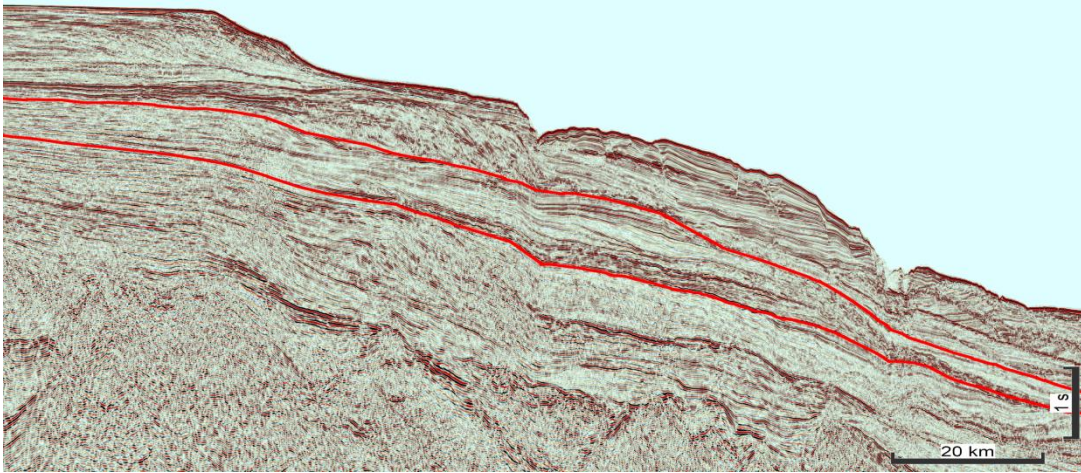




UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA
FACULTAD DE CIENCIAS
Trabajo Final de la Licenciatura en Geología



Estratigrafía sísmica de los depósitos sedimentarios del Eoceno en el margen continental uruguayo



Belén Viera Honegger

Tutora: Ethel Morales
Montevideo, Uruguay
2018.

Agradecimientos

Quiero comenzar por agradecer enormemente a mi orientadora, Ethel. Primero, por la oportunidad de formarme laboralmente en esta área y realizar este trabajo de investigación. Gracias por la orientación, el seguimiento y las correcciones, pero especialmente por la paciencia, la motivación constante, el apoyo y el conocimiento continuo que me brindaste durante este año.

A mi madre, por la confianza y el amor que siempre me transmitís, por impulsarme y ayudarme a cumplir mis metas, por ser el pilar fundamental para que yo esté hoy en este lugar. Sin vos, probablemente no sería así. GRACIAS MAMÁ!!!

A mi abuela Magdalena, la persona que me buscó cada fin de semana, por cinco años, para que pudiera estar dos días en casa con la familia, y sigue haciéndolo! Gracias!

A mi hermano, Gordi Gordi! Gracias por hacerme la vida más divertida y trabajosa. Jaja. A mi papá, gracias por estar ahí en las buenas y en las no tanto!

A toda la gente linda que he conocido en estos años de Facultad, gracias por ser parte de mi vida y por dejarme ser parte de las suyas, sin dudas, estos años han sido de los mejores de mi vida. Es lindo coincidir con personas con buena energía. A Herni...por todas las experiencias vividas, la Geología nunca quiso que nos separemos durante la carrera.

A mis amigas de siempre, a mis compañeras de hogar, a mis amigos, gracias por estar ahí, por darme para adelante y alegrarse con mis logros!

A todos los docentes que tuve durante la carrera gracias por la dedicación, por contribuir desde sus conocimientos, por estar dispuestos a ayudar siempre.

Gracias Matías por enseñarme a utilizar el Kingdom.

A la Facultad de Ciencias, por permitirme formarme en tan linda profesión.

A ANCAP, por permitirme utilizar secciones sísmicas del *offshore* de Uruguay para realizar este trabajo.

RESUMEN

En este trabajo se realizó un análisis estratigráfico del paquete sedimentario correspondiente al Eoceno de las cuencas del margen continental uruguayo, a través de la interpretación de 55 líneas sísmicas de reflexión multicanal 2D. El margen continental uruguayo es resultado de los procesos de fragmentación del supercontinente Gondwana Occidental y posterior apertura del Océano Atlántico, iniciados en el Jurásico Tardío. En el mismo se desarrollan tres cuencas sedimentarias : a) la Cuenca de Punta del Este, b) el sector más austral de la Cuenca Pelotas, y c) la Cuenca Oriental del Plata. En el intervalo sedimentario analizado fueron mapeadas 8 superficies estratigráficas y reconocidos tres ciclos sedimentarios materializados por tres secuencias depositacionales, denominadas de base a tope, A, B y C. La secuencia basal A, está integrada por cuatro cortejos de sistemas depositacionales caracterizando un ciclo completo de ascenso y descenso del nivel de base, incluyendo depósitos de regresión normal (nivel bajo y nivel alto), transgresivos y de regresión forzada. En la secuencia intermedia B, se reconoció únicamente el registro del cortejo de sistemas regresivo de nivel bajo, el cual muestra en su conjunto una trayectoria de la línea de costa con concavidad hacia el tope. La secuencia superior C, está integrada por tres cortejos de sistemas depositacionales, incluyendo depósitos de regresión normal (nivel bajo) y forzada y depósitos transgresivos. En conjunto las 3 secuencias presentan su área de depocentro en el sector noreste del margen uruguayo (Cuenca Pelotas) y definen un margen retrogradante.

INDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1: Localización del área de estudio (límite del margen continental uruguayo hasta las 200 millas náuticas)..... | 3 |
| Figura 2: Mapa estructural general del Océano Atlántico Sur, donde se muestran los cuatros segmentos delimitados por grandes zonas de fracturas. Tomado de Moulin <i>et al.</i> (2005)..... | 5 |
| Figura 3: Modelo simplificado de la evolución del margen continental divergente en el Atlántico Sur. Modificado de Cainelli & Mohirak (1999), <i>apud</i> Conti (2015)..... | 7 |
| Figura 4: Columna estratigráfica de la Cuenca Punta del Este (Ucha <i>et al.</i> 2004)..... | 9 |
| Figura 5: Sección sísmica interpretada de la Cuenca Punta del Este, tomada de Raggio <i>et al.</i> (2011)..... | 10 |
| Figura 6: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este mostrando las secuencias identificadas por Morales (2013)..... | 11 |
| Figura 7: Características sísmicas de las unidades y discontinuidades sísmicas identificadas por Creaser <i>et al.</i> (2017)..... | 12 |
| Figura 8: Secuencias estratigráficas identificadas por Morales (2013) para la Cuenca Pelotas en el <i>offshore</i> uruguayo..... | 13 |
| Figura 9: Evolución de los modelos de secuencia estratigráfica. Tomado de Catuneanu <i>et al.</i> (2011)..... | 17 |
| Figura 10: Nomenclatura de los cortejos de sistemas y <i>timing</i> de los límites de secuencias para los diferentes modelos existentes. Tomado de Catuneanu, (2006)..... | 18 |
| Figura 11: Parámetros de las facies sísmicas y su significado geológico. Modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> (1977a)..... | 19 |
| Figura 12: Esquema de patrones de configuración de facies sísmica. Modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> (1977a)..... | 20 |

| | |
|--|----|
| Figura 13: Tipos de terminaciones estratales. Tomado de Catuneanu (2006)..... | 23 |
| Figura 14: Ciclo completo de descenso y ascenso del nivel de base. Mostrando tres superficies estratigráficas principales, los cortejos de sistemas formados en cada fase del ciclo completo, y los patrones de apilamiento que los caracteriza. Tomado de Holz (2012)..... | 26 |
| Figura 15: Modelo simplificado de una secuencia depositacional, en donde se observan las terminaciones estratales, las superficies estratigráficas que limitan los cortejos, patrones de apilamiento, variaciones en el nivel de base y el cortejo que caracteriza a los atributos anteriores. Modificado de Catuneanu (2006)..... | 27 |
| Figura 16: Base de datos disponible en el área de estudio..... | 29 |
| Figura 17: Sección sísmica <i>dip</i> mostrando los horizontes mapeados en la Cuenca Punta del Este..... | 33 |
| Figura 18: Sección sísmica <i>dip</i> mostrando los horizontes mapeados en la Cuenca Pelotas. | 33 |
| Figura 19: Secciones sísmicas <i>dip</i> de Cuenca Punta del Este (arriba) y Cuenca Pelotas (abajo), donde se observa las secuencias depositacionales identificadas y la diferente arquitectura de las cuencas..... | 34 |
| Figura 20: Mapa de isópacas en TWT (s) de la sedimentación asignada al Eoceno en el margen continental uruguayo..... | 35 |
| Figura 21: Mapa de isópacas en TWT (s) de las secuencias A, B y C..... | 36 |
| Figura 22: Mapas de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S1 + SCC (base de la secuencia A)..... | 37 |
| Figura 23: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S5 + SCC (tope de la secuencia A)..... | 37 |
| Figura 24: Mapa de isópacas en TWT (s) de la Secuencia A..... | 38 |
| Figura 25: Sección sísmica <i>dip</i> representativa de la Cuenca Punta del Este, | |

mostrando la secuencia A y los cuatro cortejos sedimentarios
que la integran.....39

Figura 26: Sección sísmica *dip* representativa de la Cuenca Pelotas,
mostrando la secuencia A y los cuatro cortejos sedimentarios
que la integran.....39

Figura 27: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie
S2 (superficie regresiva máxima).....40

Figura 28: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las
terminaciones estratales que caracterizan las superficies límite del cortejo de
sistemas de nivel bajo.....40

Figura 29: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de
nivel bajo.....41

Figura 30: Sección sísmica *strike* de la Cuenca Pelotas mostrando las
terminaciones estratales, superficies limitantes y la disposición de los depósitos
asociados al cortejo de sistemas de nivel bajo.....42

Figura 31: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie
S3 (correspondiente a la superficie transgresiva máxima).....42

Figura 32: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las
facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo y terminaciones estratales
identificadas.....43

Figura 33: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas
transgresivo.....44

Figura 34: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas mostrando la facies
sísmica más representativa del cortejo de sistemas transgresivo y
terminaciones estratales identificadas.....44

Figura 35: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie
S4 (correspondiente a la superficie basal de regresión forzada).....45

Figura 36: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las

| | |
|---|----|
| terminaciones de los reflectores sobre superficie transgresiva máxima..... | 46 |
| Figura 37: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de nivel alto..... | 46 |
| Figura 38: Sección sísmica <i>dip</i> del sector distal de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas del cortejo de sistemas de nivel alto..... | 47 |
| Figura 39: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este mostrando las facies sísmicas y las terminaciones estratales identificadas..... | 48 |
| Figura 40: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de regresión forzada. | 48 |
| Figura 41: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas del cortejo de sistemas de regresión forzada..... | 49 |
| Figura 42: Sección sísmica <i>strike</i> del sector distal de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas cortejo de sistemas de regresión forzada..... | 50 |
| Figura 43: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S6 + SCC (tope de la secuencia B)..... | 50 |
| Figura 44: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia B..... | 51 |
| Figura 45: Sección sísmica TWT de la Cuenca Punta del Este mostrando la secuencia B, terminaciones estatales y atributos sísmicos..... | 52 |
| Figura 46: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas mostrando la secuencia B, las terminaciones estatales y atributos sísmicos..... | 52 |
| Figura 47: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S9 + SCC (tope de la secuencia C)..... | 53 |
| Figura 48: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia C..... | 54 |
| Figura 49: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este de la secuencia C..... | 54 |
| Figura 50: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas de la secuencia C..... | 55 |
| Figura 51: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S7 (superficie regresiva máxima)..... | 55 |

| | |
|--|----|
| Figura 52: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de nivel bajo..... | 56 |
| Figura 53: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas características del cortejo de nivel bajo..... | 56 |
| Figura 54: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este mostrando las terminaciones estratales de la Secuencia C. Se muestran las dos facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo y el cortejo de regresión forzada..... | 57 |
| Figura 55: Sección sísmica <i>dip</i> de la porción más meridional de la Cuenca Pelotas mostrando las terminaciones estratales de la Secuencia C. Se muestra el cortejo de sistemas de nivel bajo, las dos facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo..... | 58 |
| Figura 56: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S8 (superficie basal de regresión forzada)..... | 58 |
| Figura 57: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de regresión forzada..... | 59 |
| Figura 58: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Punta del Este ilustrando las facies sísmicas características del cortejo de sistemas de regresión forzada..... | 60 |
| Figura 59: Secciones sísmicas <i>dip</i> del <i>offshore</i> uruguayo mostrando las diferentes edades para la base de la secuencia A en el margen continental uruguayo. A) R5 en Creaser <i>et al.</i> (2017); B) H9 en Morales (2013) C) R5 en Hernández Molina <i>et al.</i> (2015), D) Tope de la Seq 5 en Conti <i>et al.</i> (2017).... | 62 |
| Figura 60: Sección sísmica <i>dip</i> de la Cuenca Pelotas, donde se muestra el cortejo transgresivo con fallamiento..... | 64 |
| Figura 61: Modelo esquemático que muestra la distribución tentativa de los elementos deposicionales y las tendencias de tamaños de granos inferidas en el análisis geomorfológico sísmico para el paquete PFS. | |

Turrini *et al.* (2017).....64

Figura 62: Sección sísmica *dip* en el sector distal de la Cuenca Pelotas donde se muestra la sobreimposición de la superficie basal de regresión forzada a la superficie transgresiva máxima y la generación de truncamientos.....66

Figura 63: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las ondulaciones migrantes según Mitchum *et al.* (1977a), interpretadas como un campo de dunas por Hernández Molina *et al.* (2015).....67

Figura 64: Patrón de apilamiento estratal del cortejo de regresión normal de nivel bajo. La tasa de progradación decrece con el tiempo mientras que la tasa de agradación se incrementa. (2011).....68

Figura 65: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este donde se reconocen la segunda generación de dunas según Hernández Molina *et al.* (2015).....69

Figura 66: Sección sísmica *dip*, de la Cuenca Pelotas mostrando variación de facies sísmicas dentro del cortejo transgresivo.....70

INDICE DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 1: Cortejos de sistemas asociados a las secuencias identificadas y sus edades inferidas. Tomado de Conti, (2015)..... | 14 |
| Tabla 2: Principales criterios de reconocimiento de las superficies estratigráficas Catuneanu, (2006)..... | 25 |
| Tabla 3: Horizontes mapeados, criterios de interpretación y asignación de edades. | 32 |

| <u>INDICE</u> | Pág. |
|--|------|
| 1-Introducción | 1 |
| 2- Objetivos | 2 |
| 3- Localización del área de estudio. | 2 |
| 4- Antecedentes | 3 |
| 4.1- Contexto geológico | 3 |
| 4.2- Margen continental uruguayo | 8 |
| 4.3- Cuenca Punta del Este. | 9 |
| 4.4- Cuenca Pelotas | 12 |
| 5- Antecedentes y conceptos de la Estratigrafía de Secuencias | 14 |
| 5.1- Breve reseña histórica | 14 |
| 5.2- Conceptos fundamentales de la Estratigrafía de Secuencias | 18 |
| 6- Materiales y métodos | 28 |
| 6.1- Base de datos | 28 |
| 6.2- Metodología | 29 |
| 6.3- Actividades desarrolladas | 30 |
| 7- Resultados | 32 |
| 7.1- Secuencia A | 36 |
| 7.2- Secuencia B | 50 |
| 7.3- Secuencia C | 53 |
| 8- Discusión | 61 |
| 9- Conclusiones | 72 |
| 10- Referencias bibliográficas. | 75 |

Introducción

Este trabajo se desarrolló en el marco del proyecto de tesis final de la Licenciatura en Geología de la Facultad de Ciencias.

El margen continental uruguayo en la última década ha suscitado el interés de profesionales, académicos y empresas petroleras, particularmente, luego de darse a conocer los hallazgos de yacimientos de hidrocarburos en el *pre-sal* del margen continental brasileño. Esto ha propiciado un incremento en la cantidad y calidad de datos disponibles para el margen continental uruguayo que ha llevado a un mayor entendimiento de su evolución tectónica y estratigráfica.

En trabajos recientes vinculados al margen continental uruguayo se han realizado análisis estratigráficos enfocados en el reconocimiento de discontinuidades estratigráficas regionales, caracterizando diversas secuencias depositacionales que integran las diferentes fases de evolución de las cuencas, desde la ruptura del supercontinente Gondwana hasta el presente (Conti *et al.* 2017; Morales *et al.* 2017; Conti, 2015; Morales, 2013).

Otros trabajos fueron orientados al reconocimiento de elementos depositacionales y erosivos asociados a corrientes de contorno que modificaron la configuración de los depósitos sedimentarios de la Cuenca de Punta del Este comprendidos entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno (Creaser *et al.* 2017) y posteriores al Oligoceno (Hernández Molina *et al.* 2016).

En este trabajo, se orientó el análisis al reconocimiento y caracterización de unidades estratigráficas de menor jerarquía que la secuencia depositacional buscando identificar las facies sísmicas y los cortejos de sistemas depositacionales que integran el intervalo sedimentario asignado al Eoceno en el margen uruguayo.

Es evidente que el margen continental uruguayo aún requiere de mucho trabajo de investigación. Sin embargo, los avances en el entendimiento de su arquitectura estratigráfica pueden propiciar nuevas interpretaciones y auxiliar en la elaboración de modelos predictivos que contribuyan, entre otras cosas, a la exploración de hidrocarburos.

2) Objetivos

2.1) Objetivo general

- Caracterización y análisis del relleno sedimentario correspondiente al Eoceno en las cuencas del margen continental uruguayo.

2.2) Objetivos específicos

- Identificar terminaciones estratales y superficies que limitan paquetes con atributos sísmicos diferentes (configuración, continuidad, amplitud, geometría, etc).
- Caracterizar las facies y asociaciones de facies sísmicas en los paquetes delimitados.
- Definir cortejos de sistemas depositacionales.
- Definir secuencias depositacionales.
- Elaborar mapas de contorno estructural sísmico y de isópacas para el intervalo sedimentario estudiado.

3) Localización del área de estudio

El área de estudio de este trabajo se corresponde con el sector del margen continental uruguayo, comprendido aproximadamente entre las latitudes 35°S y 38°S y las longitudes 51°W y 55°W, el cual presenta batimetrías que oscilan entre 50 y poco más de 4.000 m (Fig. 1).

