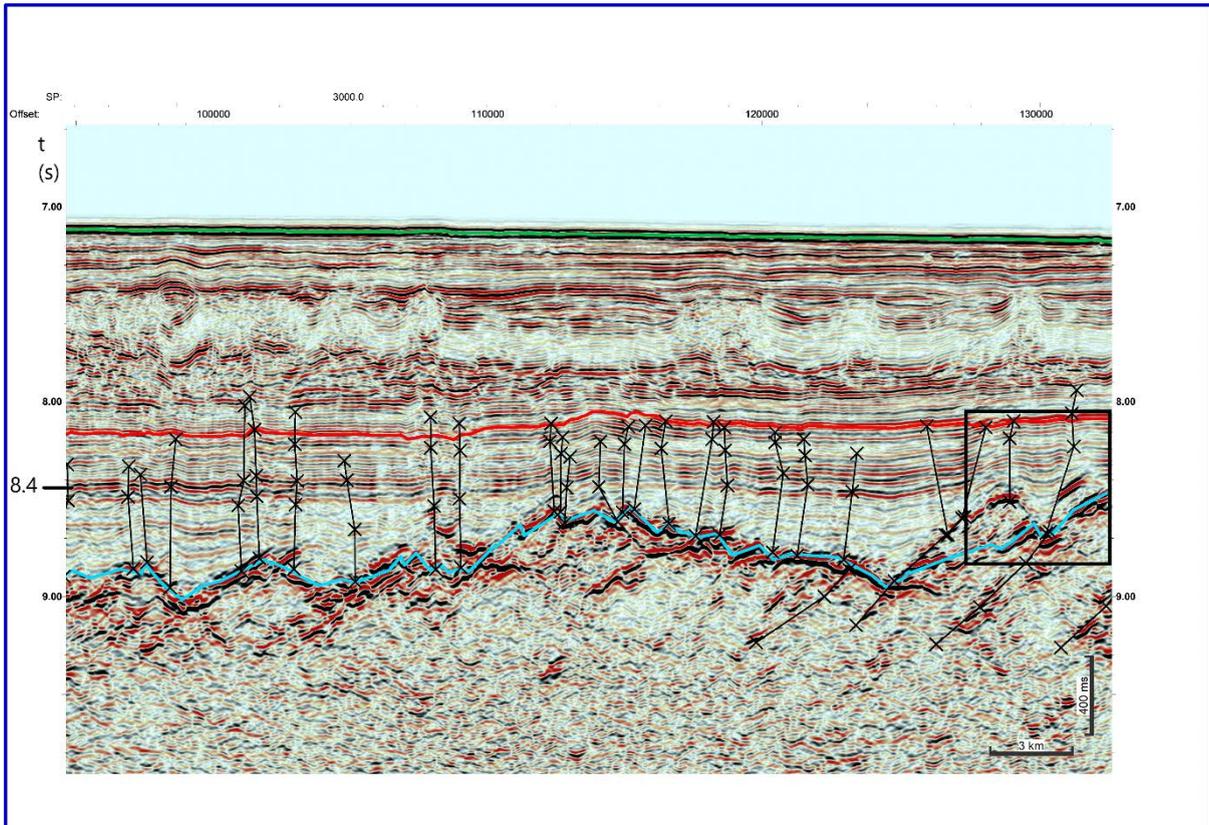


Figura 6.1.15. Imagen de línea sísmica COALEP14-141 en detalle con compactación diferencial a una profundidad aproximada de 8.4. También se aprecia parte de la zona donde se observó un levantamiento del basamento.

▪ Línea COALEP14-142

Tiene una orientación NW-SE. El fondo del mar se encuentra entre 6.80 s y 7.10 de profundidad (batimetría: 5.100 a 5.325 m). Presenta un relieve suave, prácticamente sin irregularidades. Se aprecia la transición entre el final de la emersión continental y el comienzo de la planicie abisal (esto genera un cambio de aproximadamente 0,3 s, entre la profundidad del fondo del mar en la zona de la emersión y la profundidad en la zona de planicie).

En cuanto al relleno en esta zona del margen continental, se observan ambas megasecuencias con un desarrollo similar. Sin embargo, al comienzo de la línea se puede observar mayor desarrollo de la megasecuencia cenozoica (en parte debido a lo mencionado en el párrafo anterior).

Se observan zonas donde se profundiza el basamento (ej. SP 2.900, 3.300 y 3.750), en relación con fallas geológicas de gran magnitud.

Los reflectores que corresponden al Cretácico se observan con una clara continuidad, así como también muestran un paralelismo entre sí. Al tope de la megasecuencia aumentan su frecuencia y amplitud. El tope del Cretácico se da aproximadamente entre los 7.9 y los 8 s.

Los reflectores de la megasecuencia cenozoica presentan, como en la línea anteriormente descrita, morfologías variadas. La base exhibe baja frecuencia y tope irregular, sobre todo en la zona de la emersión (ej. comparar SP 1625 con zonas adyacentes). Las depresiones son rellenadas primeramente por una capa transparente (paquete homogéneo de lutitas), más notoria y continua en la sección central y SSE (localizada entre 7,6 y 7,7 s de profundidad, haciéndose más somero distalmente), y por encima reflectores con mayor frecuencia y con contraste de amplitud, afectados por la morfología de las capas infrayacentes. No se observan, sin embargo, las morfologías onduladas de la línea anterior a la profundidad equivalente. En la transición de la emersión con la llanura abisal, el paquete

más somero de reflectores, con 0,2 s de espesor, es transparente (aunque lateralmente este rasgo cambia).

Las fallas perfiladas en su mayoría no afectan a la megasecuencia cenozoica (con excepciones, ej. SP 1500).

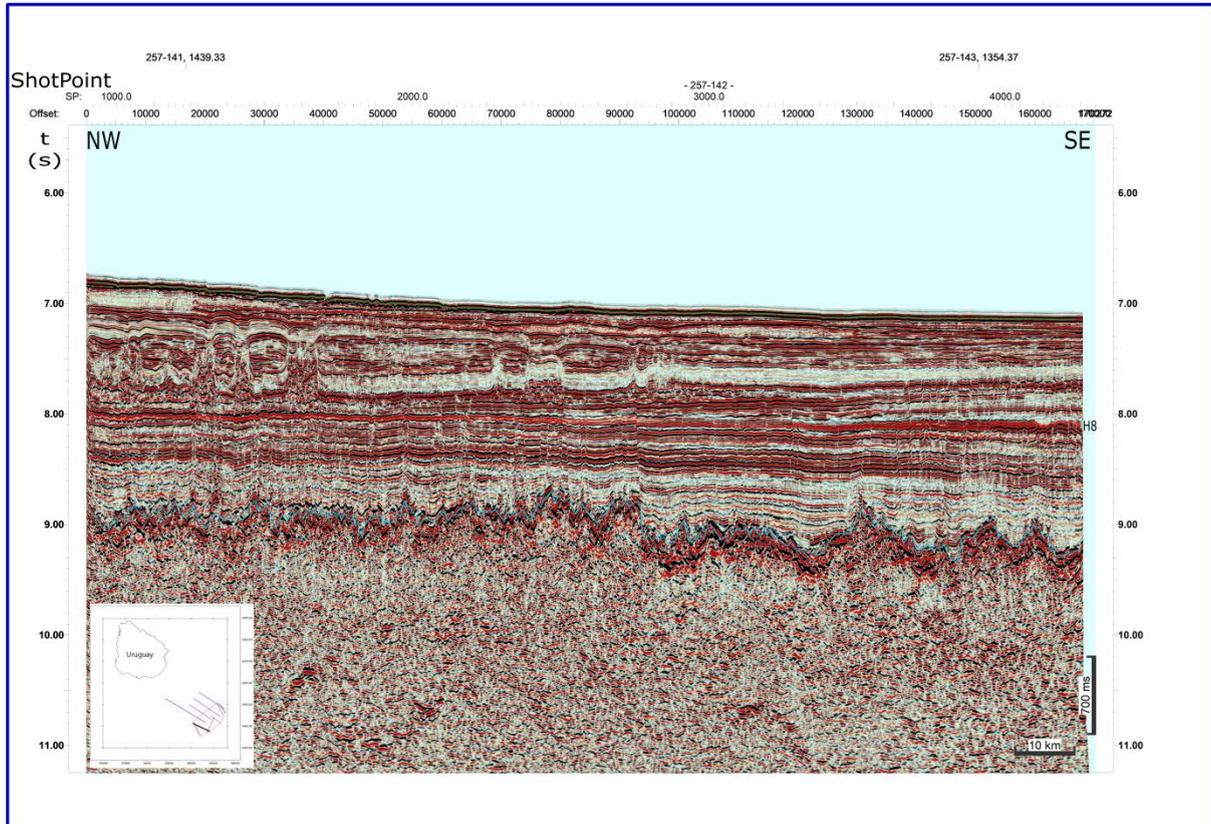


Figura 6.1.16. Imagen de la línea sísmica COALEP14-142 sin fallas.

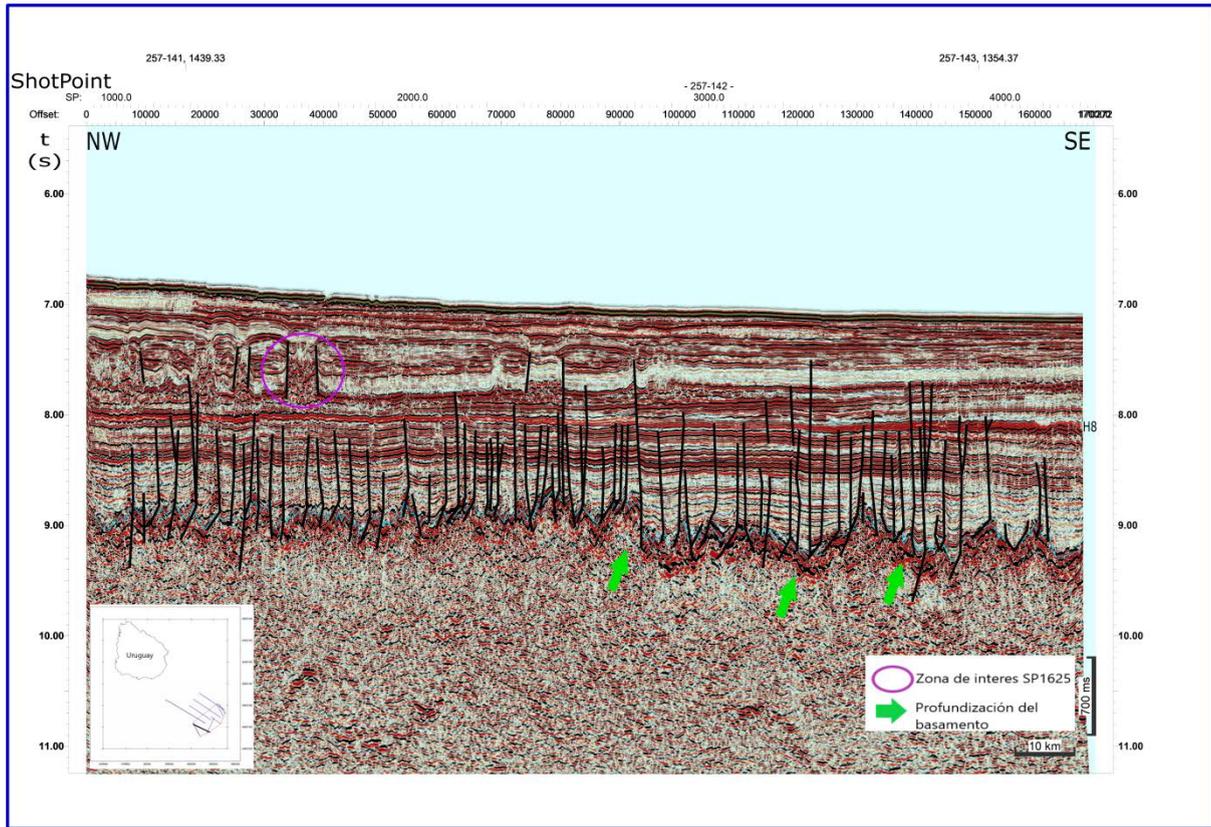


Figura 6.1.17. Imagen de la línea sísmica COALEP14-142 con fallas.

▪ Línea COALEP14-143

Tiene una orientación NNE-SSW. El fondo del mar se encuentra entre 6.80 y 7.20 s de profundidad (batimetría: 5.100 a 5.400 m). Presenta un relieve suave, prácticamente sin irregularidades. Se aprecia una inclinación uniforme del fondo del mar, de menor profundidad en el NNE a mayor profundidad en el SSW, debido a la posición oblicua de la línea.

En cuanto al relleno en esta zona del margen continental, se observa mayor desarrollo de la megasecuencia cenozoica en relación a la megasecuencia cretácica, con 1.0 s y 0.6 s de espesor promedio, correspondiendo a 1100 y 720 m, respectivamente.

Se observan dos depocentros cretácicos, en los que se profundiza drásticamente el basamento, controlado por fallas de gran magnitud con buzamiento aproximado hacia el SSW, aproximadamente entre los SP 1100-1700 y 2800-3200. Allí el espesor de la megasecuencia cretácica prácticamente se duplica.

Los reflectores que corresponden al Cretácico se observan con una clara continuidad, así como también muestran un paralelismo entre sí. Hacia el tope de la megasecuencia los reflectores se observan con mayor amplitud y frecuencia. El tope del Cretácico se da aproximadamente a los 8 s.

Los reflectores de la megasecuencia cenozoica se observan también con cierto paralelismo entre sí (a excepción de la zona cercana al SP 3000). Dichos reflectores presentan, como en la línea anteriormente descrita, morfologías variadas, adelgazándose en el sector NNE, y por encima se observan reflectores con mayor frecuencia y amplitud, afectados por la morfología de las capas infrayacentes. En el SP 3150 se observa un rasgo monticular de unos 8 km de base que comprende internamente reflectores discontinuos, caóticos, con mayor amplitud que la capa transparente (que precisamente aumenta de espesor en las zonas

adyacentes). En ese mismo sector NNE, hacia el tope de la megasecuencia, se observa otro paquete transparente de reflectores, lo que se interpreta como un MTD.