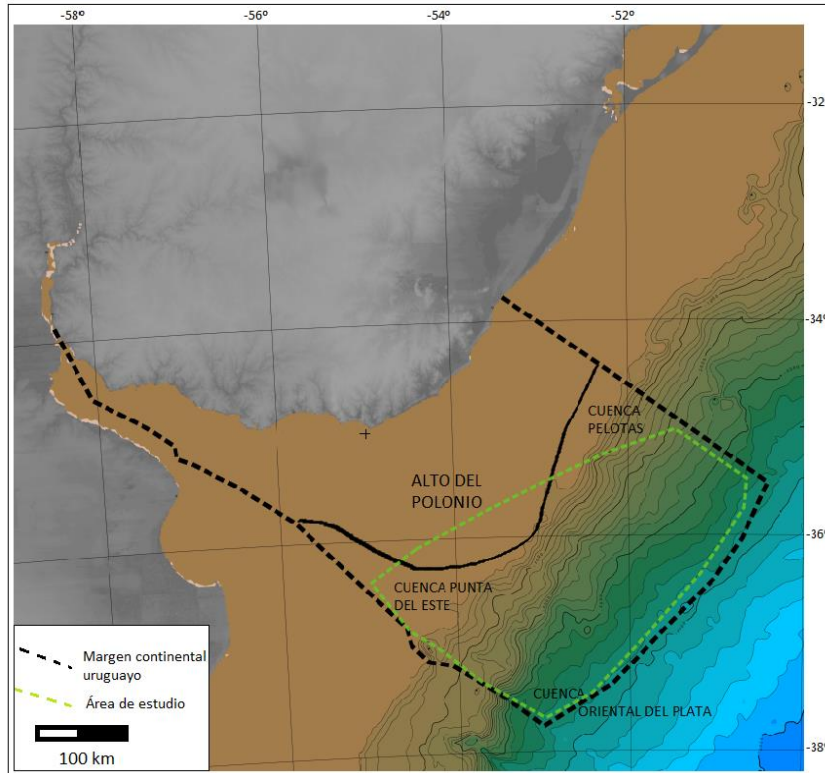


Figura 1: Localización del área de estudio (límite del margen continental uruguayo hasta las 200 millas náuticas).

4) Antecedentes

4.1) Contexto geológico

El margen continental uruguayo se genera como resultado de la fragmentación del supercontinente Gondwana y la posterior apertura del Océano Atlántico. El evento que llevó a la separación de los continentes de África y Sudamérica se corresponde con la instalación de un sistema de *rifts*, iniciado en el Jurásico (Almeida 1967), que evolucionó al desarrollo de cuencas de tipo margen pasivo (Rabinowitz & LeBrecque 1979; Porto & Asmus 1976).

El margen atlántico puede ser separado en diferentes segmentos de acuerdo a distintos criterios geológicos y tectónicos. Considerando la naturaleza y la orientación de los esfuerzos regionales actuantes durante el proceso de rifteamiento y la subsecuente dinámica extensional entre las placas Sudamericana y Africana, Milani & Thomaz Filho (2000) reconocieron en el margen atlántico, tres grandes segmentos: a) segmento extensional (Atlántico

Central), b) segmento transformante (Atlántico Ecuatorial), c) segmento extensional (Atlántico Sur).

Moulin *et al.* (2005), en cambio, divide el Océano Atlántico en cuatro segmentos separados por grandes zonas de fracturas en base a datos gravimétricos (Fig. 2), siendo denominados: a) Falkland (Malvinas), localizado al Sureste de la Zona de Fractura de Falkland- Agulhas (FAFZ), b) Austral, ubicado entre la FAFZ y la Zona de Fractura de Río Grande (RGFZ), c) Central, se extiende desde la RGFZ hasta la Zona de Fractura de Ascensión (AFZ) y, d) Ecuatorial, entre la AFZ y la Zona de Fractura Marathon (MFZ),

La propagación del fondo marino en el segmento Falkland se estima que comenzó alrededor de 134 Ma (Goodlad *et al.* 1982; Martin *et al.* 1982; Rabinowitz *et al.* 1976).

En el segmento Austral, la expansión del fondo oceánico se inició en el sur entre las anomalías magnéticas M9 y M7 (correspondiente a los 134 y 132 Ma), en el piso Hauteriviano (Moulin *et al.* 2010). En el resto del segmento Austral, la propagación ocurrió entre las anomalías magnéticas M7 y M4 (132 y 130 Ma, Gradstein *et al.* 2004), en el Hauteriviano Tardío. Este segmento presenta características cuñas de reflectores buzantes hacia el mar (*Seaward dipping reflectors - SDR*), que indican la presencia de volcanismo durante la génesis del margen, encontrados tanto a lo largo de las cuencas brasileñas, argentinas y uruguayas como de sus conjugados en Namibia y Sudáfrica (Soto *et al.* 2011; Franke *et al.* 2007; Hinz, 1981). La apertura de este segmento se produjo desde el sur hacia el norte, y por tanto las diversas fases de discordancias se rejuvenecen progresivamente hacia el norte (Jackson *et al.* 2000; Milani & Thomaz Filho, 2000). En este segmento se encuentra un conjunto de *rifts* abortados localizados en los márgenes de Argentina y Uruguay, de orientación general NW-SE, perpendiculares al margen continental, siendo la cuenca Punta del Este el *rift* abortado que se encuentra posicionado más hacia el norte del segmento.

El segmento Central se caracteriza por la presencia de una gran cuenca evaporítica formada en el Aptiano. La expansión del fondo oceánico en esta región comenzó después del Barremiano, durante el momento de quietud magnética del Cretácico temprano, de modo que ningún lineamiento magnético

marca el comienzo de la generación de la corteza oceánica (Moulin *et al.* 2010; Moulin *et al.* 2005).

Por último, en el segmento Ecuatorial una dorsal oceánica fuertemente segmentada da lugar a la conexión con las dorsales desplazadas de los segmentos Central y Austral. Tiene muy pocos lineamientos magnéticos debido a su posición cercana al ecuador, pero se presume que el comienzo de la expansión del fondo oceánico en este segmento se produjo en el Albiano tardío (Gouyet, 1988; Blarez, 1986; Oliveira Marinho, 1985).

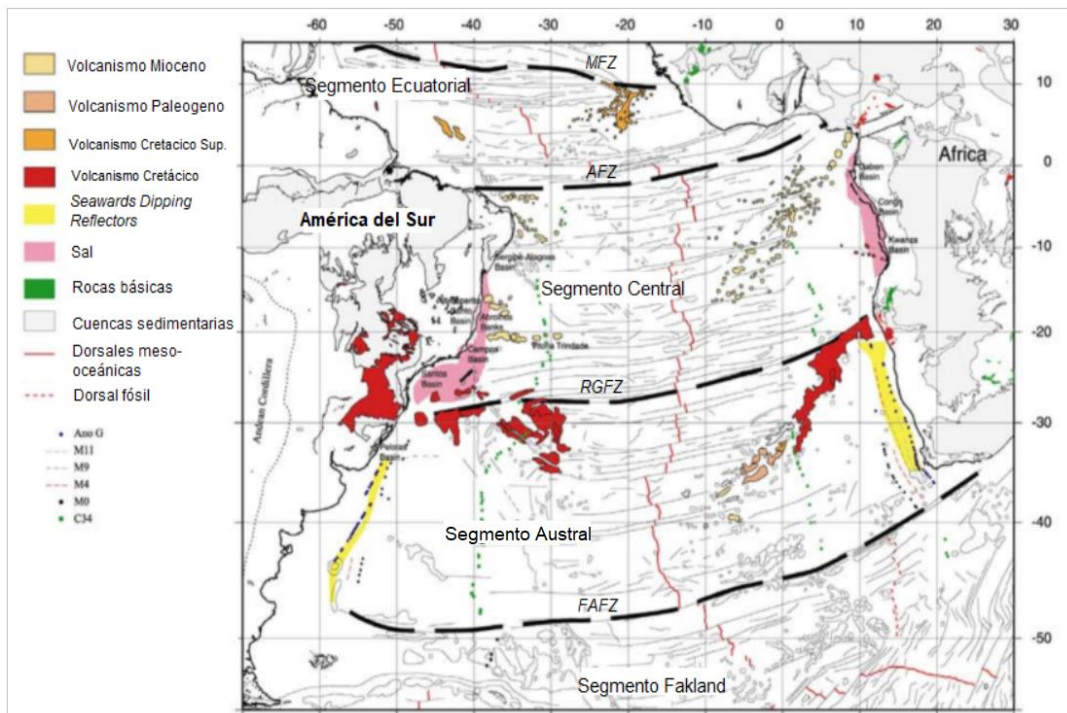


Figura 2: Mapa estructural general del Océano Atlántico Sur donde se muestran los cuatro segmentos delimitados por grandes zonas de fracturas (líneas negras). (FAFZ: Zona de fractura de Falkland- Agulhas; RGFZ: Zona de fractura de Río Grande; AFZ: Zona de fractura de Ascensión; MFZ: Zona de fractura Marathon). Tomado de Moulin *et al.* (2005).

Cainelli & Mohriak (1998), resumen la evolución del Atlántico Sur en un modelo generalizado (Fig. 3), en el que la deformación es de tipo cizalla pura con cinco fases principales, marcando diferentes patrones tectónicos y de sedimentación.

La primera fase está marcada por el inicio de los procesos extensionales que condujeron a la separación de los continentes sudamericano y africano. El inicio de la siguiente fase se caracteriza por el incremento del estiramiento

litosférico y la extrusión de basaltos en las cuencas ubicadas al sur, lo cual es coincidente con las grandes fallas que afectan a la corteza continental y la formación de *half grabens* con rellenos de sedimentos lacustres continentales.

Al final del evento de *rifting*, un aumento en la extensión litosférica genera un fallamiento importante, asociado al cual ocurre volcanismo continental y oceánico, incluyendo la formación de los *SDR*, la reactivación de grandes fallas y la generación de la discordancia regional que nivela la topografía (discordancia *breakup*).

Por encima de esa discordancia y por debajo de la secuencia de transición evaporítica, algunas cuencas sedimentarias registran espesores importantes de rocas siliciclásticas y carbonáticas de edad Aptiana.

En la fase de transición que transcurre en el Aptiano, varias cuencas, principalmente en el margen brasileño, registran la sedimentación de espesos paquetes de rocas evaporíticas, con posterioridad a lo cual la sedimentación es predominantemente carbonática. Finalmente, el aumento en la batimetría lleva a la desaparición de carbonatos de aguas poco profundas y a la instalación de cuencas de tipo margen pasivo con sedimentación predominantemente siliciclástica.

Desde el punto de vista estratigráfico, la evolución de las cuencas del Atlántico Sur, está dada, de modo general, por cuatro fases (Fig. 3): a) *prerift*, b) *rift*, c) transición, y d) *postrift* (Cainelli & Mohariak, 1999; Karner & Discoll, 1999; Cesero & Ponte, 1997; Chang *et al.* 1992).

La fase *prerift* está caracterizada por materiales que se depositaron en las cuencas intracratónicas de Gondwana Occidental y se relacionan a los procesos de subsidencia y estiramiento que conducen a la fase de *rift* (Chang *et al.* 1992; Garcia, 1991). Estos materiales forman parte de dos super secuencias, una de edad paleozoica y otra jurásica separadas por una discordancia triásica (Cainelli & Mohriak 1999; Chang *et al.* 1992).

Según Cainelli & Mohriak (1999), la fase de *rift* se caracteriza por un intenso fallamiento que lleva a la generación de una serie de *half grabens* con altos internos, la sedimentación incluye desde sedimentos continentales a marinos someros.

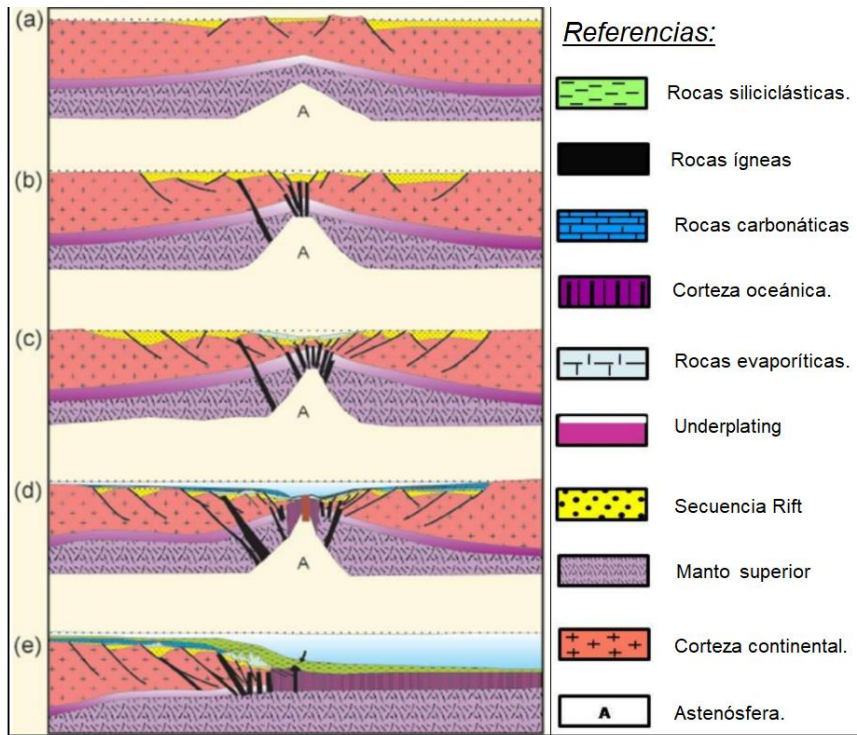


Figura 3: Modelo simplificado de la evolución secuencial del margen continental divergente en el Atlántico Sur. Modificado de Cainelli & Mohriak (1999) *apud* Conti (2015).

En la fase de transición o *sag* (Aptiano) es donde se observa la mayor diferencia en las cuencas del margen continental atlántico, variando entre depósitos clásticos, evaporíticos y carbonáticos según las diferentes condiciones tectónicas y ambientales regionales.

Hacia el norte de la dorsal de Walvis-Río Grande las principales secuencias son evaporíticas, mientras que el sur está caracterizado por depósitos de naturaleza predominantemente clástica (Payton *et al.* 2007; Fontana 1996, 1987).

Desde el Aptiano/Albiano al presente, se desarrolla la fase *postrift*, producto del enfriamiento de la litósfera y el aumento de la carga sedimentaria, lo cual genera subsidencia térmica y flexural, dando paso en el área distal a la formación de corteza oceánica. Conformada por dos super secuencias, según Canelli & Mohariak (1999), a) marina restricta, característica de ambientes pocos profundos y anóxicos, y b) una secuencia marina abierta con desarrollo de plataformas mixtas (carbonáticas, clásticas) con turbiditas y flujos de masas en ambiente marino.

Esta última fase difiere a lo largo del margen continental atlántico, ya que las condiciones en cada una de las cuencas fueron variando, generando áreas con aportes sedimentarios, áreas subsidentes y elementos tectónicos positivos diferentes (Morales, 2013).

4.2) Margen continental uruguayo

El margen continental uruguayo está ubicado en el segmento Austral según la definición de Moulin *et al.* (2005), constituyendo un típico margen divergente, de tipo volcánico y segmentado (Soto *et al.* 2011).

Se caracteriza por la ocurrencia de importantes volúmenes de volcanismo y magmatismo intrusivo, por la presencia de cuñas de reflectores que se inclinan en dirección al mar (*SDR*) y por una corteza inferior de alta velocidad sísmica (Morales *et al.* 2017; Soto *et al.* 2011 y Franke *et al.* 2007). Los primeros trabajos relevantes de carácter regional en el margen uruguayo fueron realizados por Hinz *et al.* (1999) y Franke *et al.* (2007). Los primeros identificaron 3 unidades tectono-volcánicas a nivel de la corteza sobre la cuales se depositó una sucesión sedimentaria espesa, sin actividad tectónica y de edad Cretácica a Cenozoica. En tanto que Franke *et al.* (2007), reconocieron 4 zonas de transferencia menores en los márgenes argentino y uruguayo.

Por su parte, Raggio *et al.* (2011), modificaron la propuesta de Franke *et al.* (2007) y presentaron una configuración diferente de algunas de las zonas de transferencia, particularmente la ubicada en el borde sur del margen uruguayo.

Soto *et al.* (2011) identificaron en el margen uruguayo un sistema de transferencia, ubicado al suroeste del Alto del Polonio, denominado Sistema de transferencia del Río de la Plata (*RPTS*). El mismo presenta una orientación general NW-SE y fue caracterizado en base a interrupciones y desplazamientos sinestrales de cuñas de *SDR*, anomalías geofísicas y depocentros.

4.3) Cuenca Punta del Este

El primer trabajo publicado específicamente sobre la Cuenca Punta del Este fue Stoakes *et al.* (1991), en el cual se propone que el modelo de génesis de la cuenca se corresponde con el modelo clásico, con forma de media estrella (*vide* Wilson, 1974). Según este modelo la Cuenca Pelotas sería el brazo que evolucionó a la etapa de margen pasivo, y la Cuenca Punta del Este y Salado el brazo abortado.

En ese primer trabajo se reconocieron cuatro secuencias sismoestratigráficas, denominadas A, B, C, D y cuatro estadios en la evolución de la cuenca: a) *prerift*, b) *rift* o *sinrift* (hundimiento mecánico) (Jurásico Tardío), c) *sag* (hundimiento térmico) (Cretácico medio) y d) margen pasivo (Eoceno).

Ucha *et al.* (2004) realizaron una nueva interpretación para el relleno de la cuenca basada en datos sedimentológicos, geoquímicos y palinológicos de los dos pozos históricos perforados en el *offshore* de Uruguay (Lobo y Gaviotín). Esta reinterpretación consistió en la caracterización de cinco estadios en la evolución de la cuenca (Fig. 4): a) *prerift*, b) *rift* I (Jurásico - Cretácico temprano), c) *rift* II (Cretácico temprano alto), d) *sag* (temprano y tardío) (Cretácico superior) y e) margen pasivo (Cretácico superior).

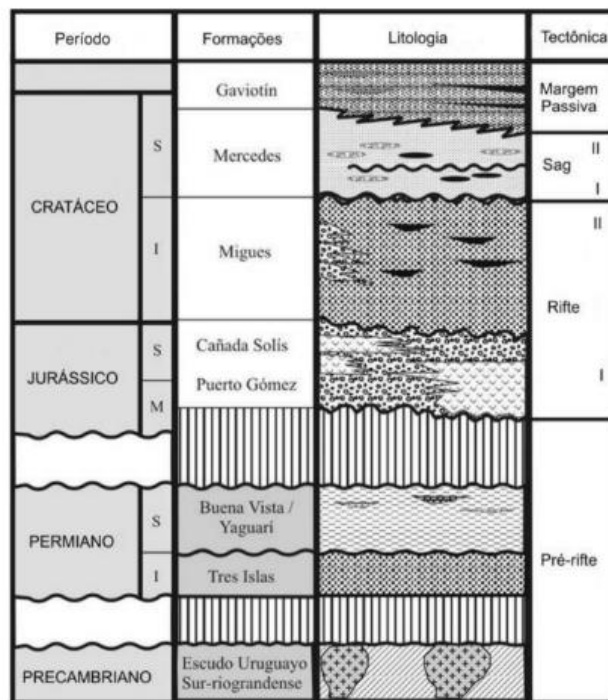


Figura 4: Columna estratigráfica de la Cuenca Punta del Este (Ucha *et al.* 2004)

Raggio *et al.* (2011) identifican tres fases tectónicas (Fig. 5) principales: a) *sinrift* (depósitos aluvio-fluviales y lacustres anteriores al Barremiano), b) *sag* (secuencias predominantemente regresivas desde el Barremiano al Maastrichtiano), c) margen pasivo (secuencias transgresivas en la base pasando a varios ciclos transgresivos-regresivos desde el Paleoceno inferior al presente).