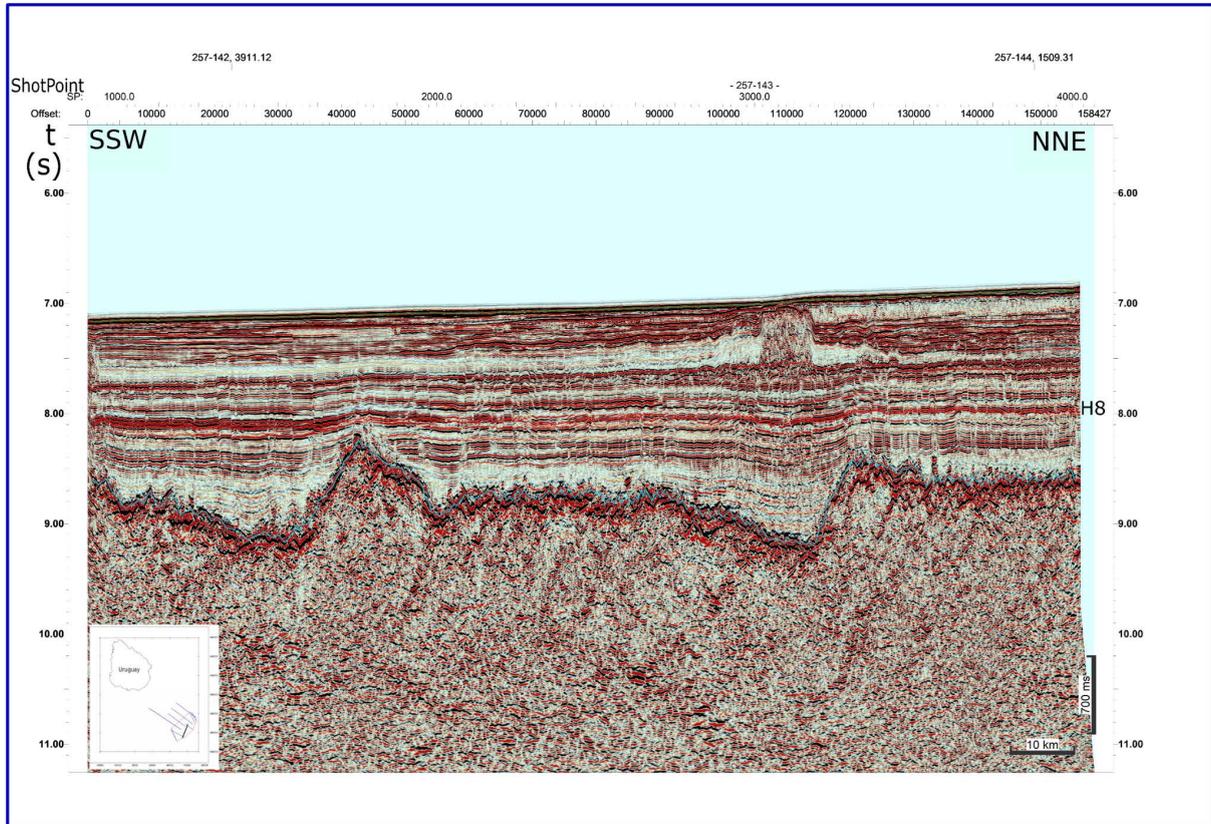


Figura 6.1.18. Imagen de la línea sísmica COALEP14-143 sin fallas.

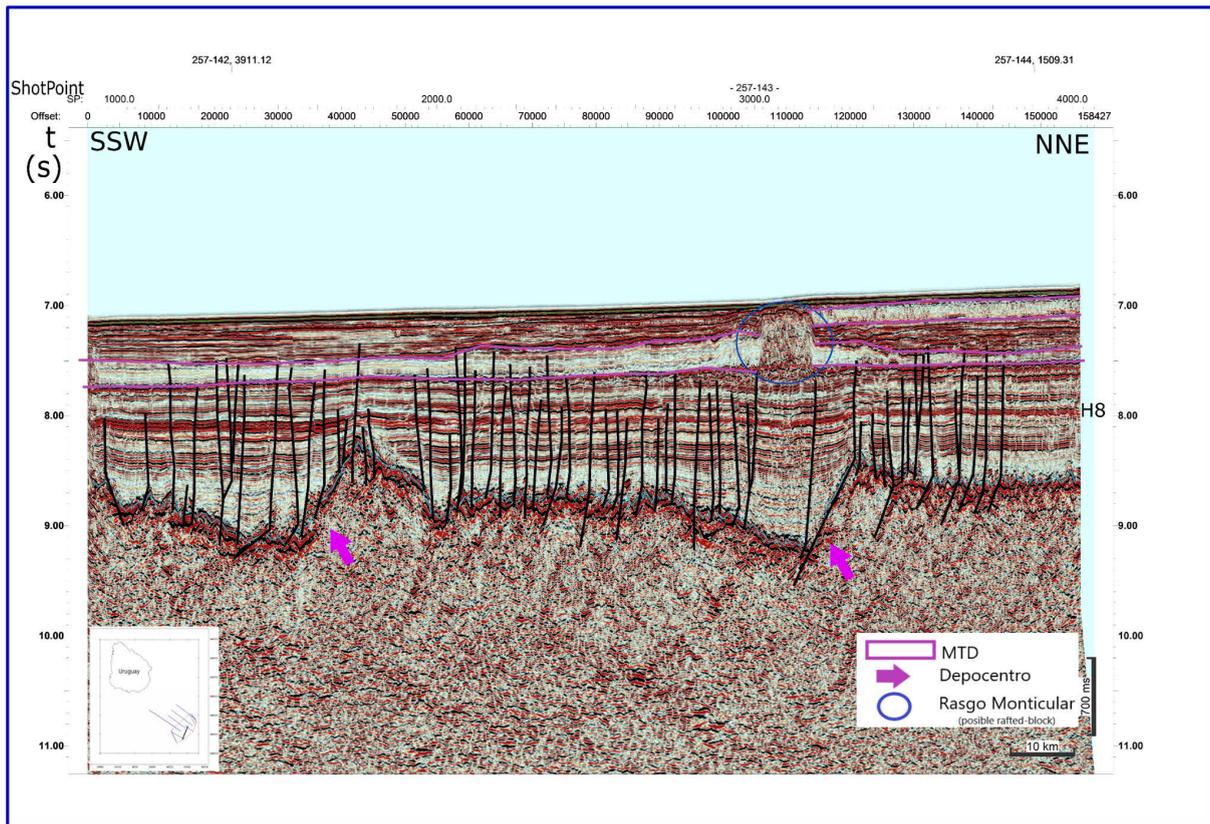


Figura 6.1.19. Imagen de la línea sísmica COALEP14-143 con fallas.

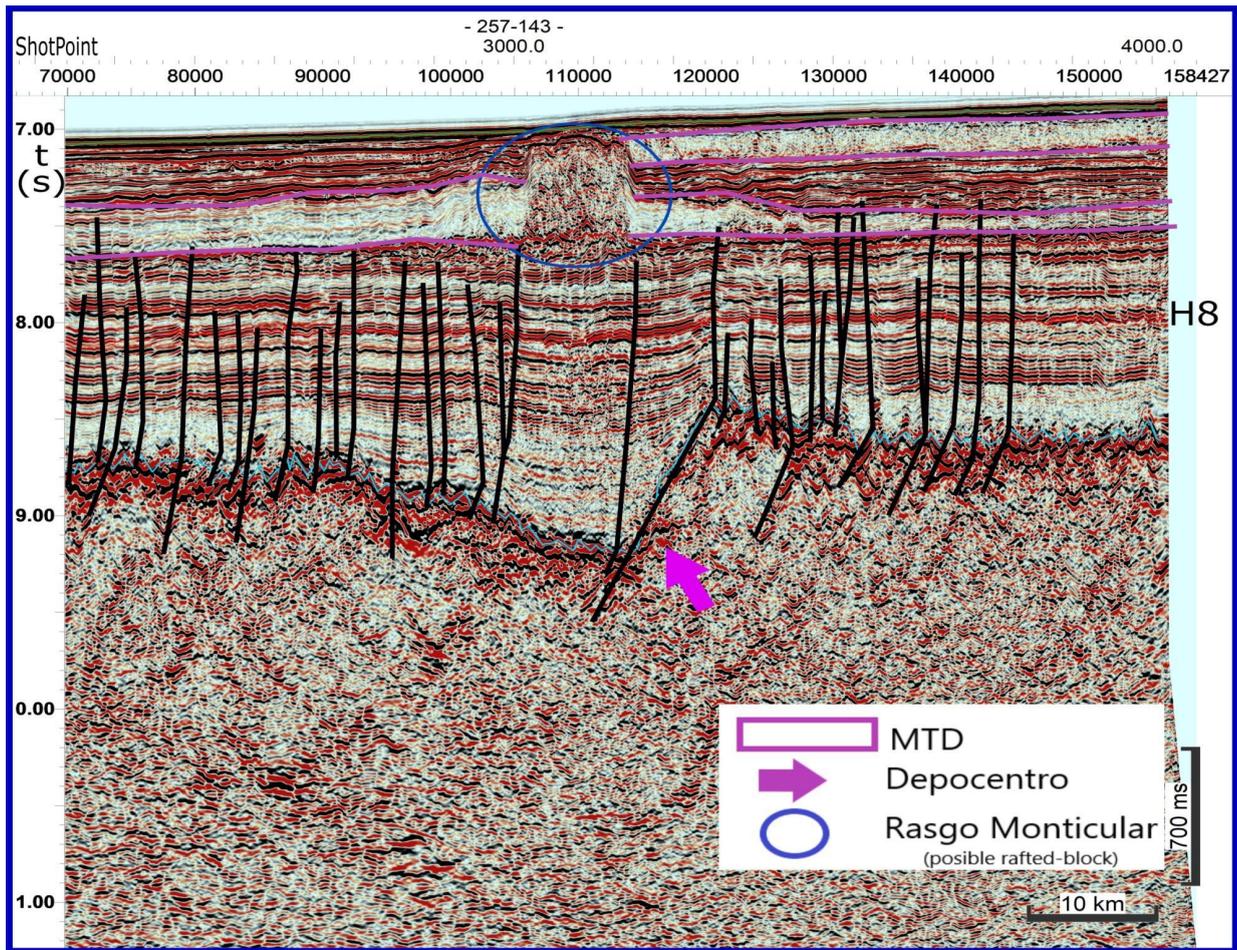
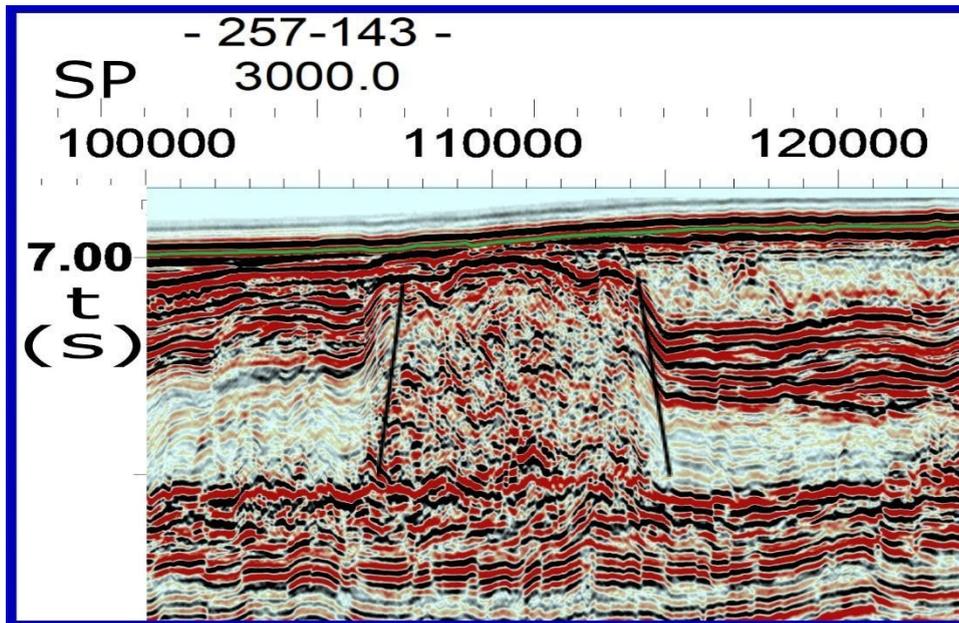


Figura 6.1.20. Imagen de línea sísmica COALEP04-143 a detalle sobre zona de estudio.



*Figura 6.1.21.* Imagen de línea sísmica COALEP04-143 con aumento a detalle en el Rasgo Monticular (descrito posteriormente en discusión).

▪ Línea COALEP14-144

Tiene una orientación NW-SE. El fondo del mar se encuentra a unos 7.10 s de profundidad promedio (batimetría: 5.325 m). Presenta un relieve suave, prácticamente sin irregularidades.

En cuanto al relleno en esta zona del margen continental, se observa mayor desarrollo de la megasecuencia cenozoica en relación a la megasecuencia cretácica, 1.2 s y 0.7 s de espesor promedio, respectivamente (correspondiendo a 1320 y 840 m).

Los reflectores que corresponden al Cretácico se observan con una clara continuidad, así como también muestran un paralelismo entre sí (con excepción de las zonas mayores a 2500 SP, en los cuales se observa menor frecuencia de los reflectores). Por otro lado, sobre la base de esta megasecuencia los reflectores tienden a tener menor frecuencia y amplitud que en la zona intermedia de la megasecuencia. El tope del Cretácico se da aproximadamente entre los 8,0 y los 7.9 s.

Los reflectores de la megasecuencia cenozoica se observan también con cierto paralelismo entre sí. Se observa sobre la zona del tope de la megasecuencia reflectores más claros y con menor definición y continuidad. Se observa entre los 2600 SP y los 2900 SP un montículo (similar al descrito para la línea anterior en el SP 3150), aunque de menor potencia y de 14 km de base. Adyacente a este montículo elongado se observa un paquete transparente, pero de escaso desarrollo lateral. Los reflectores que suprayacen al montículo aparecen curvados.

Se observaron fallas con ramificaciones y zonas de mayor control de falla que otras.

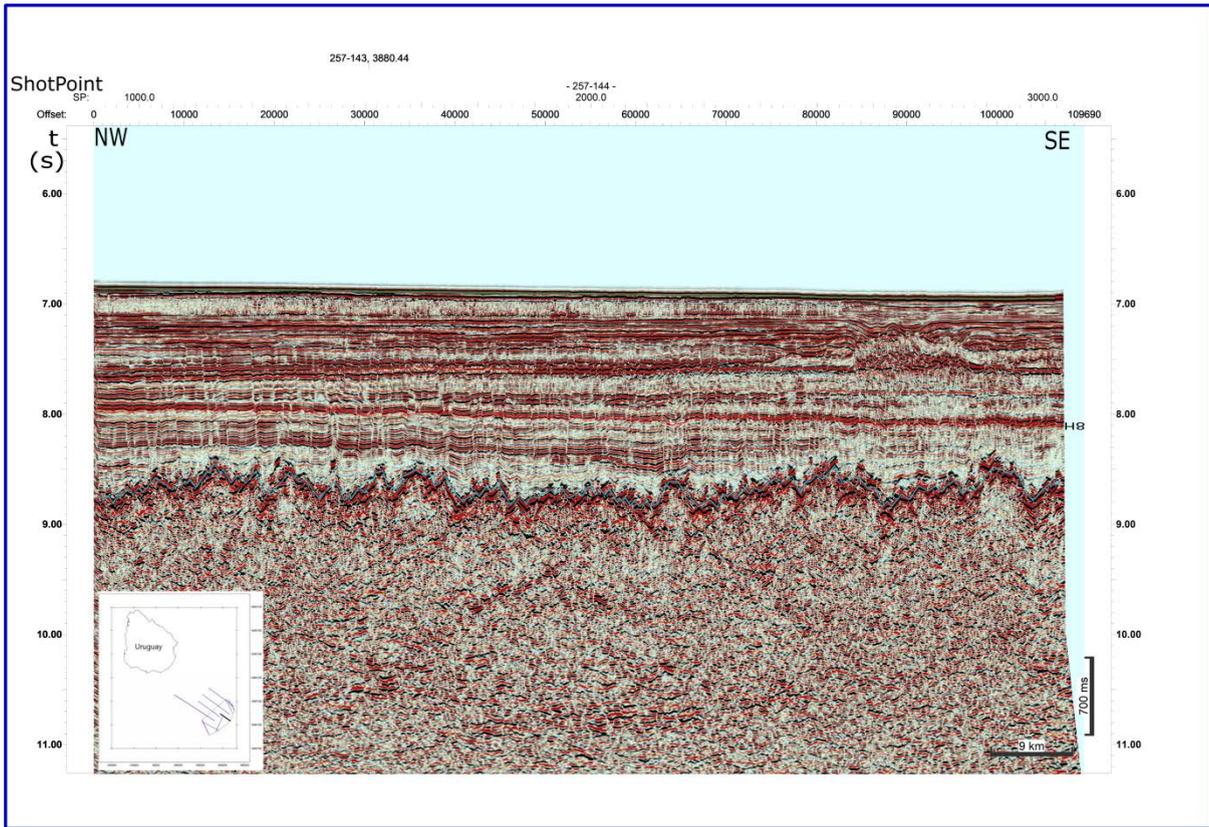


Figura 6.1.22. Imagen de la línea sísmica COALEP14-144 Sin fallas.