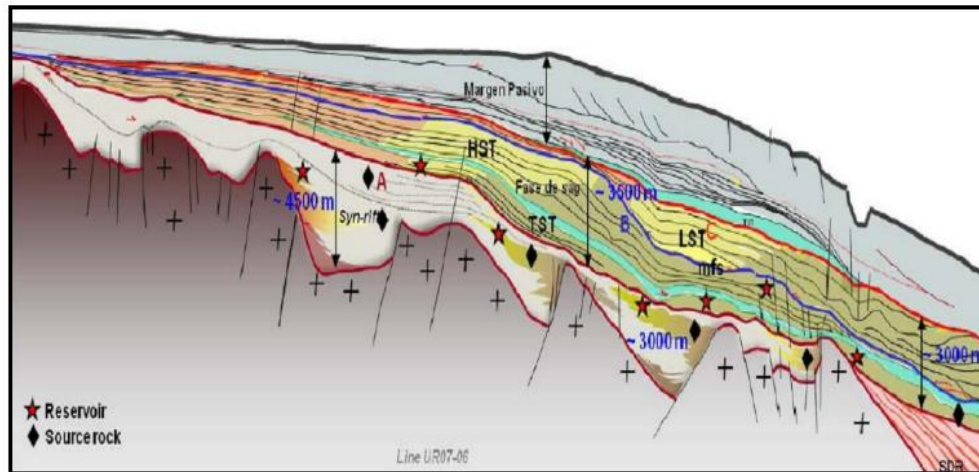


Figura 5: Sección sísmica interpretada de la Cuenca Punta del Este, tomada de Raggio *et al.* (2011).

Estos autores caracterizaron las fases de evolución definidas en base a tres cambios tectónicos importantes en el Atlántico Sur: i) extensión SSE-NNO del Jurásico Medio-Cretácico Temprano, ii) extensión E-O, en la apertura de Gondwana, Cretácico, iii) subsidencia del margen pasivo durante el Terciario.

Por su parte, Morales (2013) realizó el reconocimiento de discordancias estratigráficas regionales (Fig. 6), identificando quince secuencias depositacionales que conforman la estratigrafía de las cuencas Pelotas y Punta del Este en el margen continental uruguayo.

Las secuencias fueron agrupadas en cuatro grandes fases de evolución: *prerift* (Paleozoico), *rift* (Jurásico-Cretácico Temprano), transición (Barremiano-Aptiano) y *postrift* (Aptiano-Presente). Cada una de estas fases presenta una configuración estructural y una arquitectura estratigráfica particular, como resultado del tipo de cuenca, de los elementos tectónicos presentes, el aporte sedimentario, la tasa de subsidencia y las variaciones del nivel del mar (Morales, 2013).

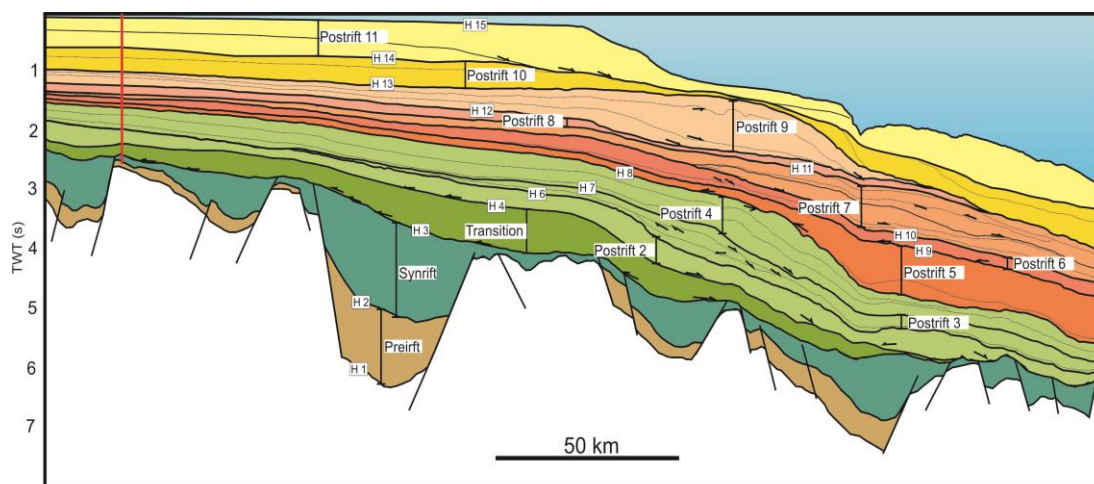


Figura 6: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las secuencias identificadas por Morales (2013).

En el paquete sedimentario comprendido entre el Maastrichtiano y el Mioceno, Pérez Panera *et al.* (2016) identificaron tres ciclos transgresivos-regresivos mayores, resultando en un margen pasivo, agradante a retrogradante, para las Cuencas Punta del Este y Salado.

Hernández Molina *et al.* (2016) reconocieron modificaciones en la morfología del margen debido a la influencia de las masas de agua oceánicas y su interacción con procesos turbidíticos, en el intervalo sedimentario comprendido entre el límite Eoceno/Oligoceno y el presente. La mayor influencia de las corrientes fue identificada durante el Mioceno temprano/medio; según esos autores, debido a los cambios en las corrientes oceánicas que condicionaron la evolución del margen sudamericano.

En el trabajo de Creaser *et al.* (2017) fueron identificadas cuatro unidades sísmicas regionales principales (SU.1-SU.4) caracterizadas por facies sísmicas diferentes y delimitadas por discontinuidades regionales (R.1-R.5) en el intervalo comprendido entre el Cretácico Tardío y el tope del Paleoceno (Fig. 7). En este conjunto de unidades se observan tres importantes cambios en el patrón de apilamiento sedimentario del margen, coincidentes con cambios paleoceanográficos del Atlántico Sur que se reconocen en el Cenomaniano-Turoniano (100,5-89,9 Ma), Campaniano-Maastrichtiano (83,6-66 Ma) y Paleoceno (66-56 Ma).

Recientemente, Turrini *et al.* (2017) hacen un abordaje desde la geometría y el desarrollo cinemático de sistemas de fallas poligonales con motivo de inferir la presencia de rocas sello y reservorio en el margen uruguayo.

| Este estudio | | Características sísmicas | | | Edad atribuida | Morales (2013) |
|--------------------------------------|--|----------------------------|---|---------------------|---|----------------|
| Unidades sísmicas y discontinuidades | Subunidades y discontinuidades menores | Terminación de reflectores | Configuración | Geometría | | |
| R.5 | | | | | Tope Paleoceno | H.9 |
| Unidad sísmica 4 | R.4.4 R.4.3 R.4.2 R.4.1 | 4e | Onlap con truncamiento erosivo localizado | Unidad agradacional | Paleoceno (66 Ma-56 Ma) | |
| | | 4d | | | | |
| | | 4c | | | | |
| | | 4b | | | | |
| | | 4a | | | | |
| R.4 | | | | | Tope Maastrichtiano | H.8 |
| Unidad sísmica 3 | R.3.2 R.3.1 | 3c | Onlap | Unidad agradacional | Campaniano-Maastrichtiano (83.6 Ma-83.6 Ma) | |
| | | 3b | | | | |
| | | 3a | | | | |
| R3 | | | | | Tope Santoniano | H.7 |
| Unidad sísmica 2 | R.2.1 | 2b | Onlap | Unidad agradacional | Coniaciano- Santoniano (89.8 Ma-83.6 Ma) | |
| | | 2a | | | | |
| R.2 | | | | | Tope Turoniano | H.6 |
| Unidad sísmica 1 | R.1.2 R.1.1 | 1c | Onlap | Unidad agradacional | Cenomaniano- Turoniano (100.5 Ma- 89.8 Ma) | |
| | | 1b | | | | |
| | | 1a | | | | |
| R.1 | | | | | Top Albiano | H.4 |

Figura 7: Características sísmicas de las unidades y discontinuidades sísmicas identificadas por Creaser *et al.* (2017).

4.4) Cuenca Pelotas

Los primeros antecedentes sobre la Cuenca Pelotas corresponden al sector brasileño de la misma. Esta cuenca presenta un relleno volcánico importante y ausencia de una sección evaporítica aptiana espesa, como resultado de las condiciones de mar abierto imperantes durante su génesis (Bueno *et al.* 2007; Dias *et al.* 1994).

Constituye una rampa homoclinal donde los depósitos se espesan hacia el área distal de la misma. La cuenca se desarrolla en la porción continental sobre rocas del Escudo Uruguayo-Suriograndense y rocas paleozoicas y mesozoicas de la Cuenca Paraná (Bueno *et al.* 2007; Fontana 1996, 1987; Dias *et al.* 1994).

Bueno *et al.* (2007) reconoce cuatro fases en su evolución: *prerift*, *rift*, *postrift* y *drift*, las que se corresponden con las fases *prerift*, *sinrift*, transición y *postrift* de Mohriak (2003).

Estructuralmente, la Cuenca Pelotas *onshore* brasileña está relacionada con las Cuencas Santa Lucía y Laguna Merín del *onshore* uruguayo, a través de un corredor estructural denominado SaLAM, el cual es interpretado como un *rift* abortado (Rossello *et al.* 2000).

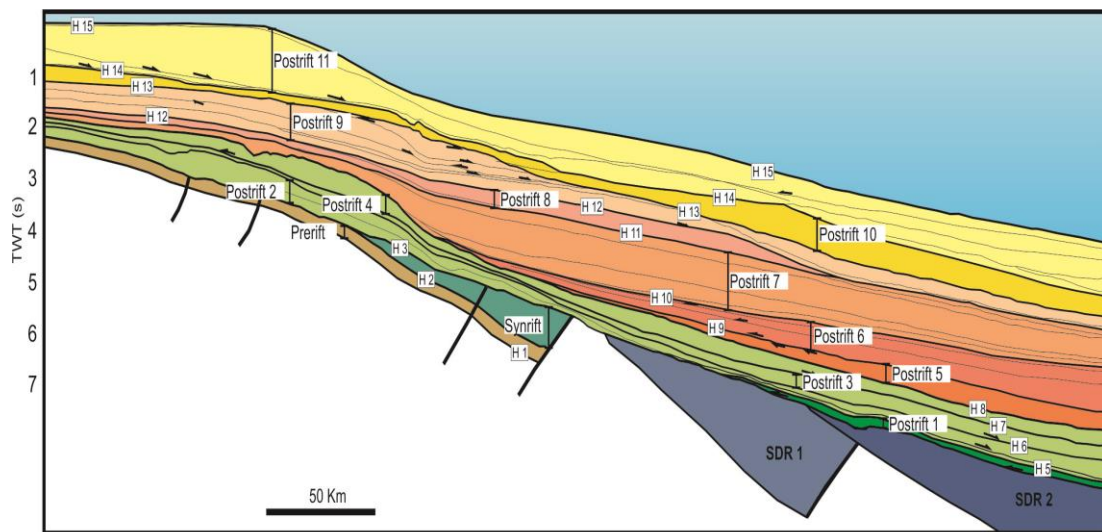


Figura 8: Secuencias estratigráficas identificadas por Morales (2013) para la Cuenca Pelotas en el *offshore* uruguayo.

Estratigráficamente, Morales (2013) identificó en la Cuenca Pelotas un conjunto de secuencias depositacionales, agrupadas en tres fases de evolución: una *prerift*, una *rift*, y once secuencias *postrift* (Fig. 8).

En el trabajo de Conti (2015) y Conti *et al.* (2017) fueron identificadas en el sector uruguayo de la Cuenca Pelotas una megasecuencia *prerift*, una *sinrift* y diez secuencias asociadas al estadio *postrift*. Cada una de estas secuencias fue definida en base a las superficies estratigráficas, patrones de apilamiento, cortejos de sistemas y edad inferida (Tabla 1).

| Megasecuencia | Secuencia depositacional | Base | Tope | Cortejo de sistemas | Edad |
|------------------|--------------------------|--|----------------------|---------------------|--|
| <i>Pre rift</i> | | Tope basamento | Tope <i>pre rift</i> | - | Permiano inferior a Cretácico Inf. (Huteriviano) |
| <i>Sin rift</i> | | Tope basamento, tope <i>pre rift</i> | Tope <i>sin rift</i> | - | Barremiano |
| <i>Post rift</i> | Secuencia 1 | Tope basamento | LS1 | CST-CSMA | Aptiano- Albiano |
| | Secuencia 2 | LS1 | LS2 | CST, CSMA | Cenomaniano-Turoniano |
| | Secuencia 3 | LS2 | LS3 | CSMA | Coniaciano- Santoniano |
| | Secuencia 4 | Tope <i>pre rift</i> , tope <i>sin rift</i> , LS2, LS3 | LS4 | CSMA, CST | Campaniano Maastrichtiano |
| | Secuencia 5 | LS4 | LS5 | CSMB, CST, CSMA | Paleoceno Inferior |
| | Secuencia 6 | LS5 | LS6 | CST-CSMA | Paleoceno Superior-Eoceno Inf |
| | Secuencia 7 | LS6 | LS7 | CSMA | Eoceno Medio |
| | Secuencia 8 | LS7,LS6 | LS8 | CSMA | Eoceno Sup.-Oligoceno Inf |
| | Secuencia 9 | LS8, LS7, LS6 | LS9 | CSMA | Oligoceno- Mioceno Inf. |
| | Secuencia10 | LS9 | LS10 | CSMB, CST, CSMA | Mioceno- Holoceno |

Tabla 1: Cortejos de sistemas asociados a las secuencias identificadas y sus edades inferidas. Tomado de Conti, (2015). LS: límite de secuencia; CSMA: cortejo de sistemas de mar alto; CST: cortejo de sistemas transgresivos; CSMB: cortejo de sistemas de mar bajo.

5) Antecedentes y conceptos fundamentales de la Estratigrafía de Secuencias

5.1) Breve reseña histórica

Si bien la división del registro sedimentario en unidades naturales se remonta al año 1788 cuando Hutton reconoce conjuntos de estratos de edades diferentes, separados por lagunas temporales, dando así origen al concepto de discordancia, sólo a finales de la primera mitad del siglo XX las secuencias son reconocidas como unidades estratigráficas y concebidas en la acepción actual.

El término secuencia fue introducido por Sloss *et al.* (1949), al realizar un mapeo regional de sedimentos paleozoicos en el Estado de Montana (EEUU). Estos autores reconocieron que algunas discordancias podían ser mapeadas por grandes distancias, utilizando criterios objetivos como quiebres litológicos y/o faunísticos. Con base en esas discordancias dividieron el registro sedimentario en cuatro unidades (Sauk, Tippecanoe, Kaskaskia y Absaroka) a las que denominaron secuencias.

El mismo autor, en el año 1963, introduce el término secuencia estratigráfica para definir una “unidad litoestratigráfica de jerarquía mayor al grupo, megagrupo o supergrupo, rastreable por extensas áreas de un continente, limitada por discordancias interregionales”.

Posteriormente, algunos autores propusieron términos alternativos al de secuencia en la estratigrafía formal, tal como el término Sintema (Chang, 1975), el cual corresponde a unidades limitadas en tope y base por discordancias regionales, comparables en espesor y tiempo a los sistemas cronoestratigráficos. Esta propuesta fue introducida en el Código Estratigráfico publicado por Hedberg (1976), pero no tuvo mayor aceptación en la academia.

El surgimiento formal de la Estratigrafía de Secuencias puede asimilarse al desarrollo de la sismoestratigrafía ocurrido en la década de 1970, posibilitado por los avances en la adquisición y procesamiento de datos sísmicos de alta resolución y excelente calidad, que favorecieron la visualización e interpretación del subsuelo (Mitchum *et al.* 1977; Galloway *et al.* 1977).

Este nuevo paradigma tuvo su nacimiento en la industria petrolera, habiéndose realizado los primeros trabajos de investigación en el núcleo de la empresa *Exxon*. Es así que en el año 1977 Payton edita la Memoria 26 de la AAPG (*Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*), la cual contiene los trabajos de Vail, Mitchum, Sangree y Thompson, los que constituyen la base de la Estratigrafía de Secuencias.

Entre los conceptos más destacados que se presentaron en esa publicación, se destaca el de Secuencia Depositacional definida por Mitchum *et al.* (1977) como una “unidad estratigráfica compuesta por una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados y limitados en base y tope por discordancias o sus conformidades correlativas”.

Mitchum *et al.* (1977) enfatizan la relación de los estratos con la superficie limitante de la secuencia, definiéndola como una superficie de erosión o no depositación (dándole una connotación temporal), que representa un hiato significativo y relaciona una serie de configuraciones geométricas para los límites de las secuencias. El concepto de conformidad correlativa, como una superficie equivalente a la discordancia en el sector distal de una cuenca, fue de gran importancia para poder mapear dicha superficie en toda la extensión de la cuenca.

Posteriormente, Galloway (1989) introduce el término secuencia genética, cambiando los límites de las secuencias y haciéndolos coincidir con superficies de máxima inundación, las cuales generan discontinuidades no depositacionales en las porciones más distales de una cuenca durante las transgresiones marinas.

Tanto el concepto de secuencias de Mitchum *et al.* (1977) como el de Galloway (1989), tienen un rango menor de magnitud que la de Sloss (1963). Las secuencias entonces, constituyen un registro estratigráfico de los ciclos geológicos de diferentes órdenes de magnitud.

El trabajo que hizo consolidar a la Estratigrafía de Secuencias como tal, fue la publicación de Wilgus *et al.* (1988), una memoria de SEPM (*Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*), siendo sus principales aportes:

a) Expandir el uso de la estratigrafía de secuencias como metodología a otros tipos de datos (por ejemplo: sondeos y afloramientos), siendo que hasta entonces su enfoque era únicamente sísmico (Payton, 1977).

b) Introducir la idea de que los ciclos de ascenso y descenso del nivel del mar son curvas matemáticamente tratables y con puntos de inflexión R de subida (*raise*) y F de descenso (*fall*). Comprender que cada punto de la curva de variación del nivel del mar representa un volumen de espacio de sedimentación diferente llevó a la definición del concepto de acomodación, en función del espacio creado por la eustasia y/o subsidencia.

Por otra parte, en esta memoria se populariza el término de parasecuencia como una unidad operacional, de jerarquía menor al de secuencia.

Las causas por las cuales se producen ciclos de variación del nivel de base generó que históricamente hubiera dos grupos de investigadores con ideas diferentes, la escuela eustática de Exxon que defendía la idea de que las discordancias y la génesis depositacional eran producidas por los cambios eustáticos a nivel global, y la escuela que prioriza la acción de la tectónica como causante de subsidencia y consecuentemente de las discordancias.

Desde la década de los 1990 muchos fueron los aportes relacionado a ambas escuelas, la tendencia ha sido la de uniformizar los conceptos, mecanismos y procesos, y así proponer modelos que se adecúen a todos los posibles escenarios para el relleno de las cuencas (Plint, 1998; Posamentier & Allen, 1993; Van Wagoner *et al.* 1991; Miall, 1991).

A pesar de esta situación actualmente existen en uso, tanto en la academia como en la industria, diferentes escuelas o modelos en la aplicación de la estratigrafía de secuencias como método de análisis estratigráficos (Fig. 10 y 11).