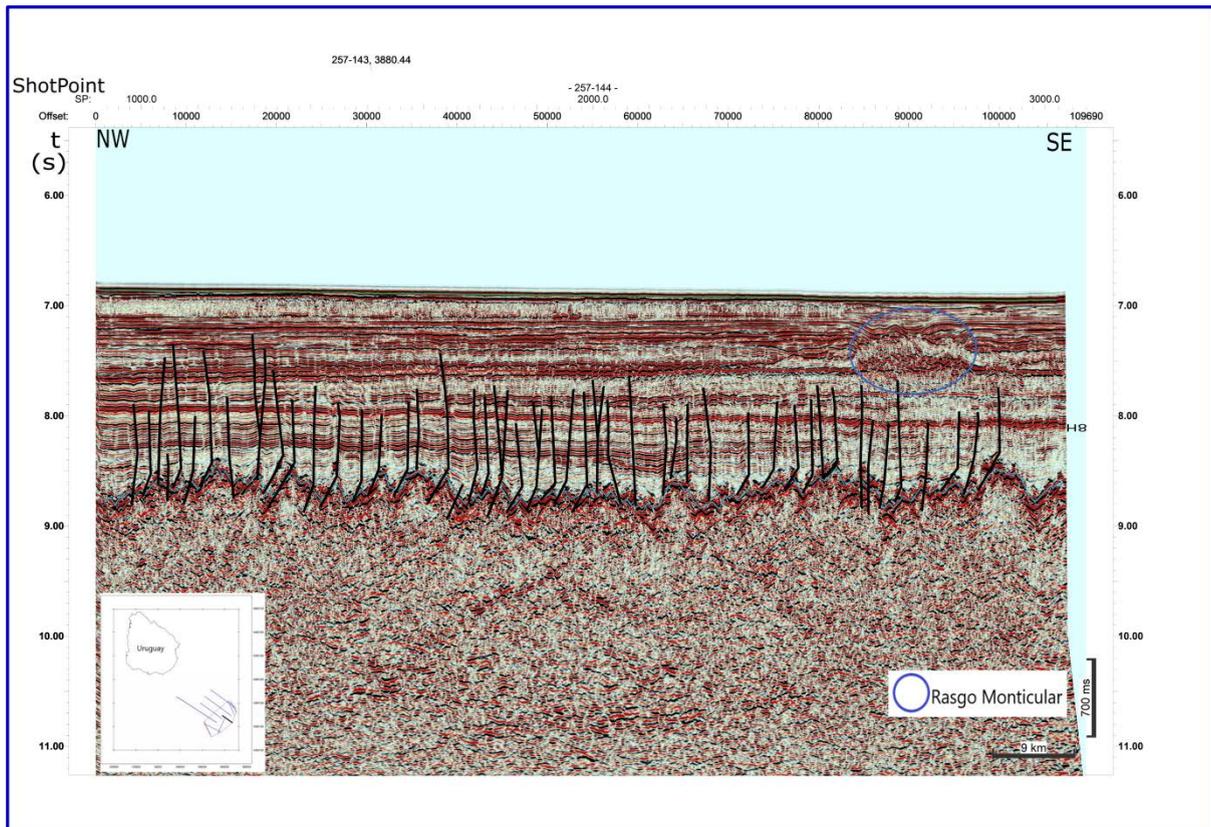


Figura 6.1.23. Imagen de la línea sísmica COALEP14-144 con fallas.

▪ Línea COALEP14-145

Tiene una orientación NNW-SSE. El fondo del mar se encuentra a unos 6.60 s de profundidad promedio (batimetría: 4.950 m). Presenta un relieve suave, prácticamente sin irregularidades. Se aprecia la transición entre el final del talud continental y el comienzo de la planicie abisal.

En cuanto al relleno en esta zona del margen continental, se observa mayor desarrollo de la megasecuencia cenozoica en relación a la megasecuencia cretácica, 1 s y 0.7 s de espesor promedio, respectivamente (correspondiendo a 1.100 y 840 m).

Se observa un depocentro cretácico, en el que se profundiza drásticamente el basamento (particularmente el SP 1400), en relación con fallas geológicas de gran magnitud. También se dan a lo largo de toda la megasecuencia depocentros de menor magnitud que en ocasiones están controlados por grandes fallas.

Los reflectores que corresponden al Cretácico se observan con una clara continuidad, así como también muestran un paralelismo entre sí. Sin embargo, existen zonas cercanas a la base de la megasecuencia en donde los reflectores cambian su frecuencia y amplitud en la lateral (SP 1500). Entre los SP 1300 y 1900 se observa un depocentro Cretácico controlado por fallas que alcanzan la megasecuencia cenozoica. En esta zona los reflectores muestran compactación diferencial si se los compara con los que suprayace el alto de basamento situado al NNW. El tope del Cretácico se da aproximadamente a los 7.7s.

Los reflectores de la megasecuencia cenozoica se observan también con cierto paralelismo entre sí (a excepción de la zona en la que posiblemente existan campos de dunas, que a continuación se explicará). Se observa a unos 7.0 s de profundidad (promedio) la presencia de un paquete, de geometría externa monticular, con reflectores internos de menor amplitud, progradantes hacia el SSE, situados al pie del talud. Este paquete tiene una potencia máxima de aproximadamente 0.3 s en el SP 1300, y se adelgaza hacia el SSE. Los reflectores

suprayacentes los cubren en clara relación de *onlap*. Siguiendo el criterio de Hernández-Molina *et al.* (2017), se interpretan como un campo de dunas cenozoico.

Existe una gran concentración de fallas en su mayoría afectan a la megasecuencia cenozoica; solo unas pocas alcanzan la posición estratigráfica del campo de dunas.

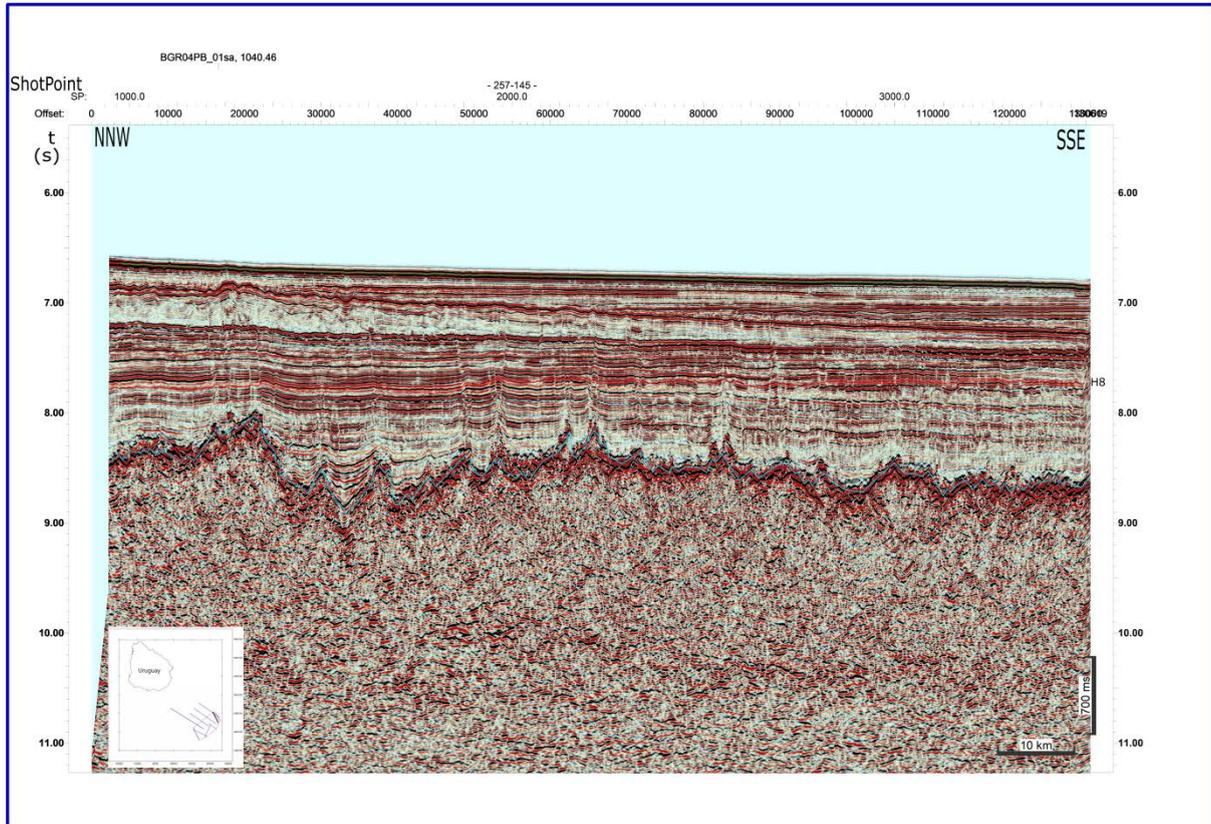


Figura 6.1.25. Imagen de la línea sísmica COALEP14-145 sin fallas.

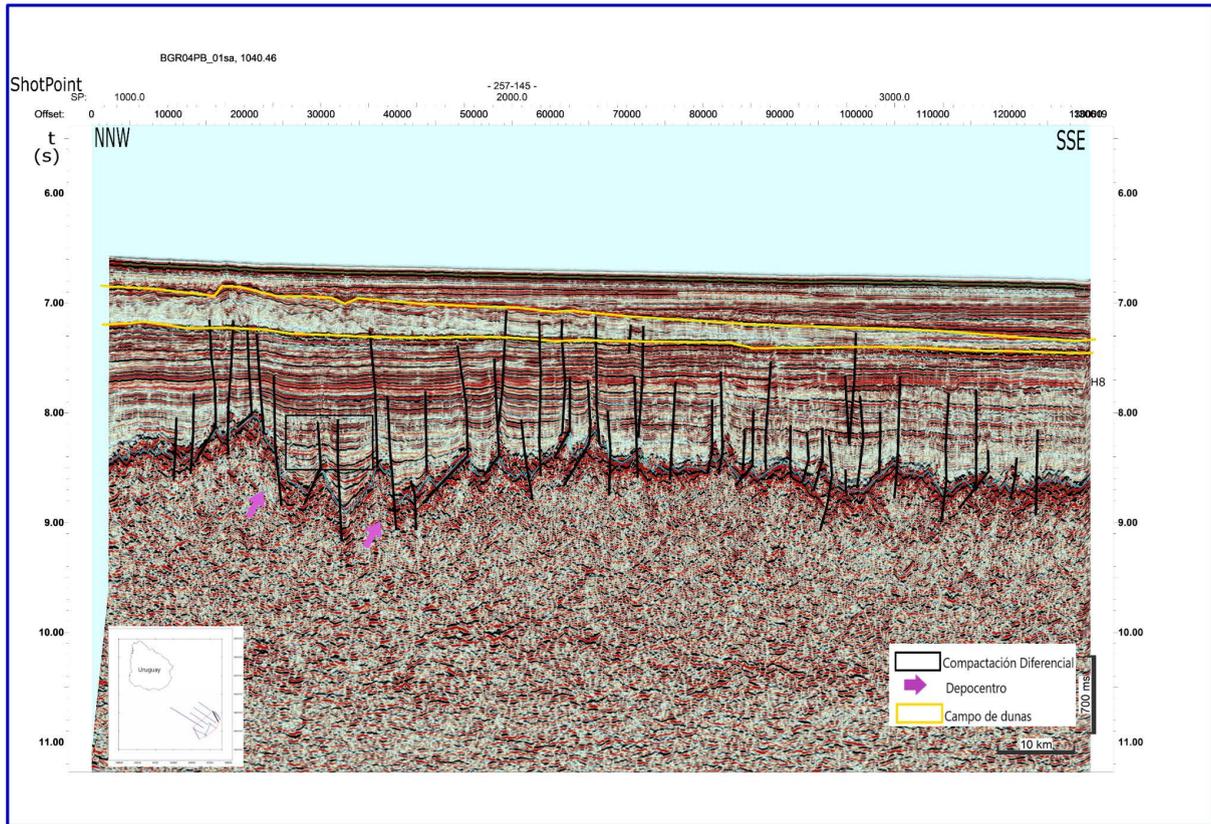


Figura 6.1.25. Imagen de la línea sísmica COALEP14-145 con fallas.

▪ Línea COALEP14-146

Tiene una orientación NNW-SSE. El fondo del mar se encuentra a unos 6.70 s de profundidad promedio (batimetría: 5025 m). Presenta un relieve suave, prácticamente sin irregularidades. Se observa la transición entre el final del talud continental y el comienzo de la planicie abisal.

En cuanto al relleno en esta zona del margen continental, se observa mayor desarrollo de la megasecuencia cenozoica en relación a la megasecuencia cretácica, 1.3 s y 0.7 s de espesor promedio, respectivamente (correspondiendo a 1430 y 840 m).

Se observa un depocentro Cretácico, en el que se profundiza drásticamente el basamento (particularmente en el SP 1250). El relleno de dicho depocentro comprende, hacia la base, reflectores con anomalías de amplitud.

Los reflectores que corresponden al Cretácico se observan con una clara continuidad (a excepción de una zona en la que los reflectores cambian de frecuencia en la lateral hacia el SP 1700), así como también muestran un paralelismo entre sí. Por otro lado, hacia el tope de la megasecuencia sus amplitudes disminuyen, mientras que los reflectores que se encuentran justo en las zonas de depocentros se observan con mayor amplitud y frecuencia. Hacia el SP 1000 toda la megasecuencia cretácica se encuentra con una morfología tipo domo, como resultado de compactación diferencial o, incluso, de la reactivación de la falla principal que controla el depocentro adyacente. El tope del Cretácico se da aproximadamente entre los 7.7 y los 8 s.

Los reflectores de la megasecuencia cenozoica se observan también con cierto paralelismo entre sí (a excepción de la zona en la que nuevamente se observan posibles campos de dunas).

Como en la línea anterior, se observa a unos 7.2-6.8 s de profundidad la presencia de un paquete, de geometría externa monticular, con reflectores internos de menor amplitud,

progradantes hacia el SSE, situados al pie del talud. Este paquete tiene una potencia máxima de aproximadamente 0.4 s en el SP 1000 y 2000, y se adelgaza hacia el SSE. Los reflectores suprayacentes los cubren en clara relación de *onlap*. Estos, siguiendo el criterio de Hernández-Molina *et al.* (2017), se interpretan como un campo de dunas cenozoico.

Sobre el fondo del mar, aproximadamente en el *shotpoint* 5000 se observa una estructura en forma de domo (de pequeño tamaño), que podría estar afectado por fallas que se observan a profundidad y se continúan hasta dicho domo.

Las fallas mapeadas en su mayoría afectan a la megasecuencia cenozoica. Sin embargo, solo unas pocas alcanzan la posición estratigráfica del campo de dunas.

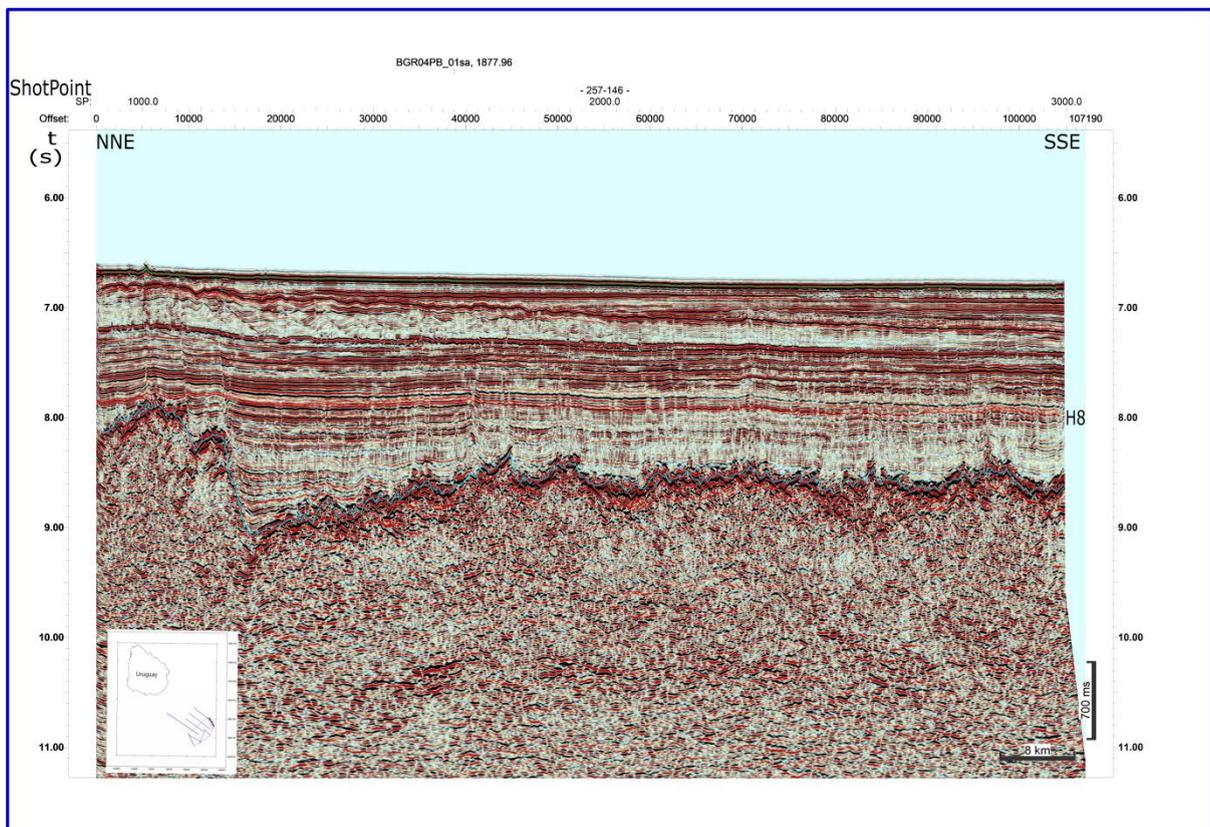


Figura 6.1.26. Imagen de la Línea sísmica COALEP14-146 sin fallas.

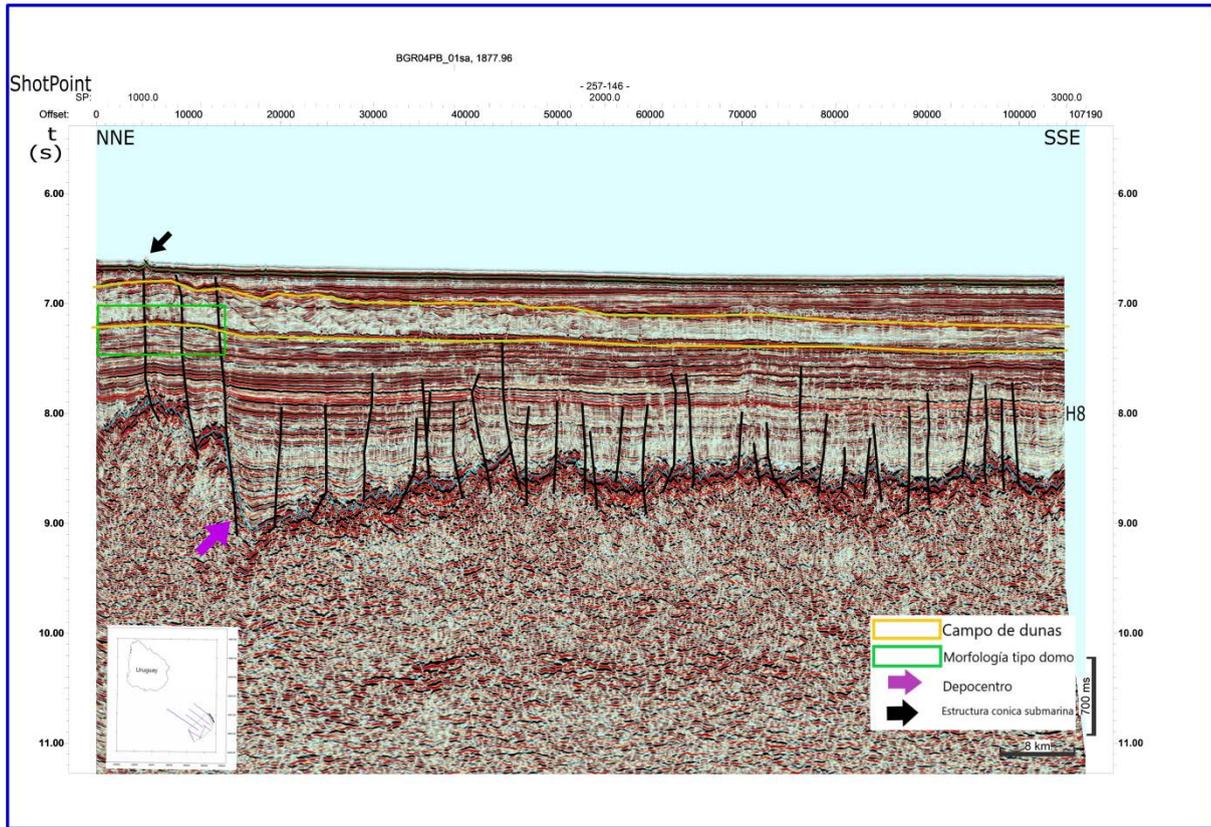


Figura 6.1.27. Imagen de la línea sísmica COALEP14-146 con fallas.

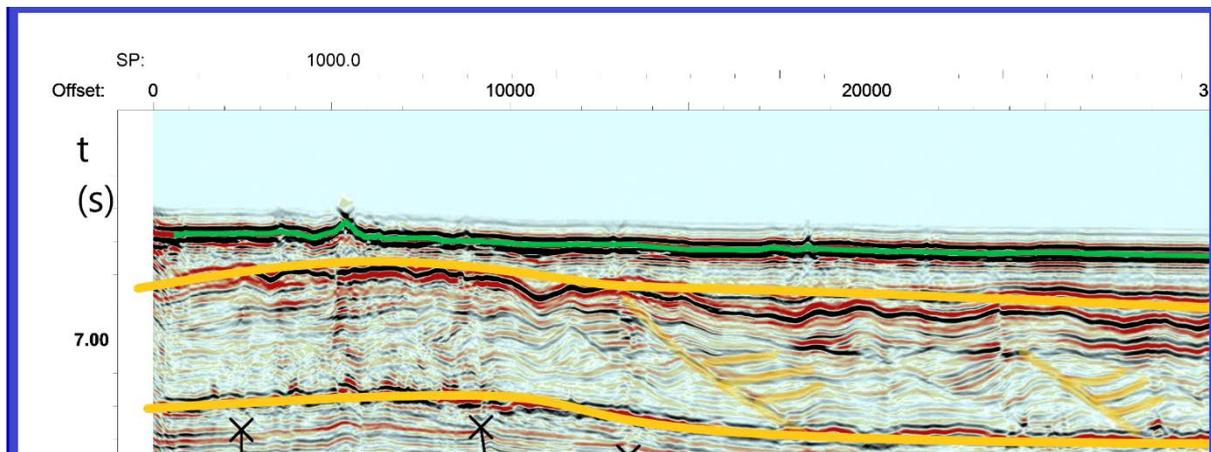


Figura 6.1.28. Imagen de dunas en la línea sísmica COALEP14-146 (mayor detalle sobre las dunas).

## 6.2 Descripción de mapas de Contorno Estructural

### ▪ Fondo del Mar

La batimetría se profundiza en forma gradual, como es lógico, a medida que uno se aleja de la línea de costa, aunque no en forma estrictamente paralela. Los valores varían de 6,65 s (sector NE) a 7,25 s (sector SW), lo que equivale a batimetrías de 4988 m y 5438 m, respectivamente. Es decir que la diferencia de batimetrías en el área es de 450 m.

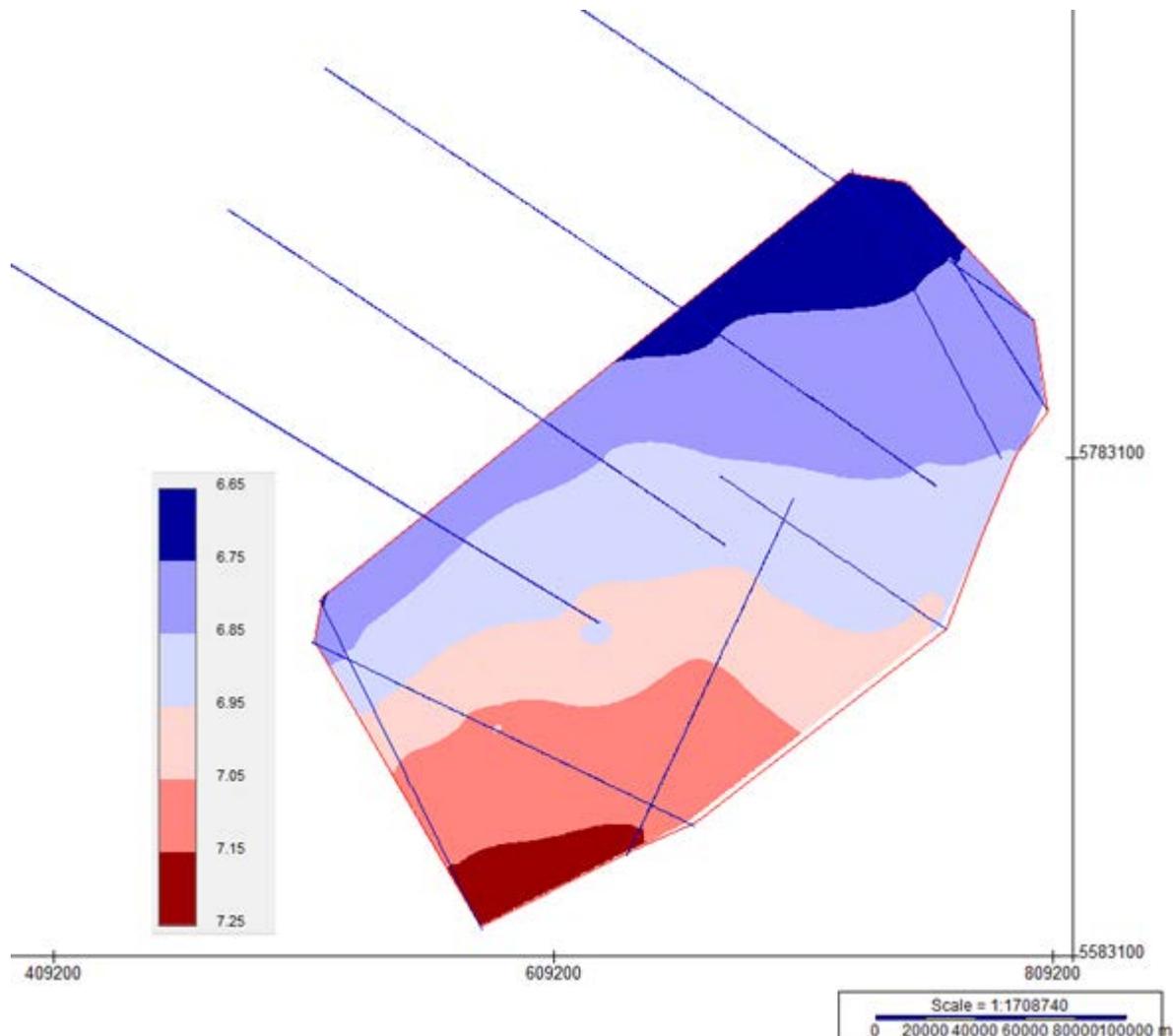


Figura 6.2.1. Mapa de contorno estructural del fondo del mar, con líneas sísmicas.

▪ Tope Cretácico

Se da una profundización de forma progresiva del tope del Cretácico. Dicha superficie está ubicada más próxima a la superficie en el sector NE (7,8s o menos en la línea COALEP 145) y más profunda en el sector SW (8,1 S o más en las líneas COALEP 141 y 142). Es decir, una diferencia de al menos 0,3 s tras remover la correspondiente lámina de agua, de unos 100 m. No se observan zonas con cambios abruptos (ello puede deberse en parte a la escala elegida para hacer el mapa).