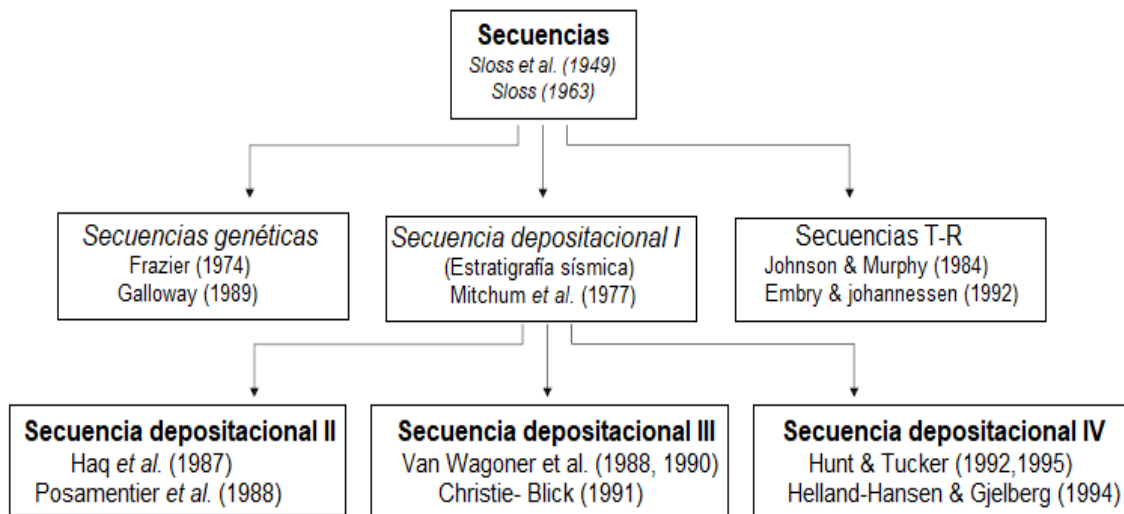


Figura 9: Evolución de los modelos de secuencia estratigráfica. Tomado de Catuneanu *et al.* (2011).

| Modelos de Secuencias// Eventos y estadios | Secuencia Depositacional I | Secuencia Depositacional II | Secuencia Depositacional II | Secuencia Depositacional IV | Secuencia Genética | Secuencia T-R |
|--|----------------------------|--|-----------------------------|-----------------------------|-------------------------|--------------------|
| RNNA <i>Fin de T</i> | Secuencia | CSNA | CST temprano | CTNA | CSNA ^{SMI} | CSR |
| T <i>Fin de R</i> | | CST | CST | CST | CST | TST ^{SRM} |
| RNNB <i>Fin de la caída NB</i> | | CSNB tardío (cuña) | CSNB | CSNB ^{CC*} | CSNB tardío (cuña) | CSR |
| RF <i>Comienzo de la caída NB</i> | | CSNB temprano (abanico) ^{CC*} | CSNA tardío | CSRF | CSNB temprano (abanico) | |
| RNNA | | | CSNA | CSNA temprano | CSNA | CSNA |

— Límite de secuencia
— Límite de cortejos de sistemas

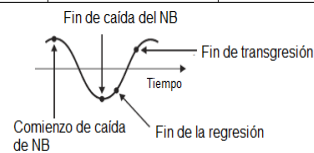


Figura 10: Nomenclatura de los cortejos de sistemas y *timing* de los límites de secuencias para los diferentes modelos existentes. Tomado de Catuneanu, (2009, 2011). CSNB: cortejo de sistemas de nivel bajo; CST: cortejo de sistema transgresivo; CSNA: cortejo de sistemas de nivel alto; CSRF: cortejo de sistemas de regresión forzada; CSR: cortejo de sistemas regresivo, T-R: Transgresivo- Regresivo; CC*: conformidad correlativo sensu Posamentier & Allen, (1999); CC** : conformidad correlativa sensu Hunt & Tucker (1992); MFS: superficie de máxima inundación; MRS: superficie regresiva máxima, RNNA: regresión normal de nivel alto; T: transgresión; RF: regresión forzada; RNNB: regresión normal de nivel bajo.

Una propuesta de estandarización de la nomenclatura y metodología de la estratigrafía de secuencias es presentada en los trabajos de Catuneanu *et al.* (2009, 2011). Propuesta que es seguida en este trabajo.

5.2) Conceptos fundamentales en la Estratigrafía de Secuencias

La estratigrafía de secuencias implica el entendimiento de conceptos previos y necesarios para efectuar un análisis objetivo, entre los que se encuentran los conceptos de facies sísmicas, sistemas depositacionales y cortejos de sistemas depositacionales.

El término facies en estratigrafía fue definido por primera vez por Nicolaus Steno en 1669 para expresar el conjunto de características de una roca. Si bien

el concepto de facies ha tenido muchas acepciones, lo cual ha llevado a diversos grados de confusión en su uso, actualmente una facies sedimentaria es definida como un cuerpo rocoso que presenta determinado conjunto de características que permiten diferenciarlo de los cuerpos rocosos adyacentes y que fue depositado bajo un proceso sedimentario relativamente constante (Holz, 2012; Selley, 1970).

Las facies pueden ser clasificadas de acuerdo al criterio fundamental para su delimitación, por ejemplo: las litofacies se definen en base a su litología (textura, estructuras, etc); las biofacies en base a su contenido fosilífero; las sismofacies a partir de sus atributos sísmicos, etc.

En este trabajo se aplicó el concepto de facies sísmicas como una unidad tridimensional, arealmente definida, constituida por reflexiones sísmicas cuyos parámetros inherentes difieren de las facies adyacentes (Brown Jr. & Fisher, 1980).

En la caracterización de las facies sísmicas son descritos los parámetros o atributos de los patrones de reflexión observados en una unidad sísmica o secuencia, entre los que se encuentran: configuración, continuidad, amplitud, frecuencia, velocidad intervalar y geometría, los cuales son interpretados geológicamente (Fig. 12).

| Parámetros de las facies sísmicas | Interpretación geológica |
|---|---|
| Configuración de la reflexión | Patrones de estratificación Procesos depositacionales Erosión y paleotopografía Contactos de fluidos |
| Continuidad de reflexión | Continuidad de la estratificación Procesos depositacionales |
| Amplitud de reflexión | Contraste de velocidad – densidad Espaciamiento entre capas Contenido de fluido |
| Frecuencia de reflexión | Espesor de capas Contenido de fluido |
| Velocidad interválica | Estimación de litología Estimación de porosidad Contenido de fluido |
| Forma externa o geometría y asociación areal de las unidades de facies sísmicas | Espesor de facies / ambiente sedimentario Fuente de sedimentos Configuración geológica |

Figura 11: Parámetros de las facies sísmicas y su significado geológico. Modificado de Mitchum Jr. et al. (1977a).

Cada uno de estos parámetros manifiestan una o más características particulares del registro geológico de la cuenca; por ejemplo, la continuidad de los reflectores se puede asociar a la continuidad y espesor de los estratos, sugiriendo depósitos ampliamente distribuidos y uniformemente estratificados.

La frecuencia puede relacionarse con varios factores, como el espaciamiento entre reflectores, cambios laterales de velocidad intervalar y la presencia de gas.

La respuesta de las amplitudes en los registros sísmicos varía con los cambios de impedancia acústica, que son reflejados, por ejemplo, en cambios en la litología.

Sin embargo, el atributo que mejor caracteriza una facies sísmica, es la configuración de las reflexiones, que revela patrones con los que se puede interpretar procesos depositacionales y erosivos, siendo las más comunes: paralelas/subparalelas, divergentes, progradantes, caóticos, *hummocky* y lenticular, entre otros (Fig. 13).

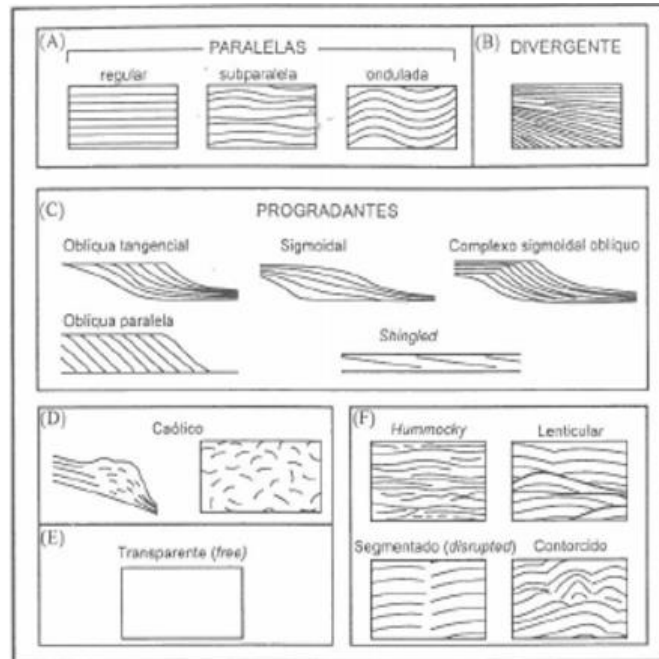


Figura 12: Esquema de patrones de configuración de facies sísmica. Modificado de Mitchum Jr. et al. (1977a).

Por otro lado, la geometría externa es una característica sumamente importante de las facies sísmicas ya que evidencia la expresión areal y la forma tridimensional de las mismas.

Los sistemas depositacionales fueron definidos formalmente a partir de la publicación de Fisher & McGrowan (1967) como “una asamblea de facies tridimensional, genéticamente relacionadas, vinculadas a procesos sedimentarios observados o inferidos”. Al conjunto de sistemas depositacionales contemporáneos y contiguos se le denomina cortejo de sistemas depositacionales, término que fuera introducido por Brown & Fisher (1977).

Posamentier & Vail (1988) redefinen secuencia depositacional como “una sucesión de cortejos de sistemas depositacionales, que se interpretan como depositados entre dos puntos de inflexión de la curva eustática”. Los cortejos de sistemas son caracterizados en base a su patrón de apilamiento (retrogradacional, agradacional o progradacional), el cual se asocia al movimiento de la línea de costa y refleja una respuesta específica al balance entre el aporte sedimentario, la fisiografía de la cuenca, energía del ambiente y variaciones en la tasa de acomodación (Posamentier & Allen 1999).

Los cortejos son interpretados, entonces, por su patrón estratal, la posición en la secuencia y por sus superficies limitantes (Catuneanu, 2006).

La depositación de los diferentes cortejos es controlada por diversas variables, las que deben tenerse en cuenta al momento de realizar un análisis utilizando esta metodología:

1. *Tectónica*: el surgimiento de las áreas fuentes y la subsidencia de las cuencas sedimentarias son condicionadas por esta variable.
2. *Eustasia*: la variación global del nivel del mar es causada por las variaciones en el volumen de agua de los océanos y en la capacidad cúbica de las cuencas oceánicas, regulados por los ciclos de glaciación y desglaciación y la tasa de expansión del fondo oceánico.
3. *Clima*: afecta fundamentalmente el aporte sedimentario, ya que las condiciones climáticas influyen en la intensidad del intemperismo, la erosión y de los procesos sedimentarios de transporte.
4. *Aporte sedimentario*: esta variable es producto de la interacción entre la tectónica y el clima. Los dos factores están estrechamente relacionados, el clima influye en el intemperismo y la erosión, pero se necesita un área

expuesta que oficie de área fuente, así como también de un gradiente del relieve que permita el movimiento, los cuales son proporcionados por la tectónica.

5. *Nivel de base*: es una superficie teórica de referencia, debajo de la cual se produce depositación mientras que por encima ocurre erosión. Este nivel cambia siempre de posición debido a los movimientos eustáticos y tectónicos.

6. *Espacio de acomodación*: refiere al volumen potencialmente disponible para la acumulación de sedimentos y representa el espacio entre el sustrato depositacional de la cuenca y el nivel de base.

En función de la interacción entre el aporte sedimentario y el espacio de acomodación disponible es posible distinguir tres tipos de patrones de apilamiento:

1. *Agradante*: se da cuando hay un equilibrio entre el espacio de acomodación y el aporte sedimentario, lo que genera una posición relativamente estática de la línea de costa.

2. *Progradante*: es generado cuando el aporte sedimentario es mayor que el espacio de acomodación, lo que hace que facies más proximales se ubiquen por encima de facies más distales y la línea de costa migre en dirección a la cuenca (regresión).

3. *Retrogradante*: el aporte sedimentario es menor a la tasa de creación de espacio de acomodación, por lo cual facies más distales se ubican por encima de facies más proximales y la línea de costa se mueve en dirección al continente (transgresión).

Superficies estratigráficas

Las terminaciones estratales son rasgos que permiten identificar las superficies estratigráficas limitantes de los cortejos, definidas por la relación geométrica entre los estratos y la superficie estratigráfica contra la cual terminan (Holz, 2012). Las terminaciones estratales se forman en relación a una tendencia depositacional específica, que permite inferir el desplazamiento

de la línea de costa y así poder reconstruir la evolución de las variaciones del nivel de base.

Los diferentes tipos de terminaciones estratales son: truncamiento, *toplap*, *onlap*, *downlap* y *offlap* (Fig. 14).

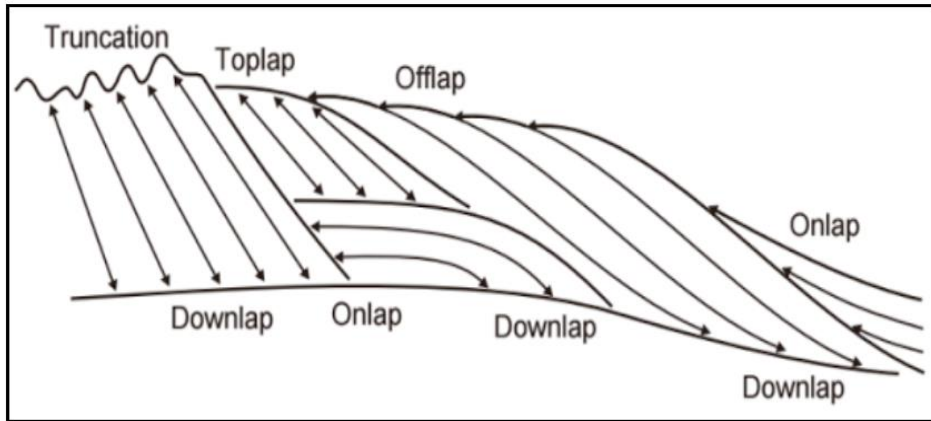


Figura 13: Tipos de terminaciones estratales. Tomado de Catuneanu (2006).

1. *Onlap*: son terminaciones de reflectores de bajo ángulo contra una superficie más inclinada, generalmente hacia el continente.
2. *Downlap*: terminaciones de reflectores inclinados contra una superficie normalmente horizontal, se asocia generalmente a progradaciones.
3. *Toplap*: terminaciones de estratos inclinados (clinoformas) contra una superficie sobreimpuesta, generalmente producto de sistemas progradantes en aguas rasas.
4. Truncamiento: terminación de reflectores contra una superficie erosiva sobreimpuesta, que genera un relieve irregular, con valles y elevaciones visibles.
5. *Offlap*: terminaciones de estratos inclinados escalonados con orientación hacia la dirección distal de una cuenca, de modo que la clinoforma posterior deja expuesta una parte de la clinoforma anterior. Es una geometría desarrollada durante la regresión forzada, cuando el nivel de base baja mucho y la progradación ocurre independiente de la tasa de aporte sedimentario.

La importancia de las superficies radica en su significado genético, asociado a cambios en el régimen sedimentario causado por las modificaciones del nivel

de base ante un aporte sedimentario constante. Dependiendo las condiciones de generación, son identificadas como límites de los cortejos de sistemas.

A continuación se listan las principales superficies estratigráficas (Tabla 2):

1. *Discordancia subaérea*: es una superficie de erosión o no depositación formada durante la caída del nivel de base. Separa estratos rocosos no relacionados genéticamente a través de un hiato, es el límite de las secuencias depositacionales. Se identifica mediante cambios abruptos de facies, cambios en el patrón de las paleocorrientes, diferentes angularidades entre los estratos, terminaciones estratales, entre otros.
2. *Conformidad correlativa*: superficie formada dentro del sistema marino, donde los procesos subaéreos no actúan y es identificada como la continuidad de la discordancia subaérea hacia el sector distal de la cuenca.
3. *Superficie basal de regresión forzada*: es la base de la primer clinofoma que se deposita cuando comienza la caída del nivel de base. Representa el perfil marino al inicio de la regresión forzada.
4. *Superficie regresiva máxima*: es la superficie que separa la progradación/agradación de la fase de nivel bajo de la retrogradación de la fase transgresiva, la cual se da durante el ascenso lento del nivel de base.
5. *Superficie transgresiva máxima*: se forma cuando la tasa del espacio de acomodación se aproxima a la tasa del aporte sedimentario, generando un cambio en el patrón de apilamiento de retrogradacional a agradacional/progradacional. Indica la máxima expansión del nivel de base en dirección al continente.

| Superficie estratigráfica | Naturaleza del contacto | Facies | | Terminaciones estratales | Atributos temporales |
|--|-------------------------|--|---|---|----------------------|
| | | Debajo | Encima | | |
| Discordancia subaérea | Erosión o <i>bypass</i> | Variable Si es marino es granodecreciente | No marina | Encima: <i>O1 fluvial</i> , Superficie: <i>Of</i> Debajo: <i>Tr, Tp</i> | Hiato variable |
| Conformidad correlativa | Concordancia | Marina. Granocreciente | Marina. Granocreciente | Encima: <i>DI</i> Superficie: <i>DI</i> , Debajo: <i>N/A</i> | Leve diacronismo |
| Superficie basal de regresión forzada | Concordancia o erosión | Marina (Granocreciente) o Plataforma | Marina. (granocreciente) | Encima: <i>DI</i> , Superficie: <i>DI</i> , Debajo: <i>N/A, Tr</i> | Leve diacronismo |
| Superficie regresiva máxima | Concordancia | Variable | Variable (cuando es marino es granodecreciente) | Encima: <i>O1 marino</i> Superficie: <i>O1, DI</i> Debajo: <i>N/A</i> | Leve diacronismo |
| Superficie transgresiva máxima | Concordancia o erosión | Variable, cuando es marino es granodecreciente | Variable, cuando es marino es granocreciente | Encima: <i>DI</i> Superficie: <i>O1, DI</i> Debajo: <i>Tr</i> | Leve diacronismo |

Tabla 2: Principales criterios de reconocimiento de las superficies estratigráficas. Tomado de Catuneanu (2006).

Cortejos de sistemas depositacionales

De acuerdo a Catuneanu *et al.* (2009) cuatro cortejos de sistemas se forman durante un ciclo completo de descenso y ascenso del nivel de base (Fig. 15), definiendo así una secuencia depositacional (Fig. 16):

- Cortejo de sistemas de nivel alto
- Cortejo de sistemas de regresión forzada
- Cortejo de sistemas de nivel bajo
- Cortejo de sistemas transgresivo.