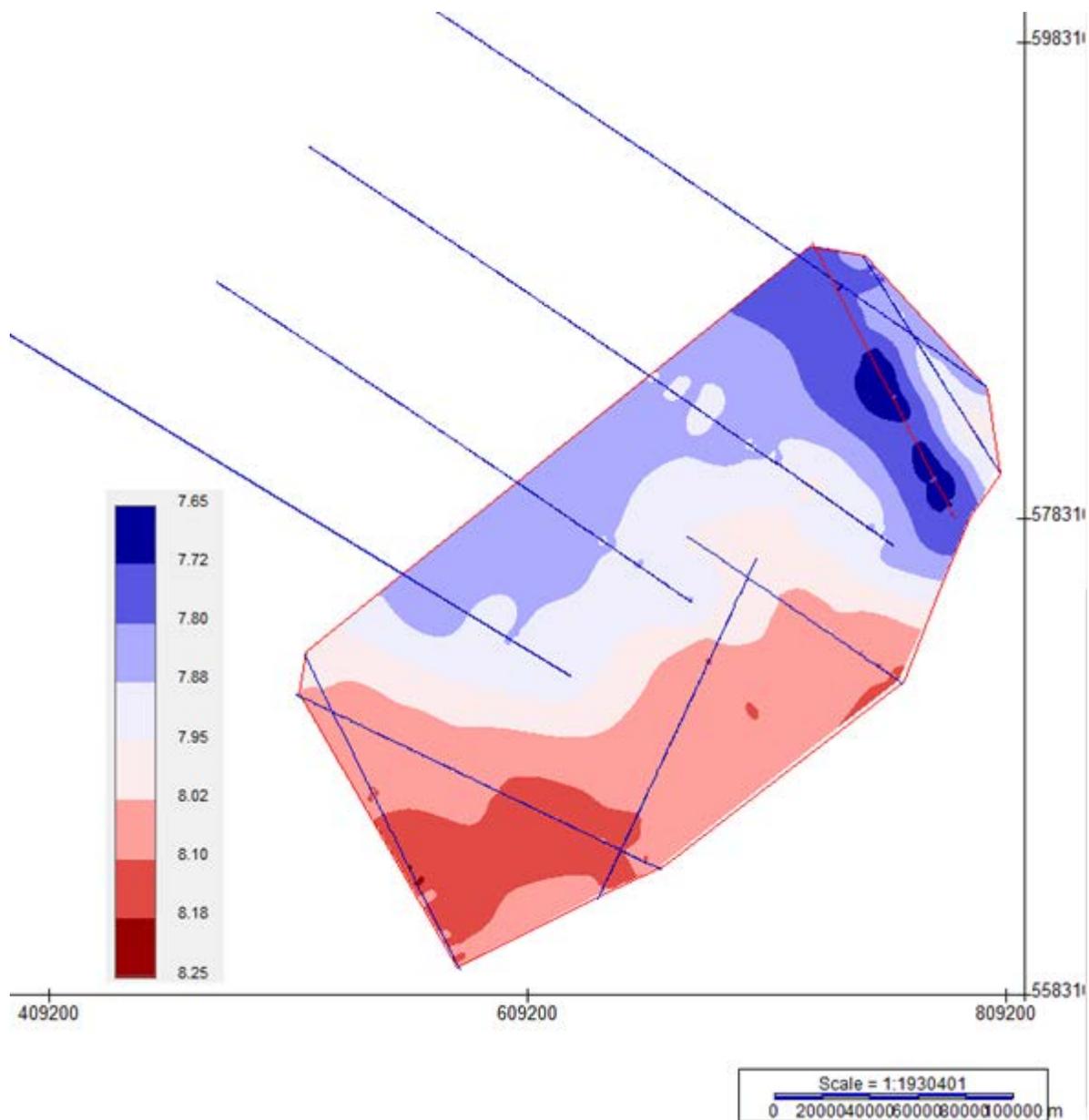


Figura 6.2.3. Mapa de Contorno Estructural del tope del Cretácico, con líneas sísmicas.

- Basamento

Este mapa es similar a grandes rasgos al mapa de isópacas de la cuenca, aunque aquí a la profundidad representada por los sedimentos se agrega la de la lámina de agua.

El tope del basamento pasa de un mínimo de 7,85 s en el vértice NE del área (línea COPLA 146) a un máximo de 9,35 s (línea COPLA 142; una diferencia de 1,5 s). En esta última línea aparecen varios sectores sucesivos donde el tope del basamento se hace alternativamente más somero y más profundo, aunque siempre dentro de profundidades relativamente altas (8,9 s o más), con diferencias de 0,15-0,3 s. Algo similar pero mucho más abrupto sucede localmente en las líneas COPLA 143 y COPLA 146, con diferencias entre zonas adyacentes de en torno a 1 s.

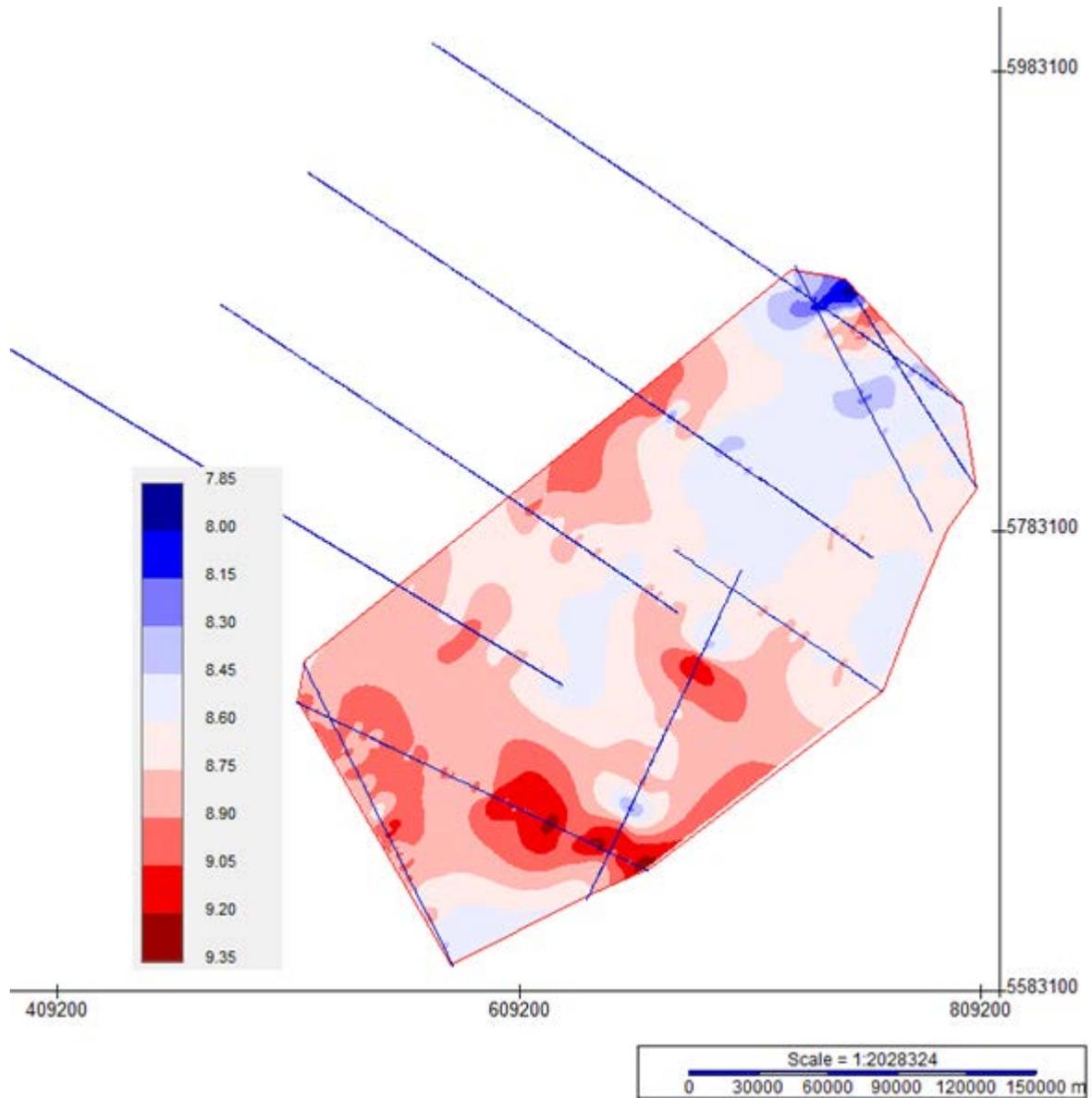


Figura 6.2.5. Mapa de contorno estructural del basamento, con líneas sísmicas.

### 6.3 Descripción de mapas de Isópacas

- Cenozoico

En líneas generales se observan espesores variables, tanto en el contexto global como a lo largo de ciertas líneas.

Hacia el sector NW (más específicamente sobre la porción norte de la línea COPLA 01) existe uno de los espesores máximos para esta megasecuencia que ronda los 1,20-1,25 s. Lo que contrasta con el sector opuesto (SE) de esa misma línea, con espesores que rondan los 0,90-0,95 s. Es decir, es en la línea COPLA 01 donde se observa la mayor variación de espesores.

A medida que uno se desplaza en dirección NE, hacia el centro del *offshore*, el espesor del Cenozoico primero disminuye de forma bastante homogénea (entre 0,95 y 1,05 s en COPLA 2 y BGR04-05S, localmente 0,9 s) y luego aumenta también de forma relativamente homogénea (en BGR04-03S, BGR04-15 y COALEP 144, valores de entre 1,05 s y 1,15 s, localmente llegando a 1,20 s). Por su orientación casi *strike*, la línea COALEP 143 muestra ese aumento de espesor desde el SW al NE.

Por otro lado, hacia el sector NE de la zona (sobre la porción SE de COALEP 145) existe menor desarrollo de la megasecuencia, con espesores de 0,85 a 0,90 s. Curiosamente, la línea COALEP 146, adyacente y paralela a la anterior, vuelve a mostrar los mismos espesores que las líneas anteriormente mencionadas: entre 1,05 y 1,15 s.

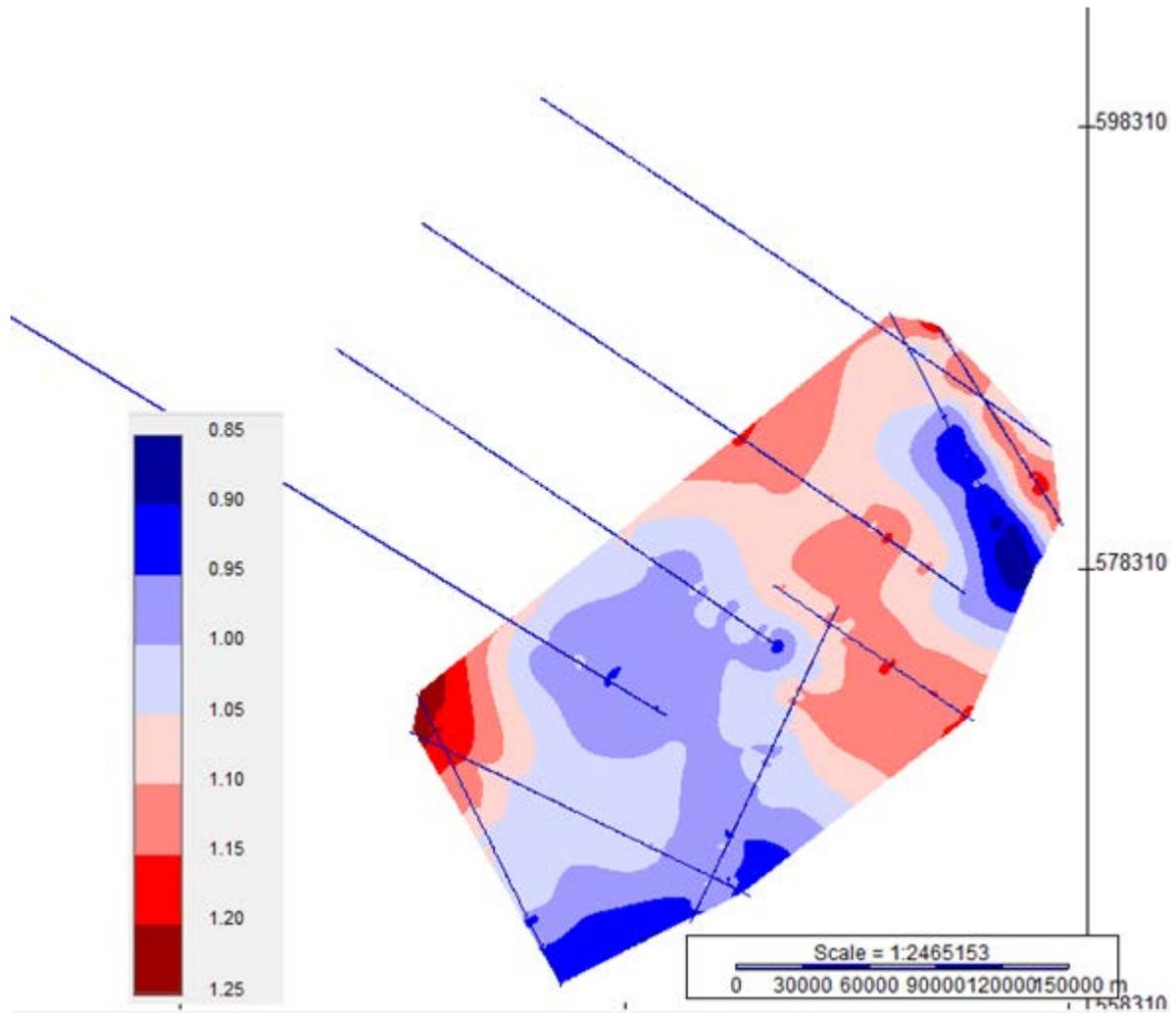


Figura 6.3.1. Mapa de isópacos del Cenozoico, con líneas sísmicas.

- Cretácico

A diferencia del Cenozoico, en esta megasecuencia se observan homogéneamente espesores máximos hacia la porción NW de las líneas COPLA 2, BGR04-05S y BGR04-03S de entre 0,80 y 1,1 s (localmente mayores), excepto el vértice NE del área (ver más adelante). Se puede inferir que aquí existió mayor desarrollo de la megasecuencia y que si el área continuara hacia el talud esta incrementaría su potencia. Los espesores disminuyen en el sector SE de las líneas COPLA 141 y 144 a valores inferiores a 0,5 s.

Sobre la zona SE (en el extremo SE de la línea COALEP 142) se observa un espesor máximo que ronda los 1,20 a 1,25 s, siendo un depocentro de esta megasecuencia. Sin embargo, se da de manera muy localizada y observándose un cambio abrupto con el entorno, en donde los espesores rondan los 0,85 a 0,90 s. Contigua a esta zona se observa un área de espesor menor, 0,80 a 0,50 s, con un mínimo local que llega a 0,20.

Otro sector de potencias muy reducidas es el ya mencionado vértice NE del área de estudio, correspondiente al comienzo de las líneas COALEP 145 y 146. Adyacente al mismo se observa un depocentro que retoma la tendencia de altos espesores observada a lo largo del límite NW.