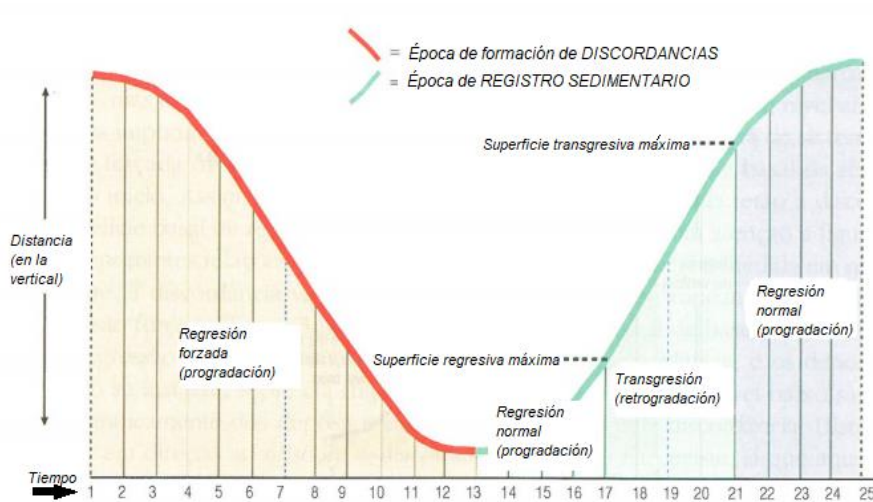


Figura 14: Ciclo completo de descenso y ascenso del nivel de base. Mostrando tres superficies estratigráficas principales, los cortejos de sistemas formados en cada fase del ciclo completo, y los patrones de apilamiento que los caracteriza. Tomado de Holz (2012).

El Cortejo de Sistemas de Nivel Alto se forma durante la fase final de ascenso del nivel de base, cuando la tasa de creación de espacio de acomodación va disminuyendo gradualmente en relación al aporte sedimentario, de modo que la sedimentación será en un principio agradacional pasando a progradacional, siendo este último el patrón de apilamiento característico de esta fase. Está limitado en la base por la superficie transgresiva máxima y en el tope por una superficie compuesta conformada por la discordancia subaérea, la superficie basal de regresión forzada y la superficie regresiva de erosión marina (en caso de estar preservada).

El Cortejo de Sistemas de Regresión Forzada se deposita durante todo el descenso del nivel de base incluyendo desde depósitos costeros a marinos profundos. El aporte sedimentario es alto y el espacio de acomodación disminuye mientras cae el nivel de base, generando patrones de apilamiento fuertemente progradantes. Está limitado en la base por la superficie basal de regresión forzada y en el tope por una superficie compuesta formada por la discordancia subaérea y su correspondiente superficie de conformidad correlativa en la parte distal de la cuenca.

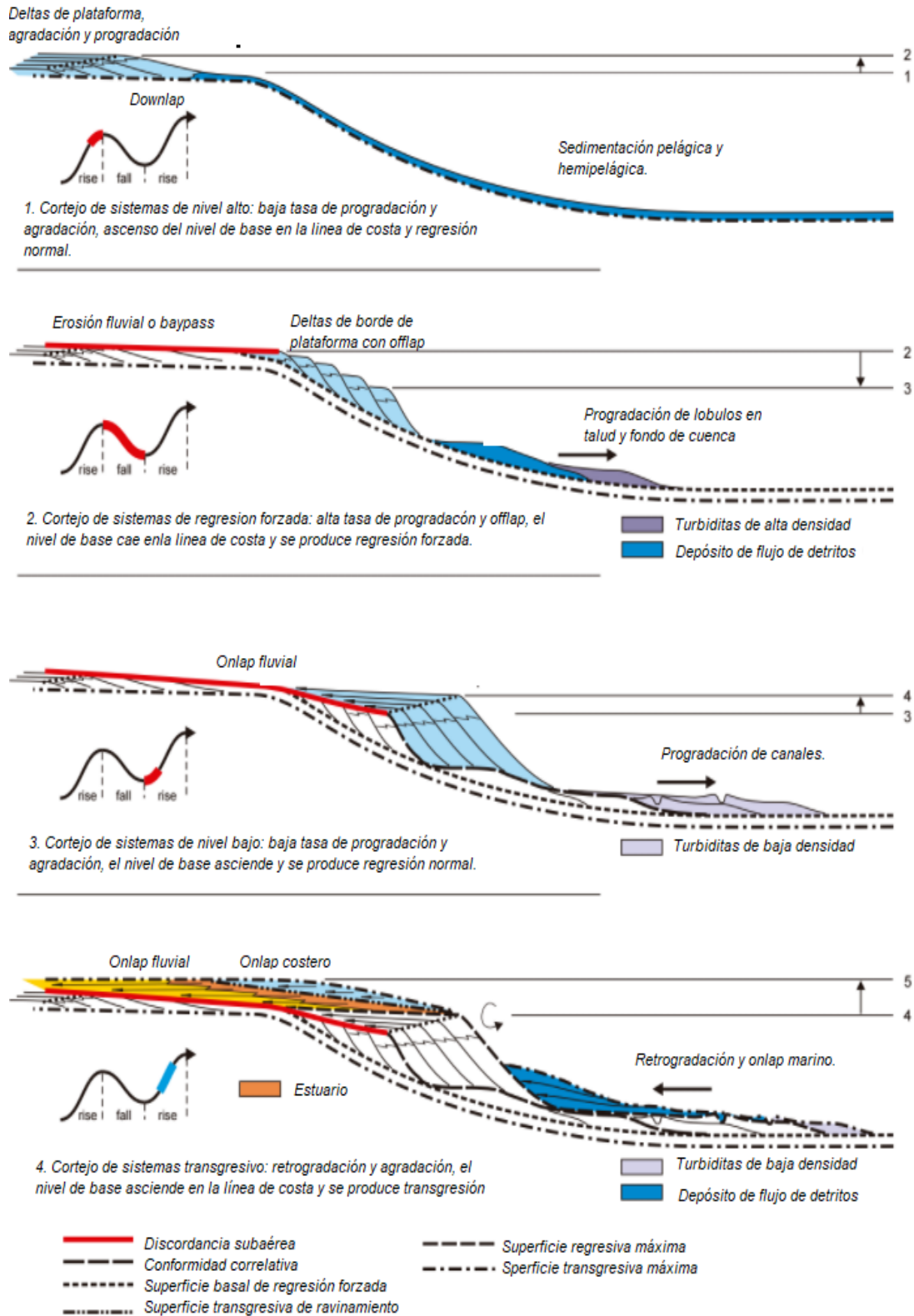


Figura 16: Modelo simplificado de una secuencia depositacional, en donde se observan las terminaciones estratales, las superficies estratigráficas que limitan los cortejos, patrones de apilamiento, variaciones en el nivel de base y el cortejo que caracteriza a los atributos anteriores. Modificado de Catuneanu (2006).

Luego de la efectiva caída del nivel de base, comienza el ascenso del nivel de base, pero aún el aporte sedimentario sobrepasa el espacio de acomodación, depositándose el Cortejo de Sistemas de Nivel Bajo. Se limita en la base por la discordancia subaérea y su superficie de conformidad correlativa y en el tope por la superficie regresiva máxima. La geometría de este sistema es progradante al inicio pasando a agradante producto de que el aporte sedimentario disminuye conforme aumenta el espacio de acomodación por el lento ascenso del nivel de base.

La última fase del ciclo completo eustático, se corresponde con el Cortejo de Sistemas Transgresivo, el cual se da durante la fase de ascenso del nivel de base, cuando la tasa de creación de espacio de acomodación es mayor al aporte sedimentario, por lo que la geometría de apilamiento es puramente retrogradacional. Se limita en la base por la superficie regresiva máxima y en el tope por la superficie transgresiva máxima.

6) Materiales y métodos

6.1) Base de datos

Para la realización de este trabajo se utilizaron secciones sísmicas de reflexión multicanal 2D, propiedad de ANCAP, adquiridas en campañas exploratorias de los años 2007 y 2008, las cuales fueron cedidas al proyecto ANCAP-UdelaR: “Depósitos sedimentarios en ambientes marinos profundos del margen continental de Uruguay: implicancias en la exploración de hidrocarburos”.

Treinta y tres líneas sísmicas corresponden a la campaña del año 2007 y veintidós a la campaña del año 2008. En conjunto cubren buena parte del área correspondiente al margen continental uruguayo hasta las 200 millas náuticas, completando 370 km lineales (Fig. 9).

Estas líneas son de buena calidad en general, sin embargo hacia el área noreste del margen continental uruguayo correspondiente al área proximal de la Cuenca Pelotas la calidad es mala, observándose en algunos sectores pérdida de información, mayormente por presencia de múltiples.

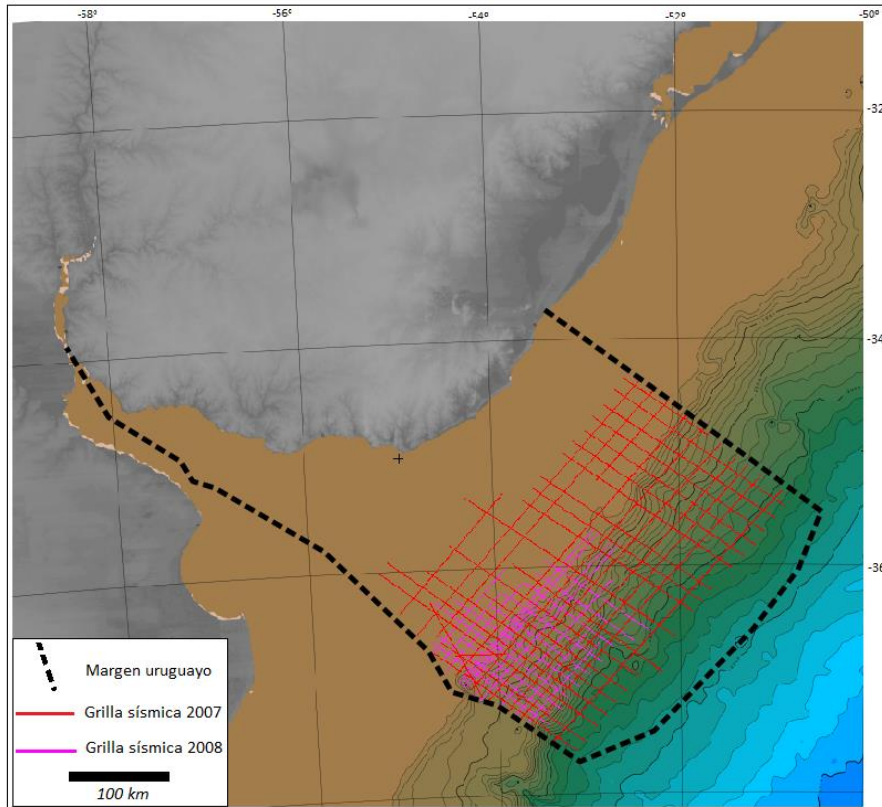


Figura 9: Base de datos disponible en el área de estudio.

El análisis de datos sísmicos fue realizado en el programa *The Kingdom Suite (IHS)*, 2016.1, el cual constituye una plataforma especializada para la interpretación sísmica (en tiempo y profundidad) de horizontes y fallas en el subsuelo, superpone datos de pozo con datos sísmicos, correlaciona superficies a través de las diferentes líneas sísmicas y permite realizar mapas de contorno estructural e isópacas.

6.2) Metodología

El método de análisis utilizado en la interpretación de las líneas sísmicas en este trabajo fue la Estratigrafía de Secuencias. Esta metodología posibilita el entendimiento y el análisis del relleno sedimentario de una cuenca, permitiendo generar modelos predictivos realistas y posibles, aplicables a la exploración de los recursos minerales y energéticos (Posamentier & Allen, 1999).

En el análisis sísmico estratigráfico, se procedió al reconocimiento de las terminaciones estratales, patrones de apilamiento y distintas configuraciones internas del intervalo sedimentario a estudiar, dando lugar a la identificación de las unidades sísmicas reseñadas en el capítulo anterior, tomándose como referencia para esta interpretación los conceptos de: facies sísmicas de Brown Jr. & Fisher (1980); sistemas depositacionales de Fisher & McGowan (1967); cortejo de sistemas depositacionales definido por Brown & Fisher (1977) y secuencia depositacional de Catuneanu *et al.* 2009.

Como referencia, se consideraron inicialmente las superficies interpretadas por Morales (2013) y Conti (2015), correspondientes al Eoceno. Habiendo definido el intervalo a interpretar entre los horizontes H9 y H12 de Morales (2013) para la Cuenca Punta del Este, y las superficies “tope seq 5” y “tope seq 8” de Conti (2015) para la Cuenca Pelotas, a fin de acotar el intervalo de estudio a una edad específica (Eoceno) basada en datos de pozos utilizados por estos autores.

Morales (2013) y Conti (2015) utilizaron la nomenclatura tripartita, basado en el modelo de secuencia depositacional de la Escuela de Exxon (Posamentier & Allen 1999), habiéndose identificado únicamente secuencias depositacionales sin llegar a distinguir los cortejos depositacionales que la integran. En cambio, en este trabajo la nomenclatura utilizada se ajusta al modelo cuatripartito extensamente descrito en Holz (2012), Catuneanu *et al.* (2009, 2011) y Catuneanu (2006). La principal diferencia entre ambos modelos, es la ubicación de las superficies limitantes de las secuencias en las porciones distales de la cuenca y la individualización de los depósitos de regresión forzada.

6.3) Actividades desarrolladas

1. Revisión bibliográfica: se realizó una revisión bibliográfica exhaustiva, con énfasis en trabajos que abordaran temas sobre la geología y estratigrafía de secuencias del margen continental uruguayo y de áreas adyacentes.
2. Delimitación del intervalo sedimentario a estudiar con base en los antecedentes del margen continental uruguayo.

3. Identificación de terminaciones de reflectores (*onlap*, *offlap*, *downlap*, truncamiento, *toplap*).
4. Identificación de patrones de apilamiento (progradación, agradación, retrogradación).
5. Delimitación de facies sísmicas.
6. Definición de superficies estratigráficas y asignación de su significado genético, basado en las terminaciones de los reflectores y patrones de apilamiento.
7. Definición de cortejos de sistemas depositacionales, basado en los patrones de apilamiento, las superficies estratigráficas y posición en la estratigrafía.
8. Definición de secuencias depositacionales, basado en las superficies estratigráficas y los cortejos de sistemas depositacionales.
9. Generación de mapas de contorno estructural e isópacas.
10. Interpretación e integración de resultados.
11. Redacción del presente trabajo de grado.

7) Resultados

En el sector objeto de estudio fueron mapeados 9 horizontes sísmicos, conforme a los criterios establecidos en el capítulo metodológico, entre los que se destacan terminaciones estratales, patrones de apilamiento y diferentes configuraciones internas (Tabla 3, Fig. 17 y 18).

| Nº | Secuencia | Horizonte | Edades | Criterios |
|-----------|------------------|------------------|-------------------------|---|
| S1 | A | D1 + SCC | Tope Paleoceno | Abajo: <i>Tr</i> Arriba: <i>DI</i> sobre la planicie abisal |
| S2 | | SRM | Eoceno | Arriba: <i>OI</i> |
| S3 | | STM | Eoceno | Arriba: <i>DI</i> en la plataforma Abajo: <i>Tr</i> en el sector distal |
| S4 | | SBRF | Eoceno | Arriba: <i>DI</i> sobre SBRF. Dobles <i>DI</i> en la región distal Abajo: <i>Tr</i> en el sector distal. |
| S5 | | D2 + SCC | Eoceno Medio | Abajo: <i>Tr</i> en el sector distal Superficie: <i>Off</i> Arriba: <i>OI</i> costeros en el sector proximal. Dobles <i>DI</i> en el sector distal. |
| S6 | B | D3 + SCC | Eoceno Medio | Abajo: <i>Tr</i> en el sector distal, <i>Tp</i> en el sector central Arriba: <i>OI</i> en el sector central, <i>DI</i> en el sector distal de CP |
| S7 | C | SRM | Eoceno | Arriba : <i>OI</i> sobre discordancia |
| S8 | | SBRF | Eoceno | Arriba: <i>DI</i> Superficie: <i>Off</i> |
| S9 | | D4 + SCC | Base Oligoceno inferior | Abajo: <i>Tr</i> en el sector central y distal. Arriba: <i>DI</i> |

Tabla 3: Horizontes mapeados, criterios de interpretación y asignación de edades según, Daners *et al.* (2016); Conti (2015); Morales (2013); Daners & Guerstein (2004). (D= discordancia, SRM= superficie regresiva máxima, STM= superficie transgresiva máxima, SBRF= superficie basal de regresión forzada, SCC= superficie de conformidad correlativa; *Tr*= truncamientos, *DI*=downlap, *OI*= onlap, *Offs*= offlaps, *Tp*= toplaps).

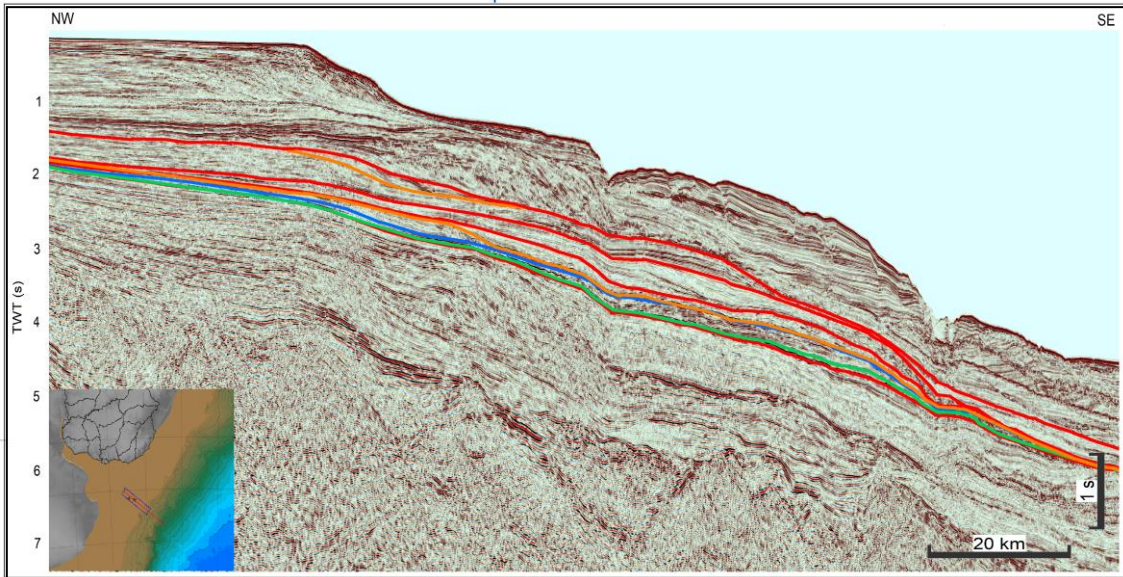


Figura 17: Sección sísmica *dip* mostrando los horizontes mapeados en la Cuenca Punta del Este. (Rojo = D + SCC, Naranja = SBRF, Azul = STM, Verde = SRM).

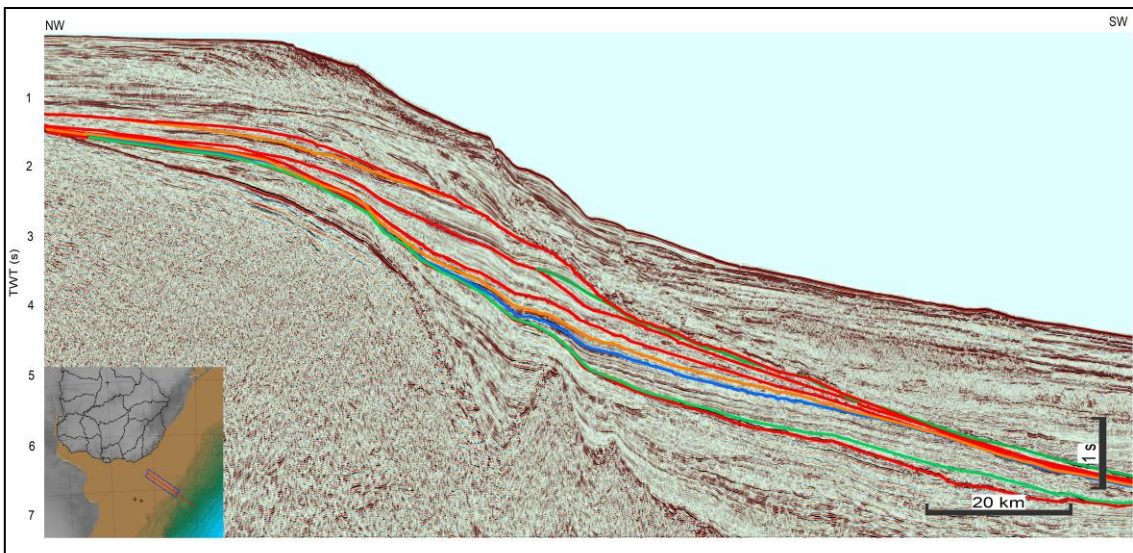


Figura 18: Sección sísmica *dip* mostrando los horizontes mapeados en la Cuenca Pelotas. (Rojo = D + SCC, Naranja = SBRF, Azul = STM, Verde = SRM).

Los horizontes mapeados corresponden a 3 secuencias depositacionales en el sentido de Catuneanu *et al.* (2009), limitadas por 4 discordancias y sus respectivas superficies de conformidad correlativa, habiendo sido denominadas, de base a tope A, B y C (Fig. 19).

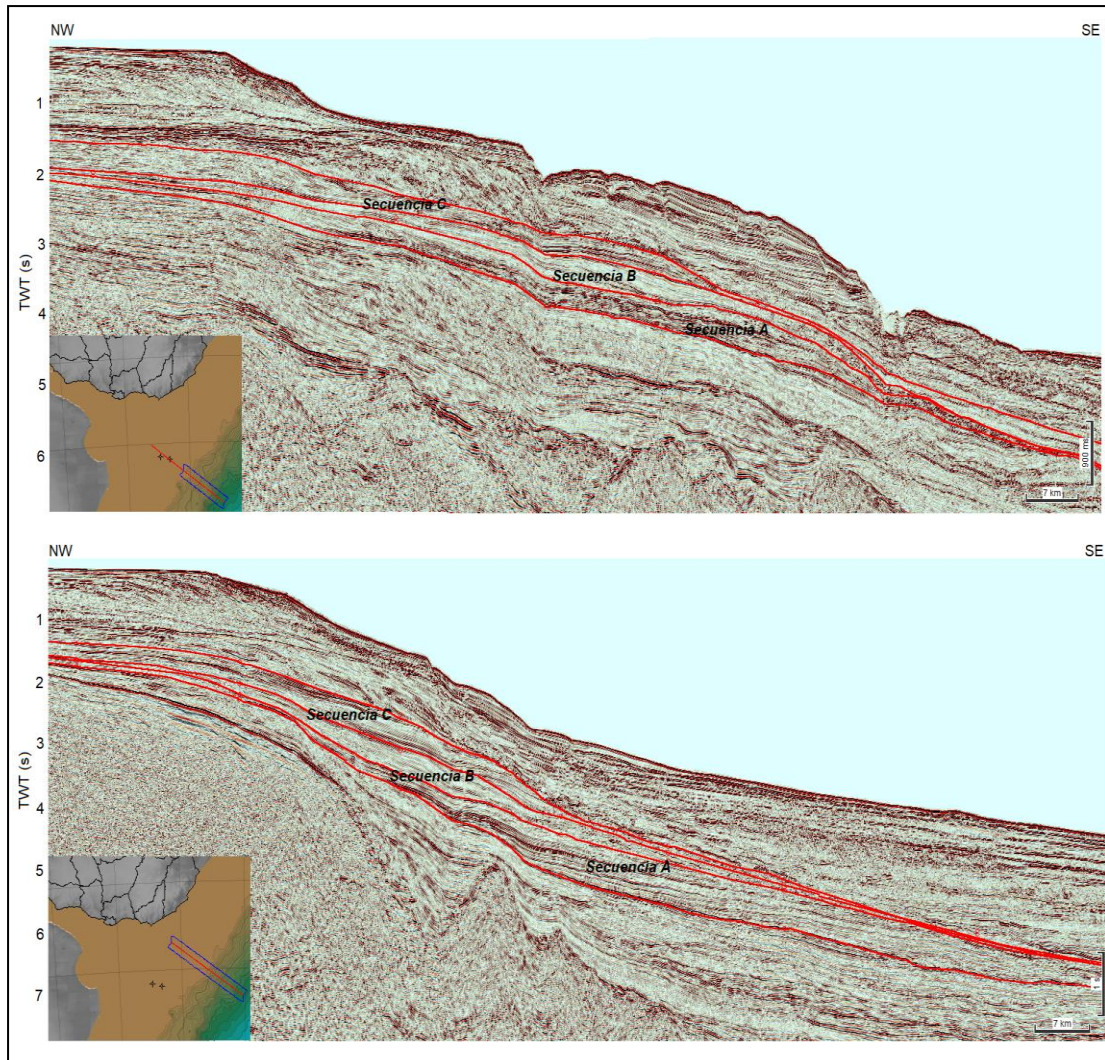


Figura 19: Secciones sísmicas *dip* de Cuenca Punta del Este (arriba) y Cuenca Pelotas (abajo), donde se observa las secuencias depositacionales identificadas y la diferente arquitectura de las cuencas.

Las tres secuencias interpretadas presentan en conjunto una potencia máxima de 1,8 (s) (Fig. 20), y adquieren su mayor desarrollo en la Cuenca Pelotas, la cual constituye el depocentro cenozoico del margen uruguayo según Morales (2013).

Estas tres secuencias, representan aproximadamente unos 2.100 metros de potencia, tomándose una velocidad promedio de onda en los sedimentos de 2.300m/s.

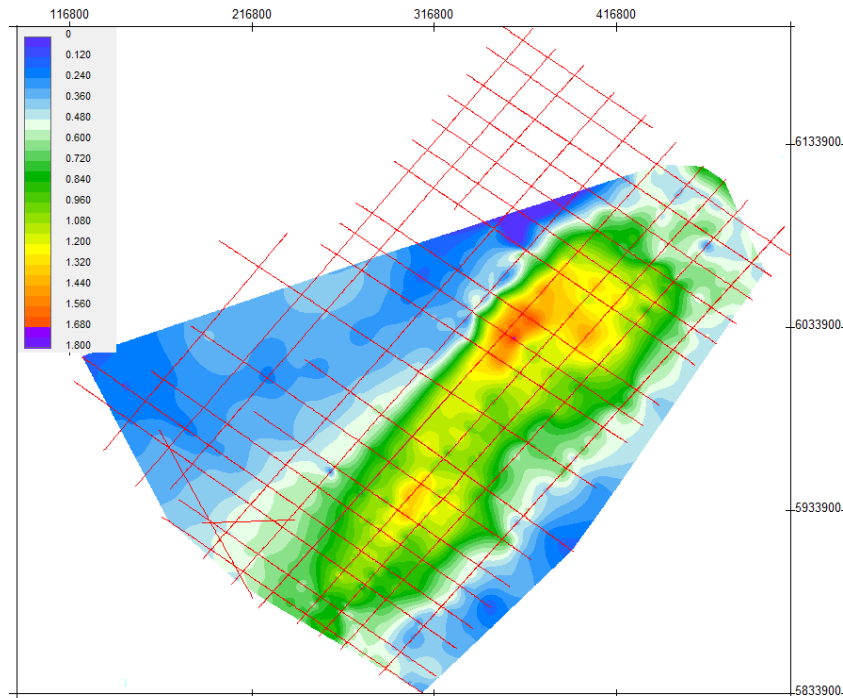


Figura 20: Mapa de isópacas en TWT (s) de la sedimentación asignada al Eoceno en el margen continental uruguayo.

Las secuencias identificadas presentan continuidad en todo el margen continental uruguayo, aunque algunas evidencian erosión parcial en varios sectores del mismo (Fig. 21).

La secuencia A es la que presenta mayores espesores (hasta 1 s) y continuidad en el margen continental uruguayo. Por su parte, la secuencia B es la que presenta menor espesor, con una potencia que no excede los 0,6 (s). La secuencia C se presenta erosionada en el sector distal del margen continental, con espesores máximos de 0,7 TWT (s).

En la secuencia A se identificaron cuatro cortejos de sistemas depositacionales, los sistemas de regresión (nivel bajo y alto), el cortejo transgresivo y el de regresión forzada. En la secuencia B solo se identificó un cortejo de sistemas depositacionales regresivo de nivel bajo. Por último, en la secuencia C se identificaron tres cortejos de sistemas depositacionales, correspondientes a los niveles bajo, transgresivo y de regresión forzada.

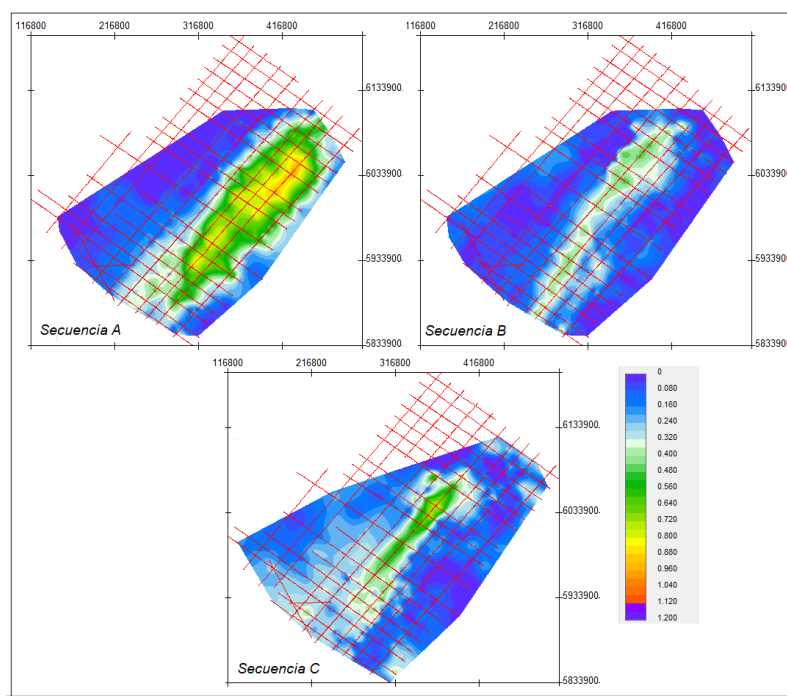


Figura 21: Mapa de isópacas en TWT (s) de las secuencias A, B y C.

En el sector noreste del margen continental uruguayo sobre el área proximal de la Cuenca Pelotas, y como se menciona anteriormente, la calidad de la sísmica no es buena (por ej: por problemas en el procesamiento de los múltiples) y por tanto no permite mapear las superficies con confianza. La ausencia de mapeo en ese sector se refleja en los mapas de isópacas de las 3 secuencias.

7.1) Secuencia A

Esta secuencia es limitada en la base por una superficie compuesta por la discordancia S1 y su superficie de conformidad correlativa y en el tope por la discordancia S5 y su superficie de conformidad correlativa. En las figuras 22 y 23 se presentan los mapas de contorno estructural sísmico de las superficies limitantes tope y base, respectivamente.

Ambas superficies compuestas se desarrollan en todo el margen continental, ubicándose a mayores profundidades hacia el sector distal de la Cuenca Pelotas, donde la superficie basal se ubica en profundidades superiores a 7,5 s.

La discordancia basal presenta mayor pendiente en la Cuenca Pelotas con relación a la Cuenca Punta del Este (Fig. 22), lo cual puede observarse a partir del menor espaciado entre las líneas de isovalor. Esta característica se mantiene en prácticamente todas las superficies interpretadas.

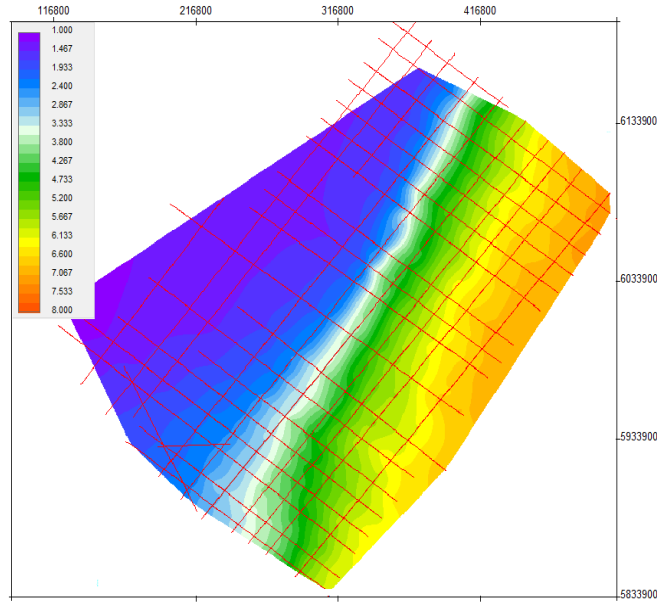


Figura 22: Mapas de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S1 + SCC (base de la secuencia A).

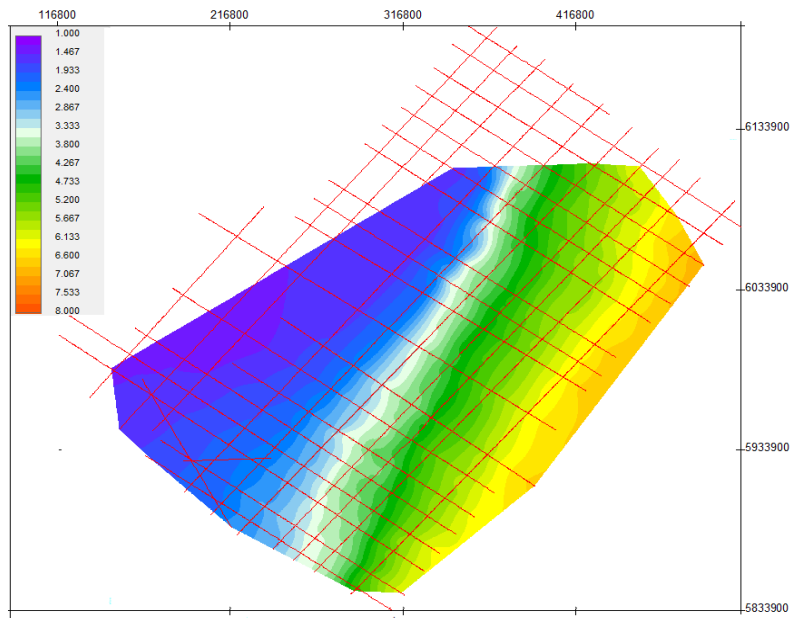


Figura 23: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S5 + SCC (tope de la secuencia A)

La secuencia A se desarrolla a lo largo de todo el margen continental uruguayo, con espesores comprendidos entre 0,01 y 1,027 s (Fig. 24).

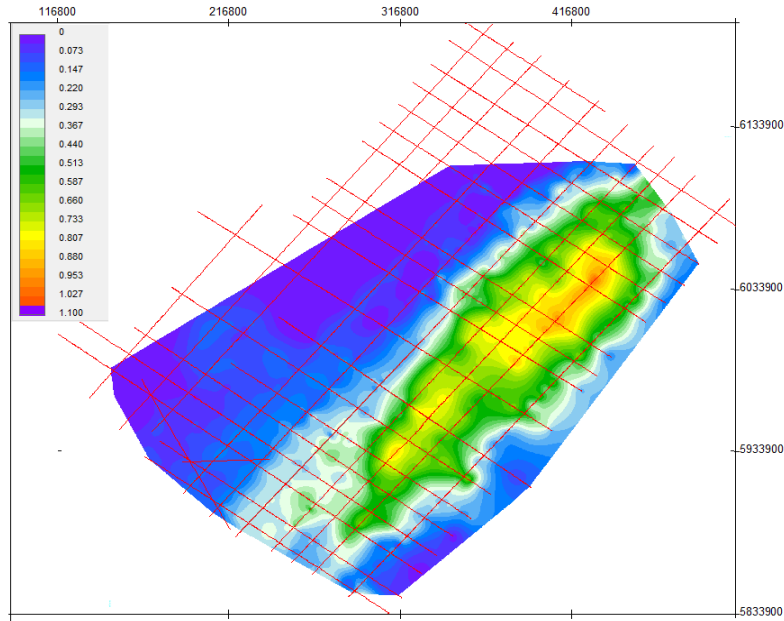


Figura 24: Mapa de isópacas en TWT (s) de la Secuencia A.

Esta secuencia presenta características diferentes en las cuencas Punta del Este y Pelotas. Mientras que en la primera se desarrolla en los sectores de plataforma y talud, siendo parcialmente erosionada por la discordancia superior en la llanura abisal distal (Fig. 24). En la Cuenca Pelotas presenta los mayores de todo el margen en el talud y carácter relictual en los sectores de plataforma y llanura abisal distal (Fig. 26).

Cuatro cortejos de sistemas depositacionales se identificaron en esta secuencia, siendo estos de base a tope: cortejo de sistemas de nivel bajo, cortejo de sistemas transgresivo, cortejo de sistemas de nivel alto, cortejo de sistemas de regresión forzada.

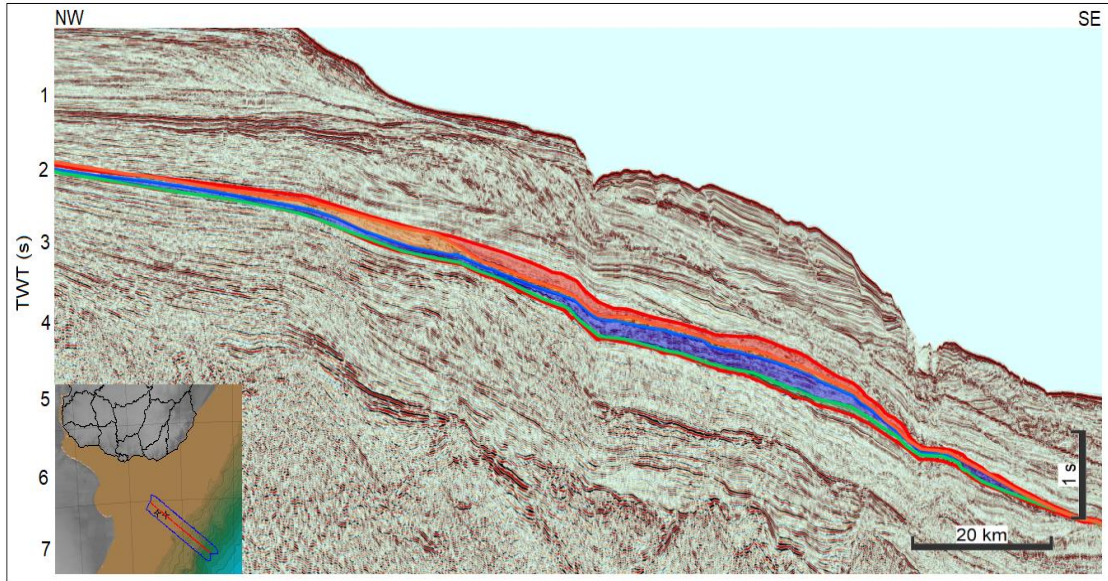


Figura 25: Sección sísmica *dip* representativa de la Cuenca Punta del Este, mostrando la secuencia A y los cuatro cortejos sedimentarios que la integran. (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo; Azul: cortejo de sistemas transgresivo; Naranja: cortejo de sistemas de nivel alto, Rojo: cortejo de sistemas de regresión forzada).