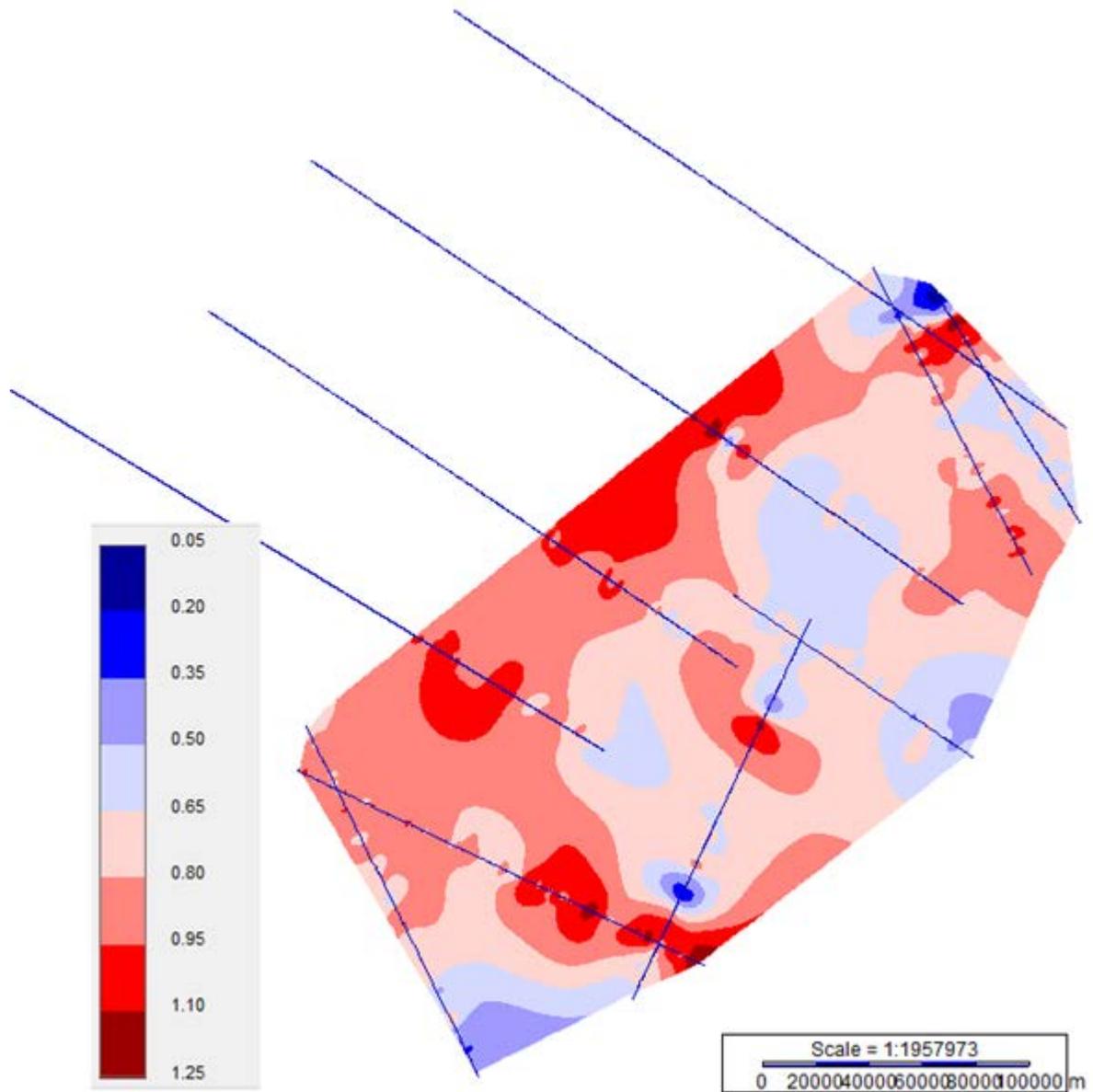


Figura 6.3.3. Mapa de isópacos del Cretácico, con líneas sísmicas.

- Cuenca

En líneas generales se observan espesores variables, en su mayoría se dan entre 1,60 y 2,05 s. Los espesores máximos se dan en la porción más cercana al talud, observándose el depocentro en la región NW de la línea BGR04-03S, con un espesor de 2,20 a 2,35 s (al igual que se mencionó en la anterior descripción, se infiere que si el área de estudio continuara en dirección a tierra dicho espesor sería aún mayor).

Por otro lado, y al igual que se da en la descripción anterior, en la porción norte de la línea COALEP 145 también se observa un posible depocentro de menor magnitud pero que posiblemente continúe fuera del área de estudio.

Se da un cambio de espesores más gradual que en los otros mapas. Mínimos de 1,3 s o menos se presentan específicamente en la línea COALEP 141 (sector SW del área de estudio), 143 (sector central) y 146 (sector NE). En cambio, espesores de 2,05 s o más se verifican en los sectores NW, N y NE (adyacente al mínimo mencionado anteriormente), y, localmente, también mar adentro en las líneas COALEP 142 y 143. Todos estos podrían considerarse depocentros. En la línea COALEP 142, en particular, parecería haber un *trend* de depocentros de rumbo NW-SE, aunque puede ser un artefacto por la orientación de la línea y la falta de datos en zonas adyacentes. Por otro lado, en parte de las líneas BGR04-03S y BGR04-01SA/COALEP 145/COALEP 146 se observan depocentros, con claros correlatos en líneas sísmicas.

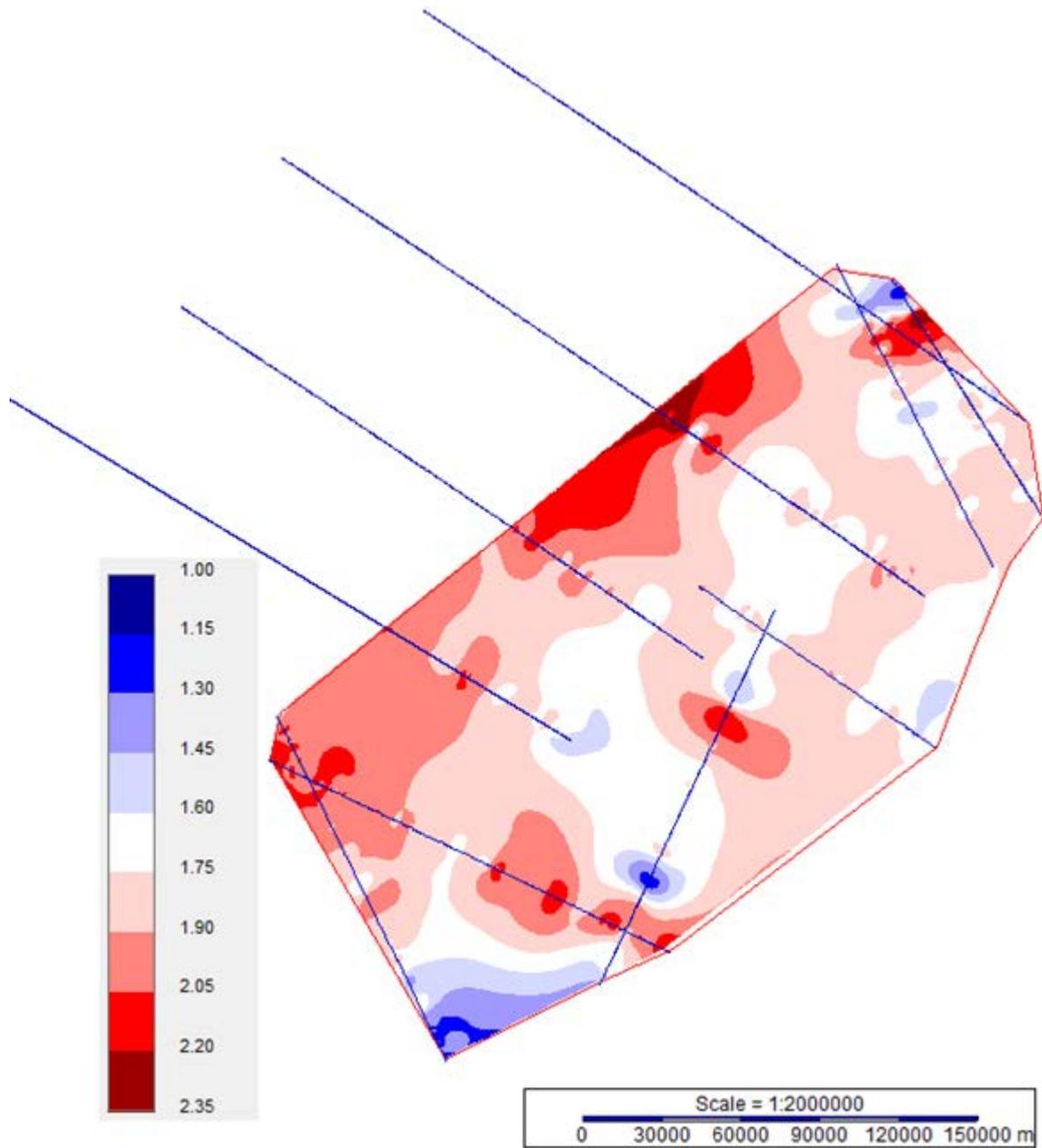


Figura 6.3.5. Mapa de isópacos de la cuenca, con líneas sísmicas.

## 6.4 Generalidades y comparación entre mapas

Si se realiza una comparación entre los mapas, se aprecia que los espesores mínimos y máximos de la cuenca se ven fuertemente influidos por los del Cretácico, no así por los del Cenozoico.

Si se realiza una comparación entre ambas megasecuencias, si bien los espesores máximos coinciden (1,25 s), los espesores mínimos del Cenozoico (0,85 s) son mucho mayores a los del Cretácico (<0,20 s sobre altos de basamento).

## 7. DISCUSIÓN

### 7.1 Compactación diferencial

En la línea COALEP14-141 (Figura 6.1.15) el SP 2400 corresponde en profundidad a una zona de basamento elevado. En esa zona la megasecuencia Cretácica sigue la morfología del basamento, formando un sinclinal como resultado de compactación diferencial.

## 7.2 Campo de dunas

Muestran un patrón general progradante hacia el SE, es decir, mar adentro (característica observada en BGR04-01SA, COALEP14-145, COALEP14-146 y COPLA-01), se observa también la distribución de campo de dunas (de manera general) visto en planta (Figura 7.3.3).

Con superficies que buzanan hacia el SE (mar adentro) (Figura 6.1.27), pero internamente hacia el NW (continente adentro). Esta característica también se observa en los campos de duna caracterizados por Hernández-Molina *et al.* (2017) (Figura 7.2.1). A continuación, se muestran figuras tomadas del trabajo y se realiza una analogía con las figuras obtenidas en este *paper*.

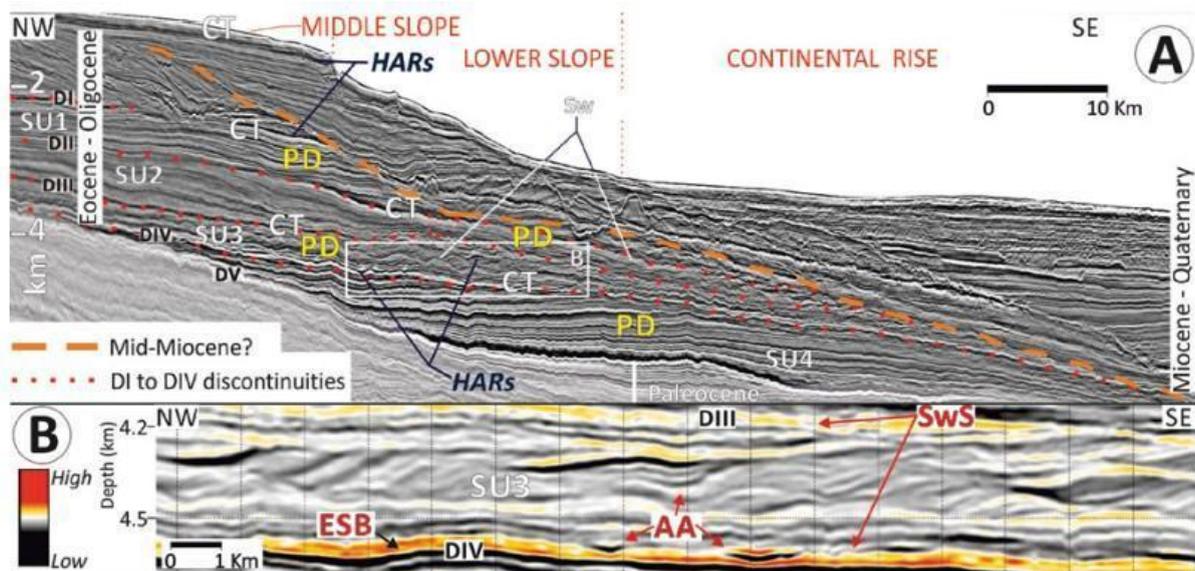
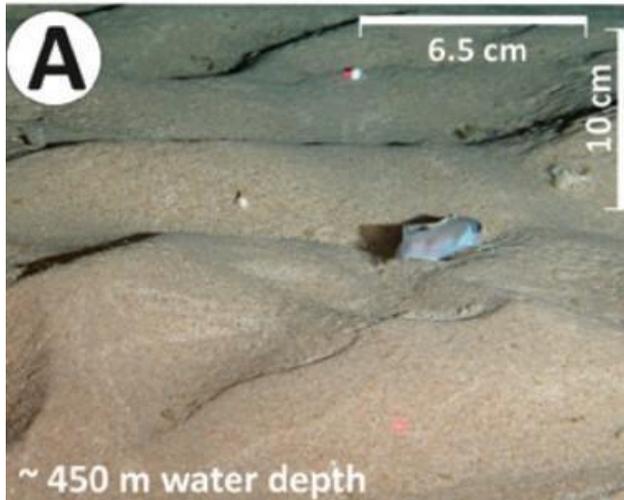


Figura 7.2.1. Campo de dunas en el offshore de Uruguay. Tomado de Hernández-Molina *et al.* (2017).

Como se mencionó anteriormente también se observan campos de dunas en otras líneas, tanto al norte como al sur del área de estudio.

La Figura 7.2.2 es una fotografía publicada por Hernández-Molina *et al.* (2017) del aspecto de un campo de dunas submarino. Podríamos suponer que son similares a las que se describen en las líneas, tomada de Hernández-Molina *et al.* (2017).



*Figura 7.2.2.* Fotografía del fondo oceánico de Irlanda de un campo de dunas. Tomada de Hernández-Molina *et al.* (2017).

Una explicación alternativa pero no excluyente y que a su vez abre la puerta a estudios futuros con mayor detalle, sería la existencia de duplex extensionales en la zona posible reflejo de deslizamientos gravitacionales.

### 7.3 Depósitos de transporte en masa

Steventon *et al.* (2018), en su descripción de un deslizamiento submarino del *offshore* del Uruguay, reconocen 3 dominios: uno proximal de carácter extensional, uno intermedio traslacional y uno distal de carácter compresional (Figura 7.3.1). Los autores infieren que dichas estructuras extensionales y compresionales que suceden en simultáneo podrían deberse a una deformación polifásica. Por comparación, se podría inferir que la dirección de transporte se da de NE a SW.

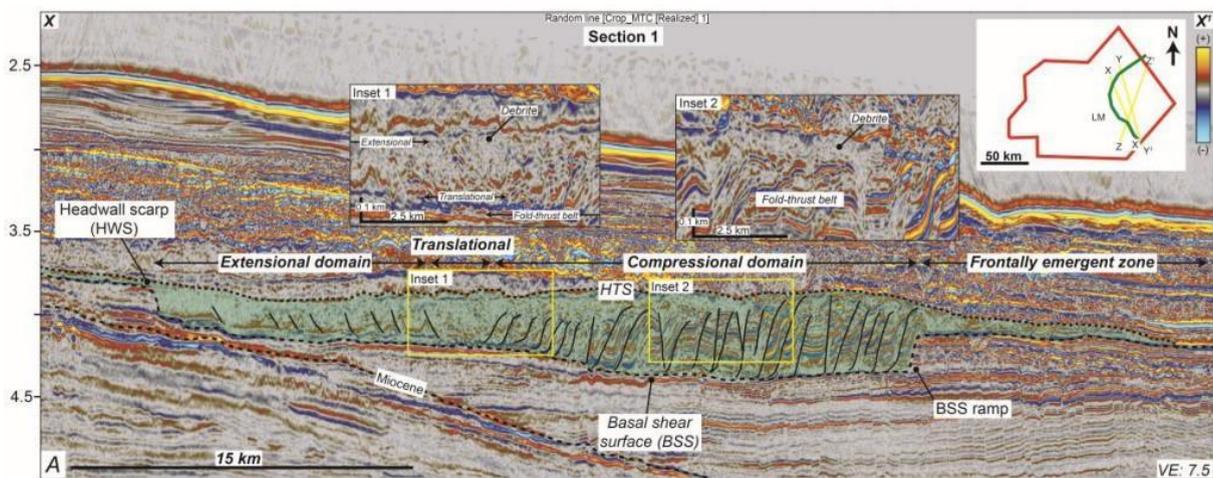


Figura 7.3.1. Línea sísmica ejemplificando un depósito de transporte en masa en el offshore de Uruguay y los tres dominios (extensional, traslacional y compresional). Tomado de Steventon *et al.* (2018).