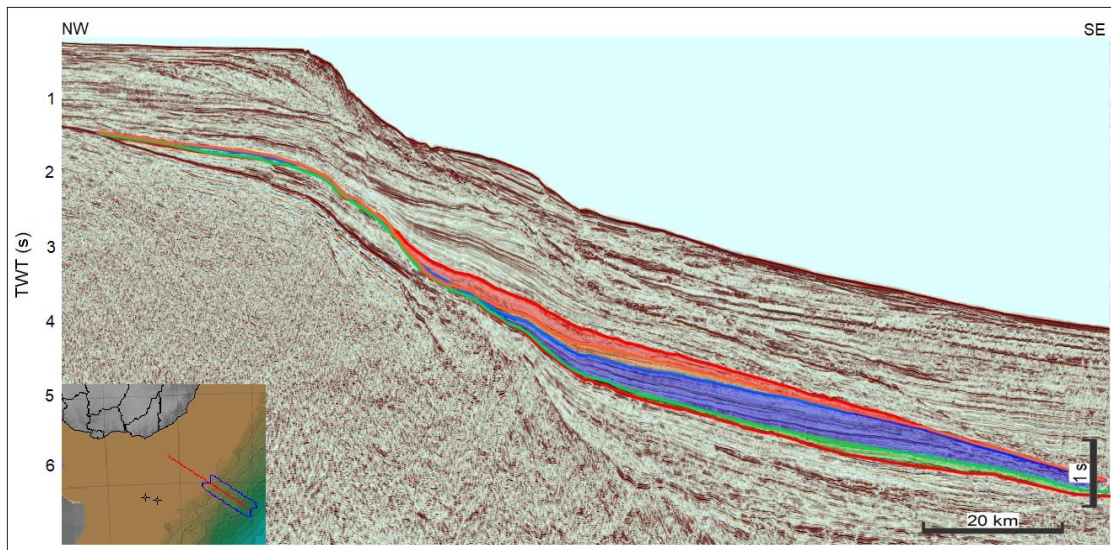


Figura 26: Sección sísmica *dip* representativa de la Cuenca Pelotas, mostrando la secuencia A y los cuatro cortejos sedimentarios que la integran. (Verde: cortejo de sistemas de nivel bajo; Azul: cortejo de sistemas transgresivo; Naranja: cortejo de sistemas de nivel alto, Rojo: cortejo de sistemas de regresión forzada).

Cortejo de sistemas de nivel bajo

Está limitado en la base por la superficie compuesta por la discordancia S1 y su superficie de conformidad correlativa y al tope por la superficie regresiva máxima S2 (Fig. 27).

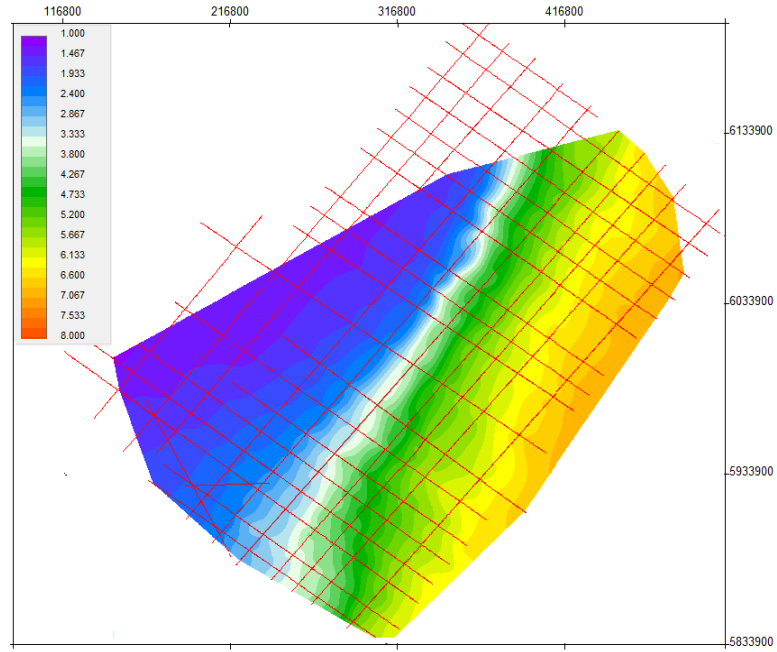


Figura 27: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S2 (superficie regresiva máxima).

La superficie basal está definida por truncamientos por debajo, y dobles *downlaps* por encima de la misma. En tanto, por sobre la superficie regresiva máxima se disponen *onlaps*, característicos de un aumento del nivel de base (Fig. 28).

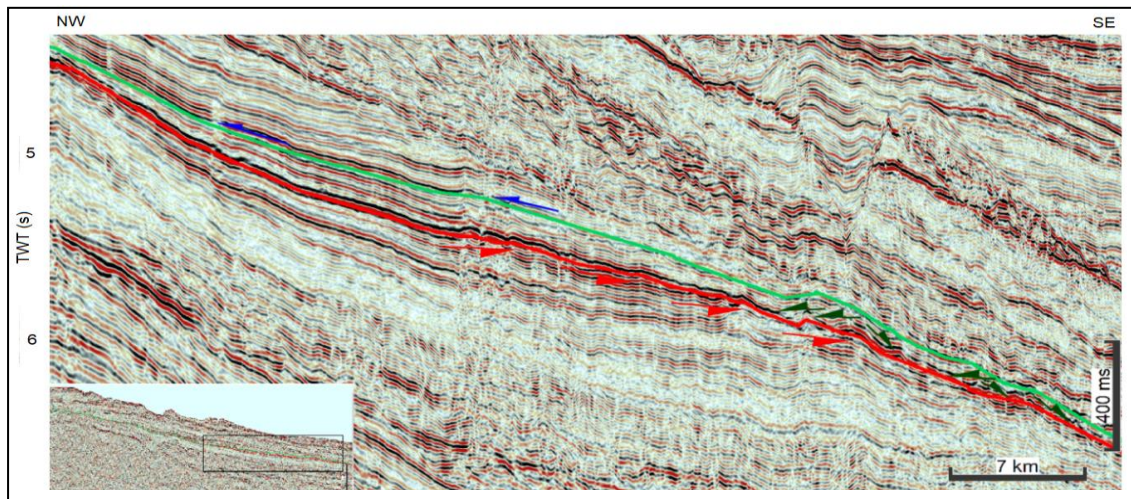


Figura 28: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las terminaciones estatales que caracterizan las superficies límite del cortejo de sistemas de nivel bajo (*Ol*=azul; *Dobles DI*= verde; *Tr*= rojo).

Este cortejo se desarrolla principalmente en los sectores más distales de las cuencas, correspondiente al pie de talud y la planicie abisal, estando los mayores espesores presentes en la Cuenca Pelotas (hasta 0,25 s) (Fig. 29).

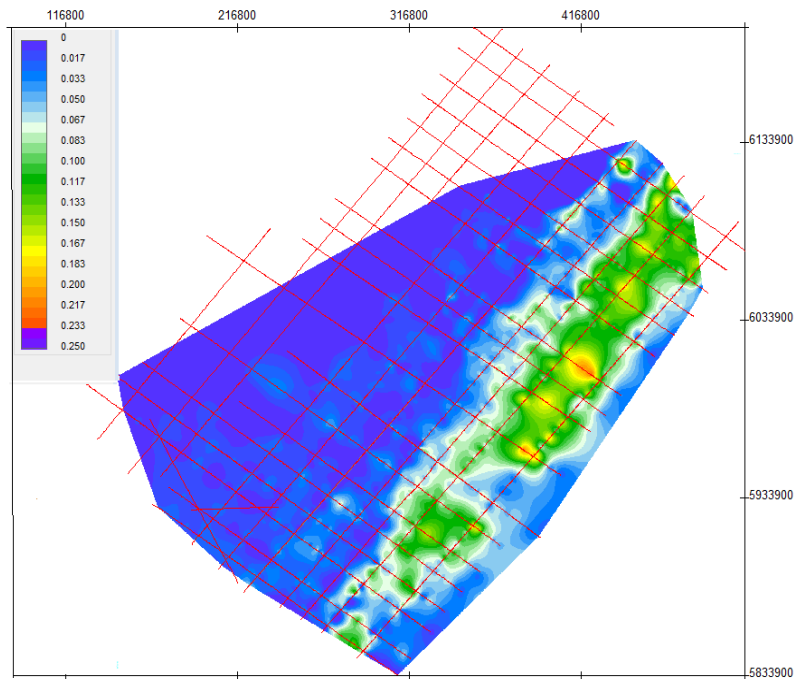


Figura 29: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de nivel bajo.

Las facies sísmicas presentes en este cortejo son reflectores paralelos, continuos a discontinuos desde el pie de talud a la planicie abisal, con medio a bajo contraste de impedancia acústica y amplitud, pasando lateralmente a formas monticulares, de baja amplitud, con terminaciones en *downlap* y/o dobles *downlaps* hacia la planicie abisal rellenando el paleorelieve (Fig. 28).

En secciones sísmicas *strike* (Fig. 30), el cortejo aparece hacia los sectores distales de la cuenca como relleno de grandes canales generados por la discordancia basal. Se observan reflectores haciendo *onlap* sobre la discordancia S1.

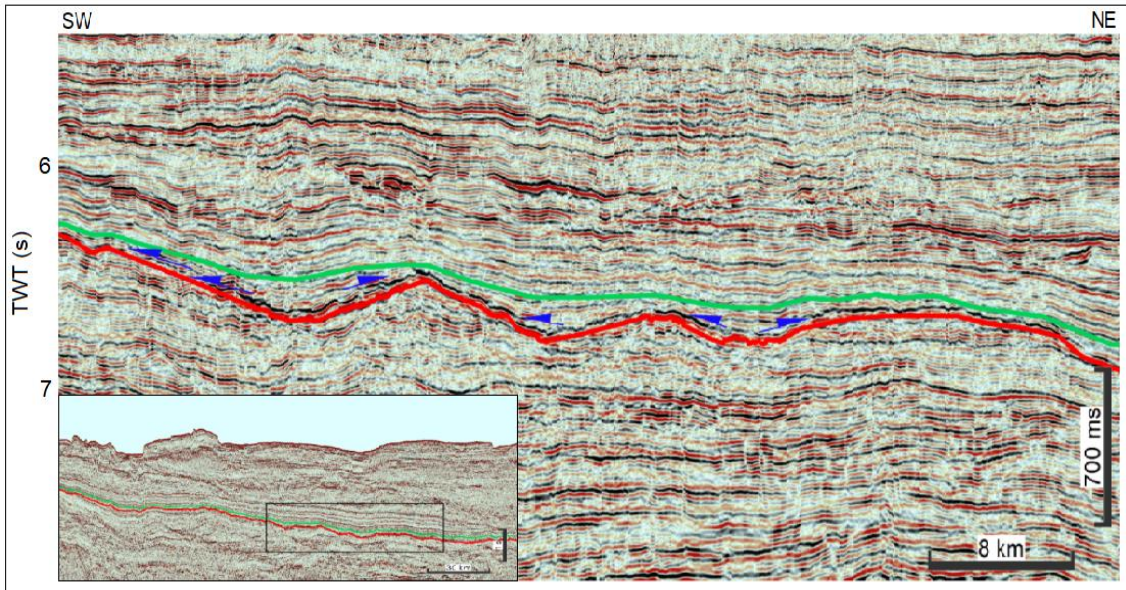


Figura 30: Sección sísmica *strike* de la Cuenca Pelotas mostrando las terminaciones estratales, superficies limitantes y la disposición de los depósitos asociados al cortejo de sistemas de nivel bajo (O/= azul).

Cortejo de sistemas transgresivo:

El cortejo transgresivo está limitado en la base por la superficie regresiva máxima S2 y al tope por la superficie transgresiva máxima S3 (Fig. 31).

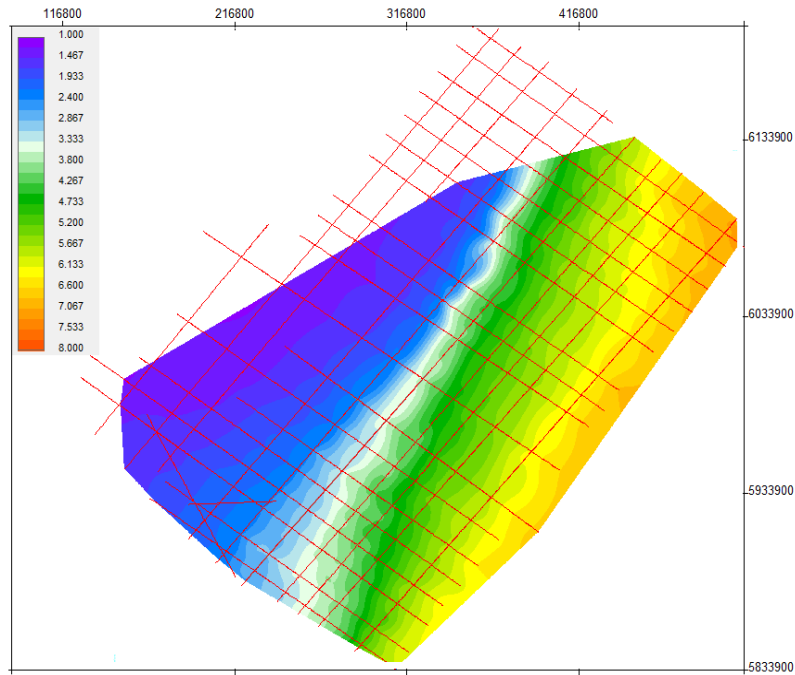


Figura 31: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S3 (correspondiente a la superficie transgresiva máxima).

Esta última superficie fue definida por cliniformas haciendo *downlap*, por encima, principalmente en el sector de plataforma (Fig. 32).

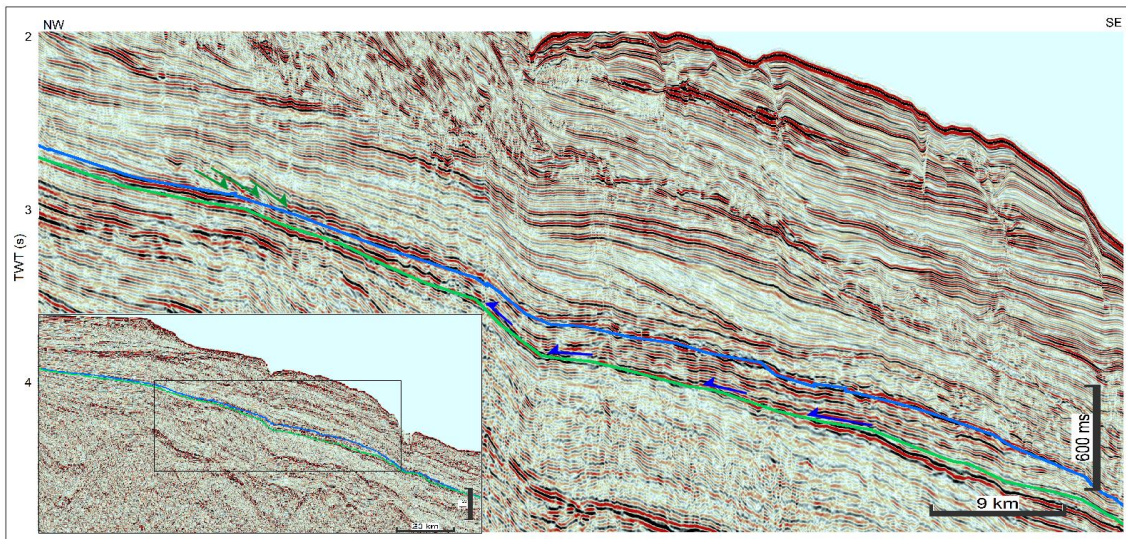


Figura 32: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo y terminaciones estatales identificadas (O/= azul; Dn= verde)

La Figura 33 presenta el mapa de isópacas en tiempo del cortejo, evidenciando que los mayores espesores ocurren en los sectores de talud y pie de talud de la Cuenca Pelotas, con un máximo de 0,6 s. Este cortejo se presenta erosionado en la planicie abisal de la Cuenca Punta del Este y en los sectores de plataforma y parte distal de la llanura abisal de la Cuenca Pelotas.

En la Cuenca Punta del Este sobre la plataforma las facies sísmicas de este cortejo corresponden a reflectores paralelos, de continuidad y contraste de amplitud media, pasando lateralmente a reflectores subparalelos en el área del paleo talud (Fig. 32).

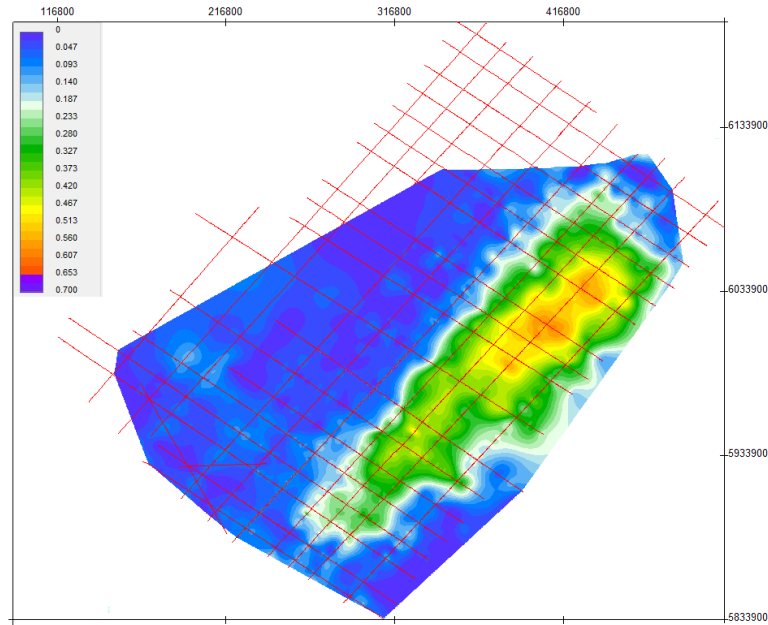


Figura 33: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas transgresivo.

Las facies sísmicas más características de este cortejo se desarrollan en la Cuenca Pelotas y corresponden a reflectores paralelos, de continuidad muy marcada y suavemente divergentes. La amplitud y el contraste de impedancia acústica en ésta facies es alta, y la frecuencia de media a alta (Fig. 34).