En el SP 3150 (Figura 6.1.19 y 6.1.20) se observa un rasgo monticular de unos 8 km de base que comprende internamente reflectores discontinuos, caóticos, con una amplitud levemente mayor que las capas transparentes adyacentes. El mismo guarda similitud morfológica con lo que según Steventon *et al.* (2018) (Figura 7.3.2) sería un *rafted block* del dominio traslacional. Si bien en líneas generales en la sección sísmica no se logran identificar todas las características que los autores describen, se puede inferir que se trata de un bloque

que se trasladó (por preservar cierto ordenamiento interno) y dentro del mismo se generó deformación por fallas (Figura 6.1.21).

Las fallas mapeadas en esta línea son subverticales a verticales. En su mayoría afectan a la megasecuencia cenozoica. A diferencia de otras líneas, aquí es evidente la continuidad de varias fallas al interior del basamento.

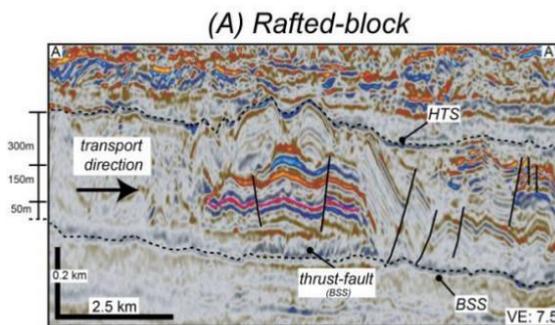


Figura 7.3.2. *Rafted-block* tomada de Steventon *et al.* (2018).

Si bien para esta descripción se tomó como referencia la morfología presente en la línea COALEP14-143 (Figura 6.1.19), también se observaron MTD en la línea COALEP14-142 (Figura 6.1.17), más precisamente en la transición de la emersión con la llanura abisal, con 0,2 s de espesor transparente (aunque lateralmente este rasgo cambia) que no llega hasta la planicie abisal. También en la línea COPLA-01 (Figura 6.1.11) la zona que se observa en donde los reflectores poseen menor amplitud y paralelismo y ciertas morfologías particulares (más específicamente en la porción NW de la línea), a una profundidad aproximada de entre 7,7 s y 7,2 s, podría corresponder también a un depósito de transporte en masa, de tope irregular, no transparente sino con algunos reflectores internos, y por encima posibles olistostromos (Velázquez y Morales, 2020).

En tanto, en la línea BGR04 05-S, los reflectores que conforman la base del Cenozoico se observan de forma discontinua y no horizontal en la porción Oeste de dicha línea (entre los SP 1400 y 2200, a una profundidad de 7,5 s), pueden interpretarse como

deformación u ondas sedimentarias. Hacia 7,3 s se observan reflectores levemente ondulados que pueden corresponder a dunas. Hacia el tope de la megasecuencia cenozoica se observa cierta homogeneidad en los reflectores, con baja frecuencia y amplitud, a lo largo de toda la línea, probablemente dominando los procesos de transporte en masa.

Se verificó la importancia de los procesos de remoción en masa (responsable de los extensos MTD) y de las corrientes de contorno (responsables de los campos de dunas) en la megasecuencia Cenozoica, como ya había sido demostrado en sectores más proximales (Hernández-Molina *et al.*, 2016).

A continuación se muestra un mapa (Figura 7.3.3) con la distribución en planta del campo de dunas y MTD, cabe aclarar que es una distribución basada en datos generales e interpretaciones de las líneas sísmicas. Sin embargo haría falta obtener mayor densidad de datos para poder generar un mapa más preciso y detallado.

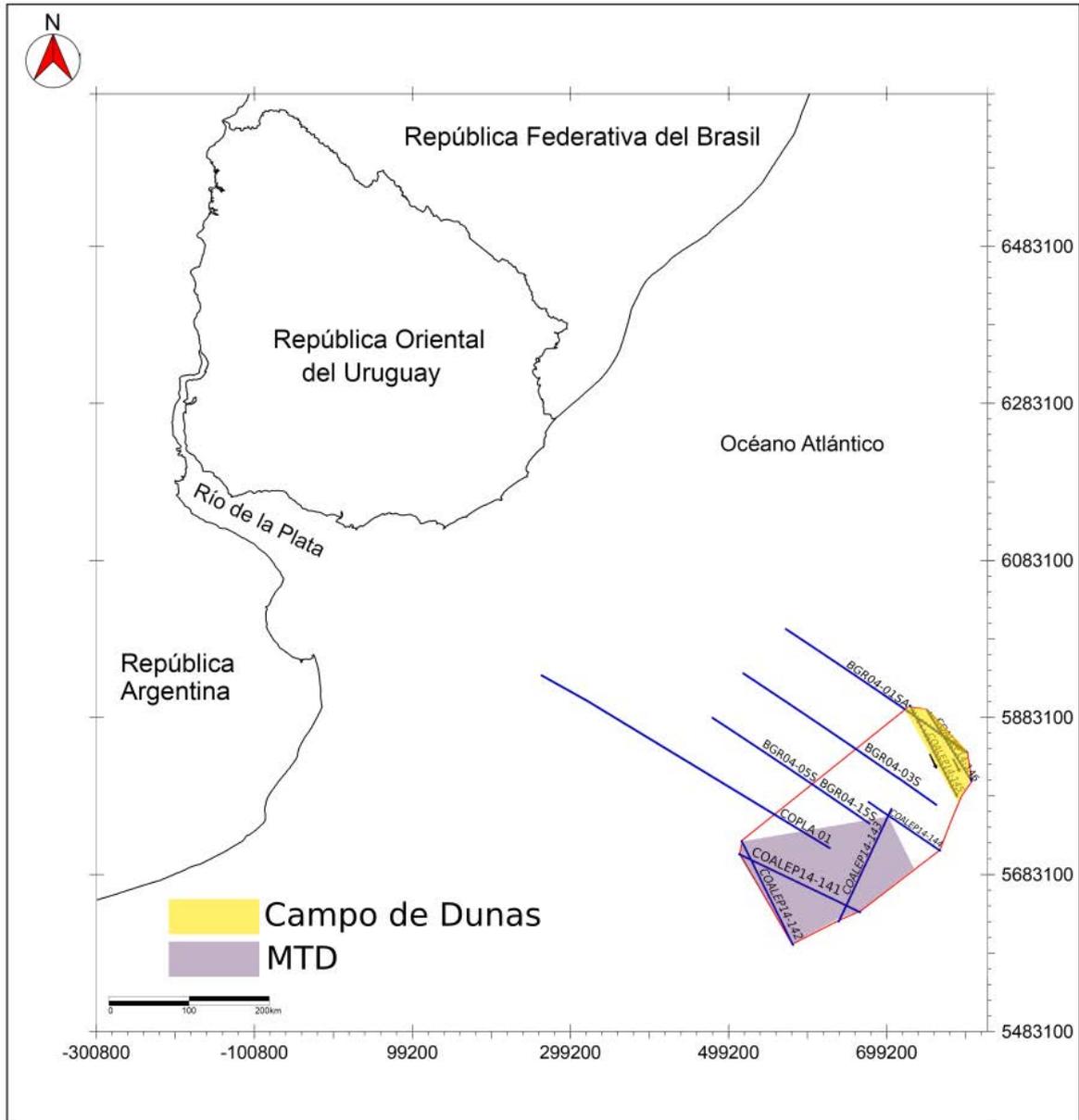


Figura 7.3.3. Mapa con posible distribución de campo de dunas y MTD en planta.

## 7.4 Sistema de Transferencia del Río de la Plata (STRP)

El Sistema de Transferencia del Río de la Plata, definido por Soto *et al.* (2011), divide el margen en dos regiones que sufrieron una evolución tectónica y sedimentaria diferente, condicionando el desarrollo de depocentros, cuñas de reflectores buzantes mar adentro (SDRs) y anomalías magnéticas asociadas (Figuras 5.3.2 y 7.4.2).

En este trabajo, se identificaron nuevos depocentros que coinciden con bajos magnéticos observados en el mapa de anomalías magnéticas realizado por Veroslavsky *et al.* (2017), (Figura 7.4.2).

Estos depocentros conforman dos *trends*, con dirección NE-SW (al sur, aunque aquí la continuidad no es tan marcada) y con ENE-WSW (al norte). El desplazamiento de depocentros sobre corteza oceánica sería una evidencia distal del STRP. Si bien faltan datos, el mismo tendría una dirección groseramente NW-SE, tal como se aprecia en el mapa de isópacas de la cuenca (Figura 7.4.3) y el mapa de contorno estructural del basamento (Figura 7.4.4), elaborados a partir de líneas sísmicas. Es decir, similar a la dirección de su porción proximal. No se entiende justificado el trazado curvo sugerido por Veroslavsky *et al.*, 2017 (Figura 7.4.2), entendiéndose que no es la solución más parsimoniosa y no da cuenta de algunos desplazamientos sinestrales de anomalías magnéticas.

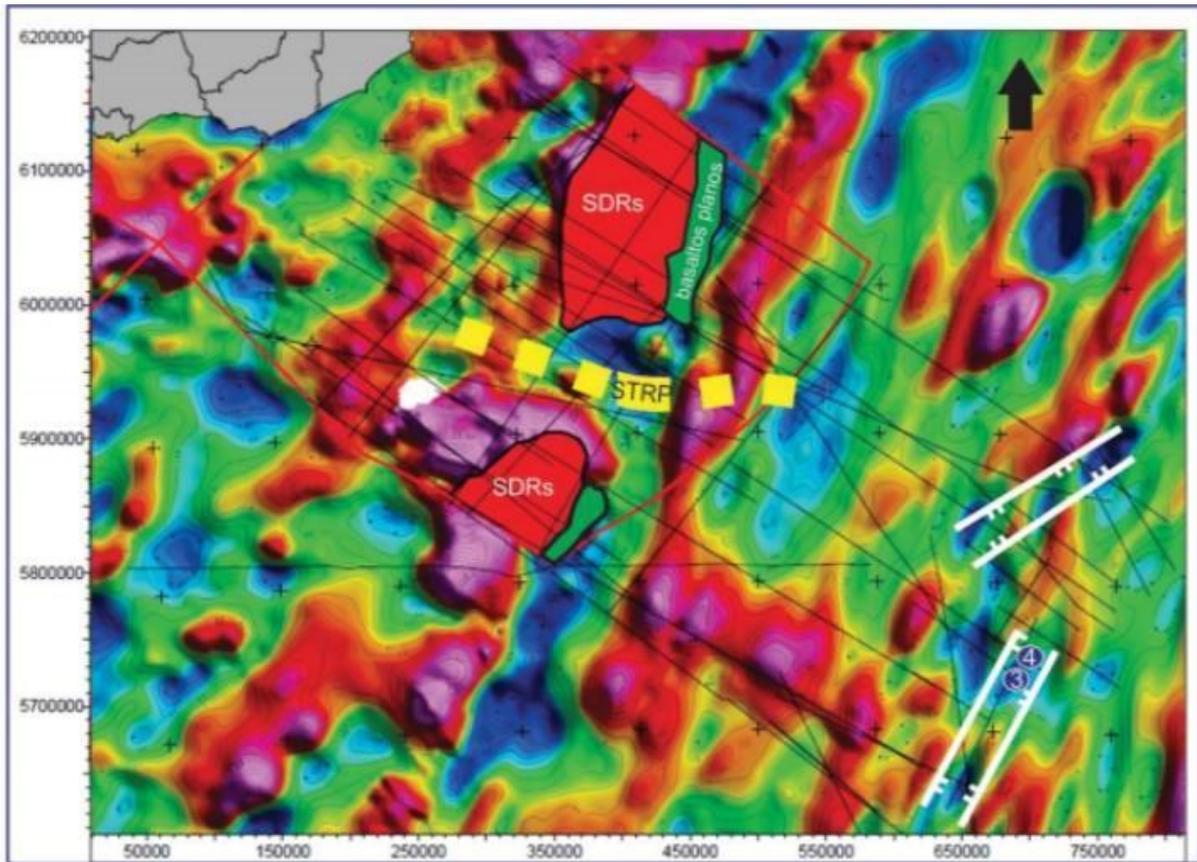


Figura 7.4.2. Mapa de anomalías magnéticas del margen continental uruguayo tomado de Veroslavsky *et al.* (2017), con el trazado del STRP (color amarillo) propuesto por los autores.

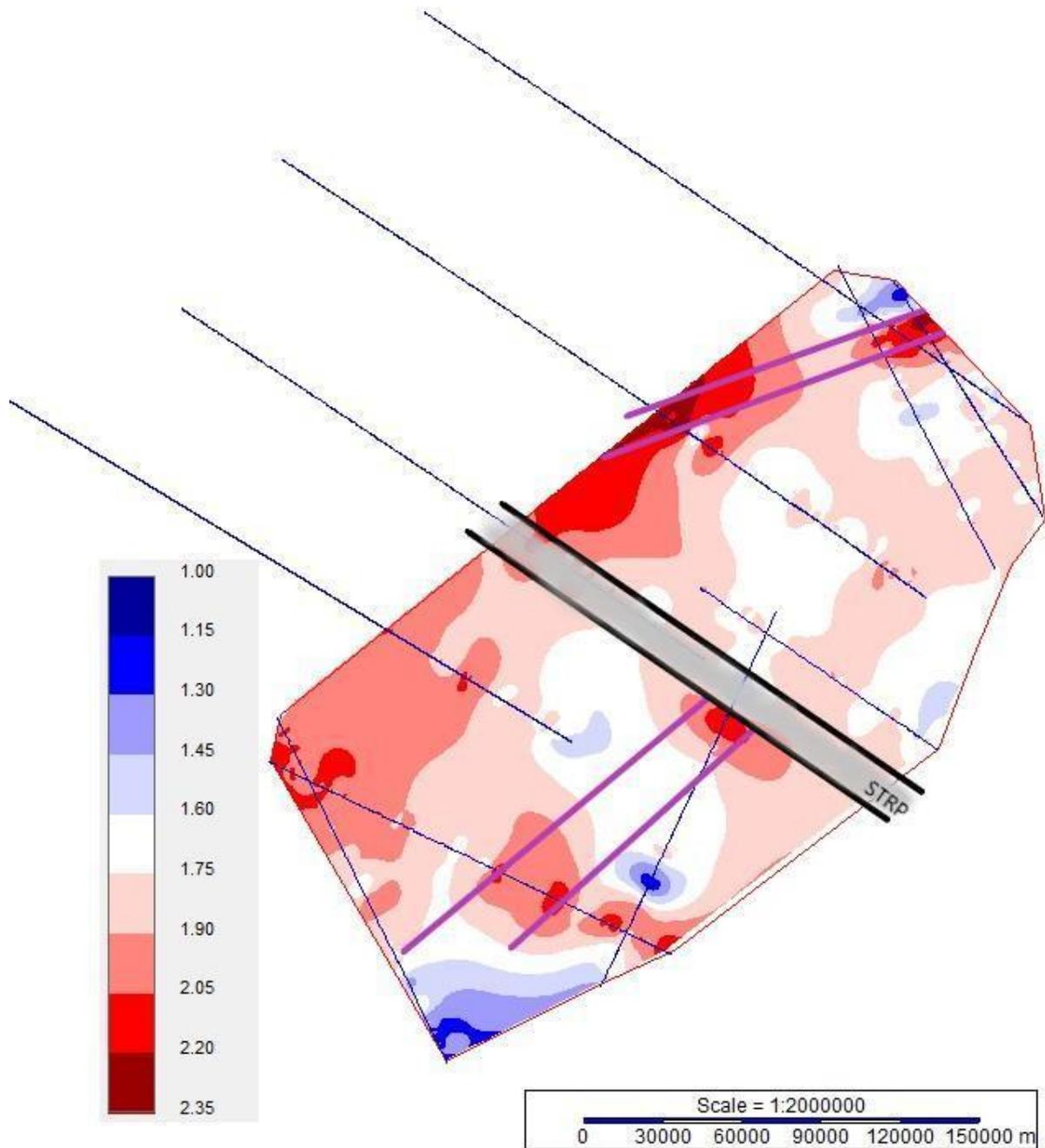


Figura 7.4.3. Mapa de isópacas de la cuenca, con STRP indicada en sombreado y zonas de fracturas indicadas en color violeta.

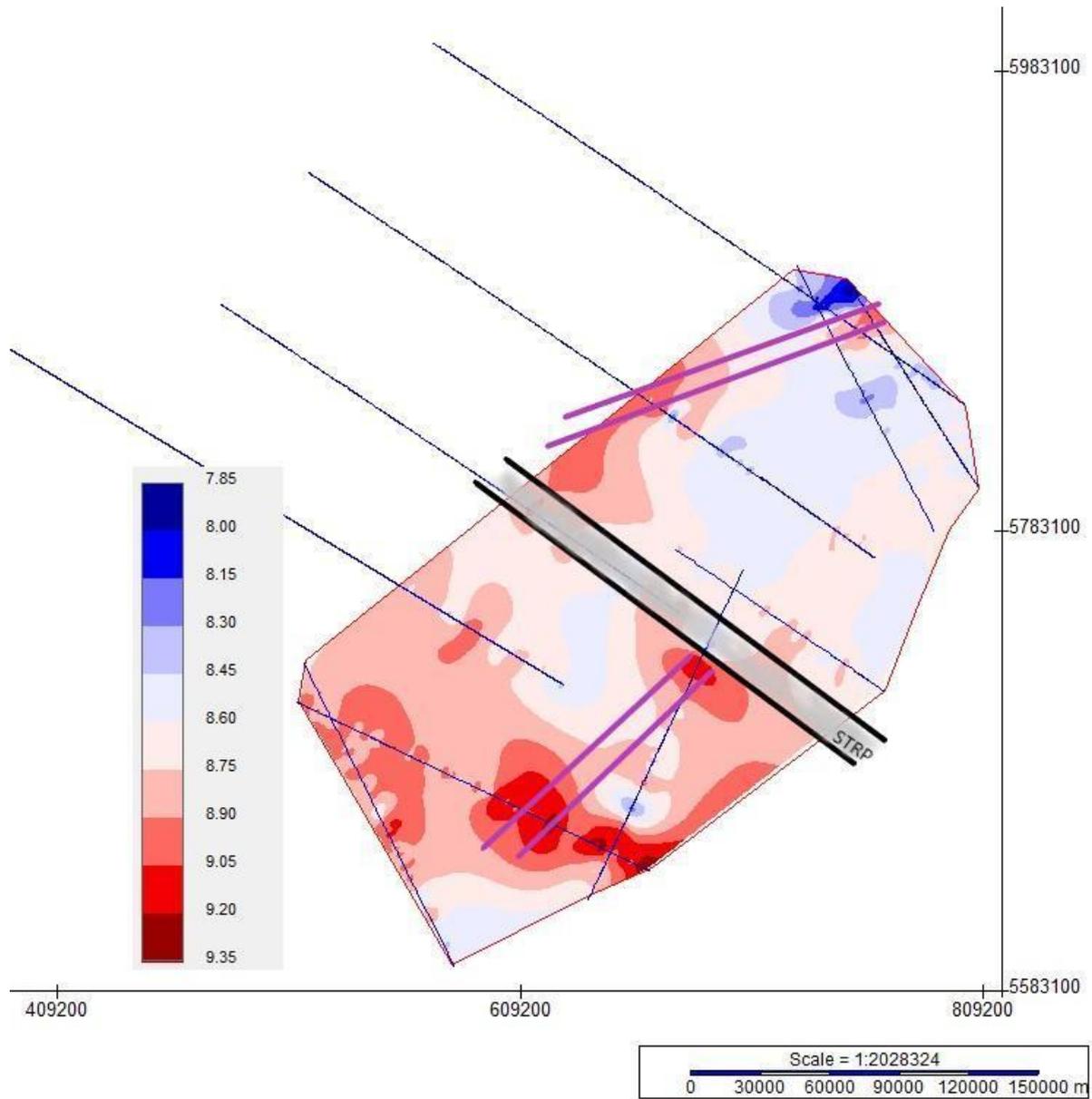


Figura 7.4.4. Mapa de contorno estructural del basamento con STRP indicada en sombreado y zonas de fracturas indicadas en color violeta.

## 7.5 Reflector simulador de fondo (BSR)

En algunas líneas (COPLA01, Figura 6.1.11 y 6.1.12) se identificó localmente un reflector simulador de fondo (BSR, por sus siglas en inglés), que copia la morfología del lecho marino pero con polaridad inversa. También se observa la presencia de estratos transparentes justo encima del BSR (donde se observa una reducción de amplitud de la reflexión sísmica) en contraste con lo que ocurre por debajo, lo que podría asociarse a la presencia de hidratos de gas y gas libre, respectivamente.

Por otro lado, si se observa la zona de estudio y su posición en el margen uruguayo podemos inferir que las condiciones de baja temperatura y mayor presión (aguas ultraprofundas) son las indicadas para la presencia de hidratos de gas (Tomasini *et al.*, 2011).

Estudios previos han encontrado depósitos de hidratos de gas en depósitos contorníticos del margen argentino (Hernández-Molina *et al.*, 2010).

## 8. CONCLUSIONES

En base a los objetivos propuestos, se logró mapear y describir las principales características de las líneas sísmicas elegidas para este trabajo, tanto en lo que respecta a rasgos sedimentarios como estructurales.

Dentro de las estructuras que se identificaron se puede destacar la existencia de dunas en la porción cenozoica de al menos 3 líneas sísmicas estudiadas. Para este caso en particular se logró fijar un patrón general progradante de la línea de costa (con superficies que buzanan hacia el SE), sin embargo, contiene estructuras internas que buzanan en dirección contraria (NW) a la dirección antes mencionada, característica análoga con otro campo de dunas descrito por Hernández-Molina *et al.* (2016).

Otro rasgo característico en la porción cenozoica de las líneas sísmicas COALEP04-143, COALEP14-142 y COPLA-01 es la presencia de depósitos de remoción en masa (MTD). Particularmente en la línea COALEP04-143 se observó la presencia de una morfología monticular de unos 8 km de base que comprende internamente reflectores discontinuos, caóticos, con una amplitud levemente mayor que las capas transparentes adyacentes. Este fue descrito como un *rafted-block* del dominio traslacional por analogía con depósitos similares (Steventon *et al.*, 2018). Si bien no se obtienen imágenes con una calidad suficiente como para realizar un estudio a detalle del área, si se realizó una analogía de dicha morfología con lo propuesto por Steventon *et al.* (2018).

Se verificó la importancia de los procesos de remoción en masa (responsable de los extensos MTD) y de las corrientes de contorno (relacionadas a los campos de dunas) en la megasecuencia Cenozoica, como ya había sido demostrado en sectores más proximales (Hernández-Molina *et al.*, 2016).

Se identificaron y caracterizaron los depocentros de cada línea sísmica, que resultaron ser de gran valor a la hora de analizar los mapas de isópacos y contorno estructural del área.

Por otro lado, y también como una característica de la megasecuencia cenozoica, se identificó en la línea sísmica COPLA01 un posible BSR, indicativo de una zona de existencia de hidratos de gas y gas libre infrayacente (según Tomasini *et al.*, 2011). Sin embargo es necesario un estudio con mayor énfasis y a detalle de la zona en particular para poder confirmar y obviamente evaluar la posible importancia de dicho recurso.

A partir del estudio de las líneas sísmicas y de los espesores de cuenca se desarrollaron mapas de contorno estructural para el fondo del mar, tope del cretácico y basamento; mientras que se realizaron mapas de isópacas para el Cenozoico, Cretácico y la cuenca. Estos fueron descritos y relacionados entre sí. En base a dichos mapas se pudo establecer la conformación de dos trends de depocentros Cretácicos, al sur con dirección NE-SW y al norte con ENE-WSW.

Esta conformación de dos trends con direcciones diferentes y dislocados sinistralmente, permitieron extender el trazado del STRP a aguas ultraprofundas, con una dirección general NW-SE, que no es compatible con el trazado propuesto por Veroslavsky *et al.* (2017). Esta nueva dirección explicaría mejor la dislación de anomalías magnéticas Veroslavsky *et al.* (2017). Nuevos estudios podrían ratificar o rectificar esta hipótesis.

Cabe destacar la gran cantidad de fallas que tienen la zona, lo cual significó un gran desafío a la hora de poder identificar, describir y seleccionar la información, dado que no era el objetivo del presente trabajo realizar un estudio detallado cinemático, que queda abierto para futuros trabajos.

## 9. BIBLIOGRAFÍA

- Conti, B., Perinotto, J., Veroslavsky, G., Castillo, M., de Santa Ana, H., Soto, M. and Morales, E. (2017). Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, offshore Uruguay. *Marine and Petroleum Geology*, 83, pp.1-25.
- de Santa Ana, H., Veroslavsky, G., Morales, E., 2009. Potencial exploratorio del offshore de Uruguay. *Revista de la Industria Petrolera*. Cuarta Época 12, 48e59.
- Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., Hinz, K., (2007). Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Marine Geology* 244 (1e4), 46e67.
- Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M.A., de Isasi, M., Rebesco, M., Uenzelmann-Neben, G., Neben, S., Marshall, P., 2010. Giant mounded drifts in the Argentine continental margin: origins, and global implications for the history of the thermohaline circulation. *Marine and Petroleum Geology* 27, 1508e1530
- Hernandez Molina, F.J., Soto, M., Piola, A.R., Tomasini, J., Preu, B., Thompson, P., Badalini, G., Violante, R.A., Morales, E., Paterlini, M., de Santa Ana, H. (2016) A contourite depositional system along the Uruguayan continental margin: sedimentary, oceanographic and paleoceanographic implications. *Marine Geology* 378: 333-349.
- Hernández-Molina, F.J., Campbell, S., Badalini, G., Thompson, P., Walker, R., Soto, M., Conti, B., Preu, B., Thieblemont, A., Hyslop, L., Miramontes, E., Morales, E. (2017). Large bedforms on contourite terraces: Sedimentary and conceptual implications. *Geology*; 46 (1): 27–30.
- Morales, E., Chang, H., Soto, M., Corrêa, F., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Conti, B. and Daners, G. (2017a). Tectonic and stratigraphic evolution of the Punta Del Este and Pelotas basins (offshore Uruguay). *Petroleum Geoscience*, 23(4), pp.415-426.

- Morales, E., H. K. Chang, M. Soto, G. Veroslavsky, B. Conti, H. de Santana H y F. Santos Correa. (2017b). Speculative petroleum systems of the Punta Del Este Basin (offshore Uruguay). *Brazilian Journal of Geology*. 47: 645-656.
- Morales, E., Chang, H.K., Soto, M., Corrêa, Sontos, Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Conti, B., Daners, G., 2016. Tectonic and stratigraphic evolution of the Punta del Este and Pelotas basins (offshore Uruguay). *Petroleum Geoscience* 23(4):415.
- Pángaro, Francisco & Ramos, Victor& Pazos, Pablo. (2016). The Hesperides basin: A continental-scale upper Palaeozoic to Triassic basin in southern Gondwana. *Basin Research*. 28. 10.1111/bre.12126.
- Rabinowitz, PD. y LaBrecque, J. (1979). The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research* 84: 5973-6002.
- Raggio, F., Gerster, R. & Welsink, H. (2011). Cuencas del Salado y Punta del Este. En Kozłowski, E., Legarreta, L., Boll, A. y Marshall, P. (eds.), *Simposio Cuencas Argentinas. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata*, pp. 81-96.
- Robert J, Whiteley, Simon B. Stewart (2008). Case studies of shallow marine investigations in Australia with advanced deep water seismic reflection (USR). *Exploration Geophysics* 39(1) 34-40.
- Rossello, E. A., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., & Rodríguez, P. (2017). Depocentros mesocenoicos y rasgos tectónicos del basamento cristalino del Río de la Plata (Argentina y Uruguay). *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 74(3), 283 - 294.
- Rowlands H.J., Paton D., Turner J.P., Thompson P. (2015). The Influence of Basement Structure and Volcanics on the Evolution of the Uruguayan Margin. *Abstract*

- 2099767: Bulletin American Association of Petroleum Geologists *In: AAPG Annual Convention and Exhibition, Denver, CO.*
- Soto, M., Morales, E., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Ucha, N. and Rodríguez, P. (2011). The continental margin of Uruguay: Crustal architecture and segmentation. *Marine and Petroleum Geology*, 28(9), pp.1676-1689.
- Steventon, Michael & Jackson, Christopher & Hodgson, David & Johnson, Howard. (2018). Strain within mass-transport complexes (MTCs): seismic characterisation and structural restoration, offshore Uruguay. 10.31223/osf.io/xkpz3.
- Stoakes. F.A, Campbell, C.V., Cass, R., Ucha, N., (1991). Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este Basin, offshore Uruguay, South America. *Bull. Am. Asoc. Pet. Geol.* 75 (2) 219-240.
- Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Sayago, M., Díaz del Río, V. y Branson, A. (2009) Bedform-velocity matrix: the estimation of bottom current velocity from bedform observations. *Geology*, 37(4), 327-330.
- Tomasini, J., de Santa Ana, H., Conti, B., Ferro, S., Gristo, P., Marmisolle, J., Morales E., Rodríguez, P., Soto, M., Veroslavsky, G., (2011) "Assessment of Marine Gas Hydrates and Associated Free Gas Distribution Offshore Uruguay", *Journal of Geological Research*, vol. 2011, Article ID 326250.
- Ucha, N., de Santa Ana, H., Veroslavsky, G., (2004). "La Cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburífero", en Veroslavsky, G., M. Ubilla & S. Martínez. (eds.), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y recursos naturales – Mesozoico*. DIRAC, Montevideo, p. 173–192.
- Velázquez, P, Morales, E., (2020). Seismic Stratigraphy of the Oriental del Plata Basin (Offshore Uruguay). *Virtual research symposium Latin American & Caribbean Region*.

Veroslavsky G., Daners G., de Santa Ana H. (2003). Rocas sedimentarias pérmicas de la plataforma continental uruguaya: el prerift de la Cuenca de Punta del Este. *Sociedade Geológica de España*, 34:203-206.

Veroslavsky, G. (2017). Rasgos Geofísicos y Geológicos en la determinación del límite exterior de la plataforma continental de Uruguay - ART 76 de la CONVEMAR. XX congreso Geológico Argentino, pp.58-64.

Whiteley Robert J., Stewart Simon B. (2008) Case studies of shallow marine investigations in Australia with advanced underwater seismic refraction (USR). *Exploration Geophysics* 39, 34-40.