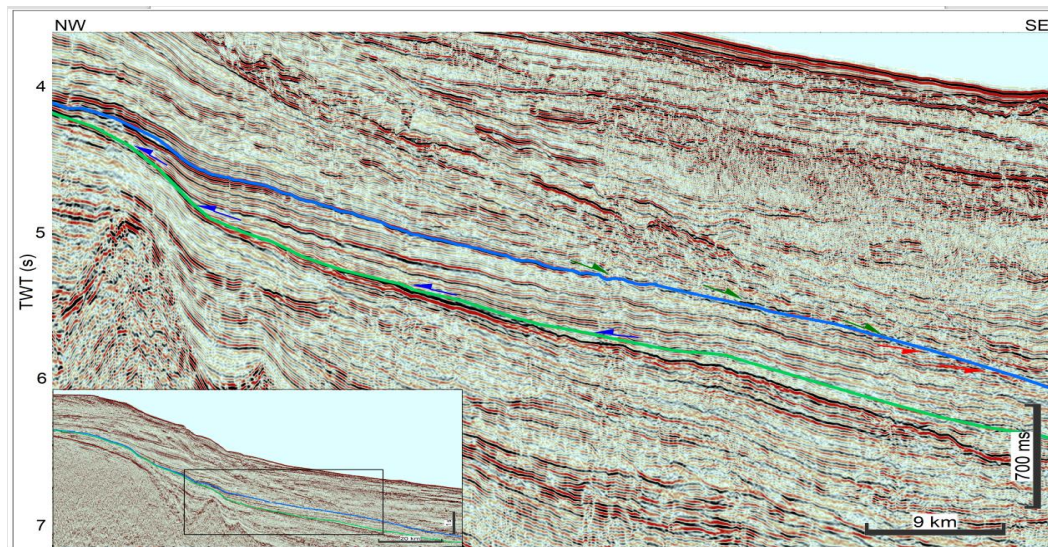


Figura 34: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas mostrando la facies sísmica más representativa del cortejo de sistemas transgresivo y terminaciones estratales identificadas. (Tr=rojo; Ol= azul; Dn= verde)

Cortejo de sistemas de nivel alto

Este cortejo está limitado en la base por la superficie transgresiva máxima S3 y en el tope por la superficie basal de regresión forzada S4 (Fig. 35).

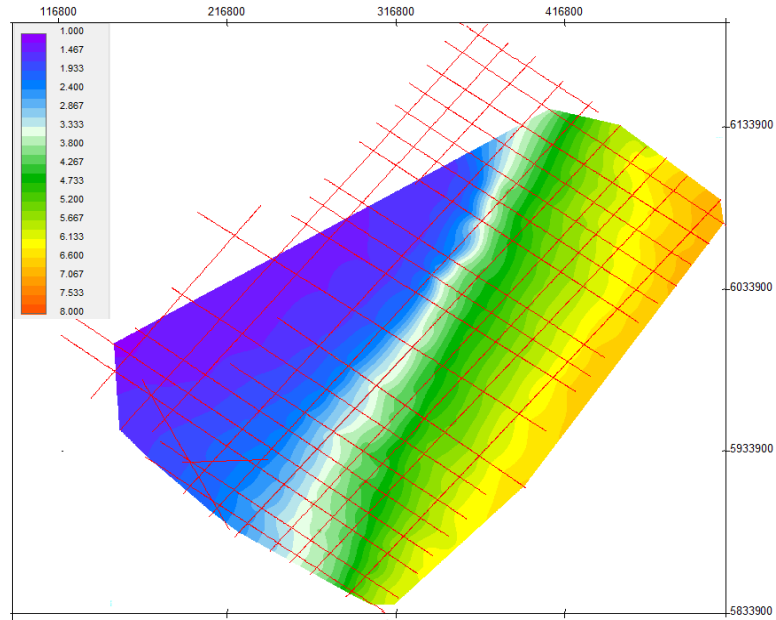


Figura 35: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S4 (correspondiente a la superficie basal de regresión forzada).

La superficie basal de este cortejo, como fuera mencionada en la descripción del cortejo anterior, se caracteriza por terminaciones de reflectores en *downlap* por encima (Fig. 36).

Mientras la superficie basal de regresión forzada fue definida por ser la superficie sobre la que se depositan las clinoformas con patrón en *offlap* (Fig. 41).

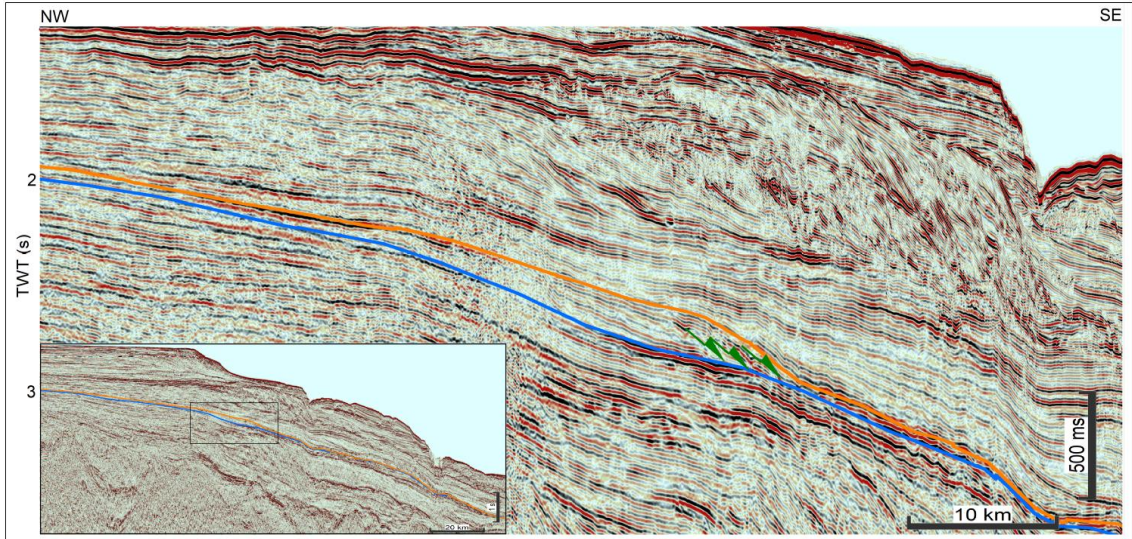


Figura 36: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las terminaciones de los reflectores sobre superficie transgresiva máxima. (*Dn*=verde)

Dentro de la secuencia es el cortejo que presenta menor potencia, encontrándose restringido a los sectores de plataforma en la Cuenca Punta del Este y al pie de talud en la Cuenca Pelotas (Fig. 37).

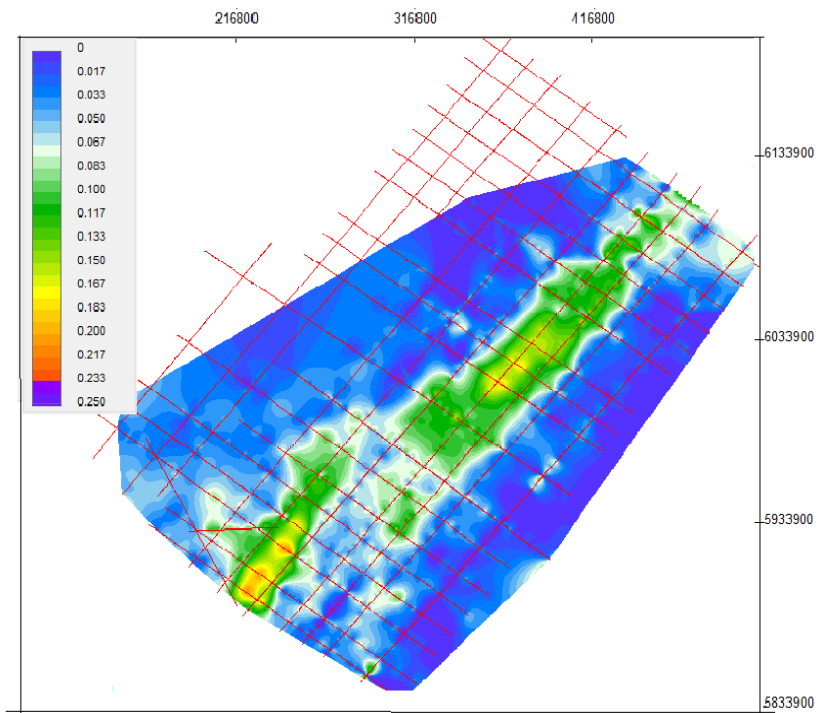


Figura 37: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de nivel alto.

El patrón de apilamiento de este cortejo es progradante en el área de plataforma de la Cuenca Punta del Este y agradante en el pie de talud de la Cuenca Pelotas.

Las facies sísmicas identificadas en el sector de plataforma son clinoformas haciendo *downlap* sobre STM, con reflectores suaves a oblicuos tangenciales, y amplitud media (Fig. 36).

En el sector distal de pie de talud y llanura abisal la configuración interna de este cortejo está caracterizada por reflectores paralelos, continuos y de amplitud media, pasando lateralmente a formas monticulares que hacen doble *downlaps* sobre la STM (Fig. 38).

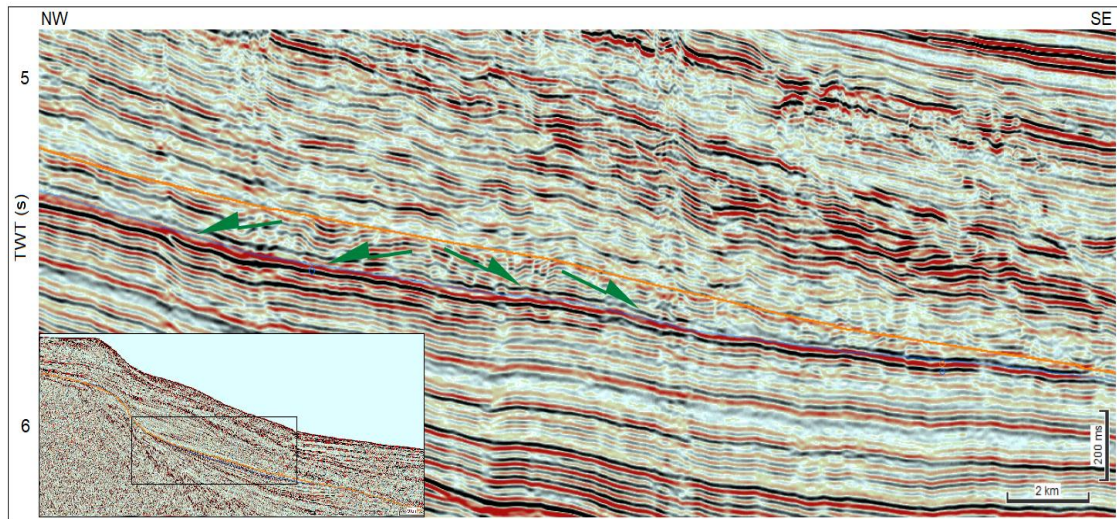


Figura 38: Sección sísmica *dip* del sector distal de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas del cortejo de sistemas de nivel alto. (*Dn*= verde).

Cortejo de sistemas de regresión forzada

Este cortejo está limitado en la base por la superficie basal de regresión forzada S4 (Fig. 35) y al tope por la superficie compuesta por la discordancia superior de la secuencia S5 y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 22).

La discordancia superior S5 está definida en el área de plataforma por terminaciones en *toplap*, adicionalmente hacia el sector distal se identificaron truncamientos por debajo, y *onlaps* costeros por encima (Fig. 39). La discordancia superior se encuentra mejor documentada en el sector de la Cuenca Pelotas (Fig. 41).

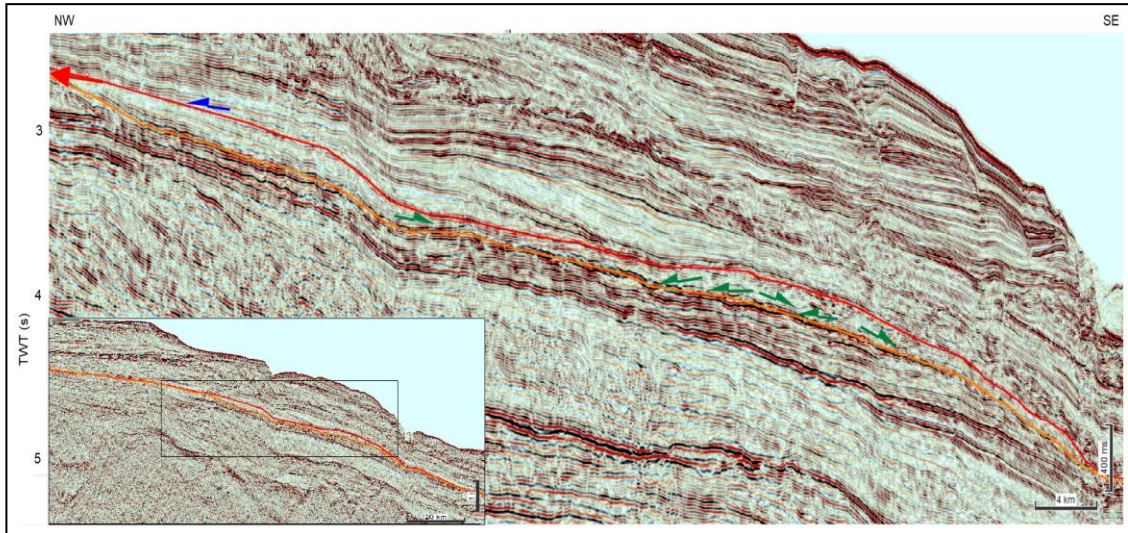


Figura 39: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las facies sísmicas y las terminaciones estratales identificadas en el cortejo de regresión forzada. (Nótese el *offlap* (=flecha roja) marcado sobre la superficie basal de regresión forzada. Y *onlap* costero (=azul) donde se comienza a ver el aumento del nivel de base; *Tp*= amarillo; *Dn*= verde).

El mayor desarrollo de este cortejo se da en los sectores de talud y pie de talud del margen uruguayo, con espesores de hasta 0,3 s (Fig. 40). En el área de plataforma, el espesor es menor (0,05 s) mientras que en el sector distal el cortejo se encuentra erosionado, junto con los demás cortejos que forman la secuencia.

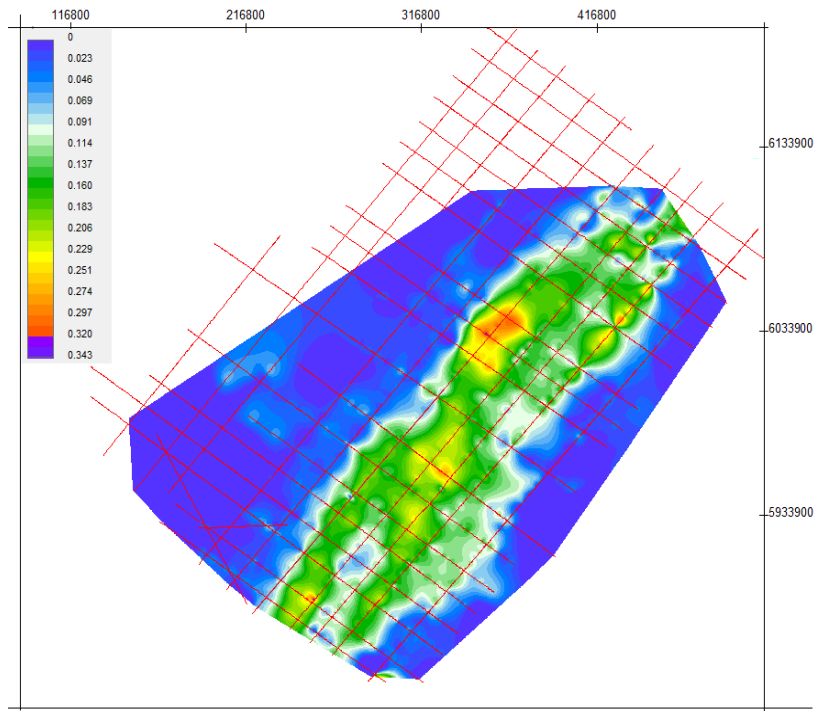


Figura 40: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de regresión forzada.

El patrón de apilamiento de este cortejo es progradante, siendo en la Cuenca Punta del Este fuertemente progradante y levemente progradante en la Cuenca Pelotas

Las facies sísmicas varían de acuerdo a la cuenca. En la Cuenca Punta del Este se encuentra mejor preservado el cortejo en el sector de plataforma y talud (Fig. 39), donde la facies sísmicas más representativas son cliniformas con continuidad no muy marcada, y amplitud baja; hacia el sector distal las facies varían lateralmente a formas monticulares de bajo contraste de impedancia acústica.

En la Cuenca Pelotas el cortejo se desarrolla principalmente en el sector de talud, pie de talud y planicie abisal mostrando cliniformas muy suaves con patrón en *offlap*, continuas y con contraste de amplitud media a baja, pasando lateralmente a formas irregulares de baja amplitud y continuidad (Fig. 41)

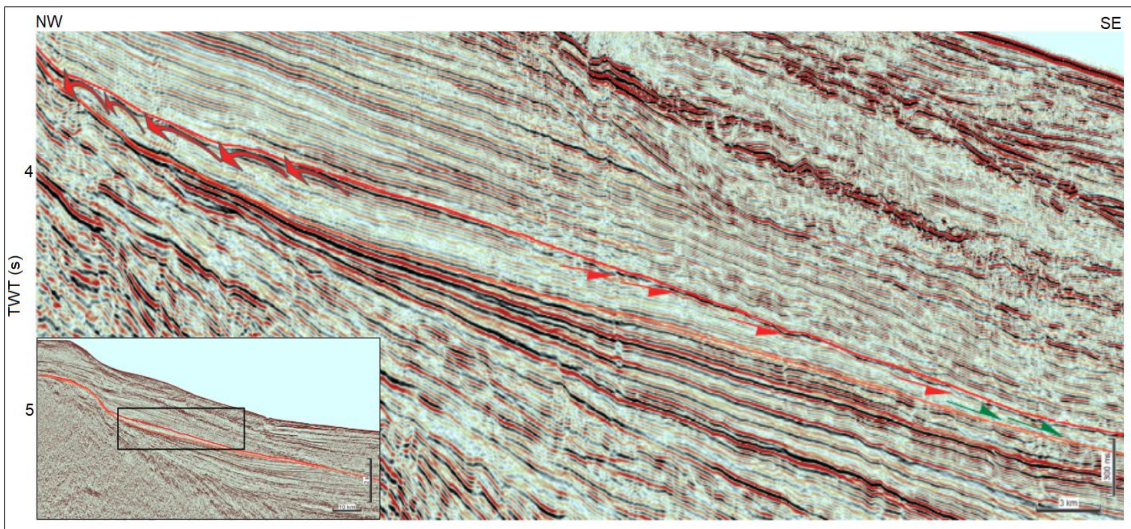


Figura 41: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas del cortejo de sistemas de regresión forzada. (*Off*= flecha curva roja, *Tr*= rojo)

En *strike* (Fig. 42) se identifica mayor representatividad en Cuenca Pelotas con facies sísmicas discontinuas, tendientes a formas monticulares, de baja amplitud y muy bajo contraste de impedancia acústica.

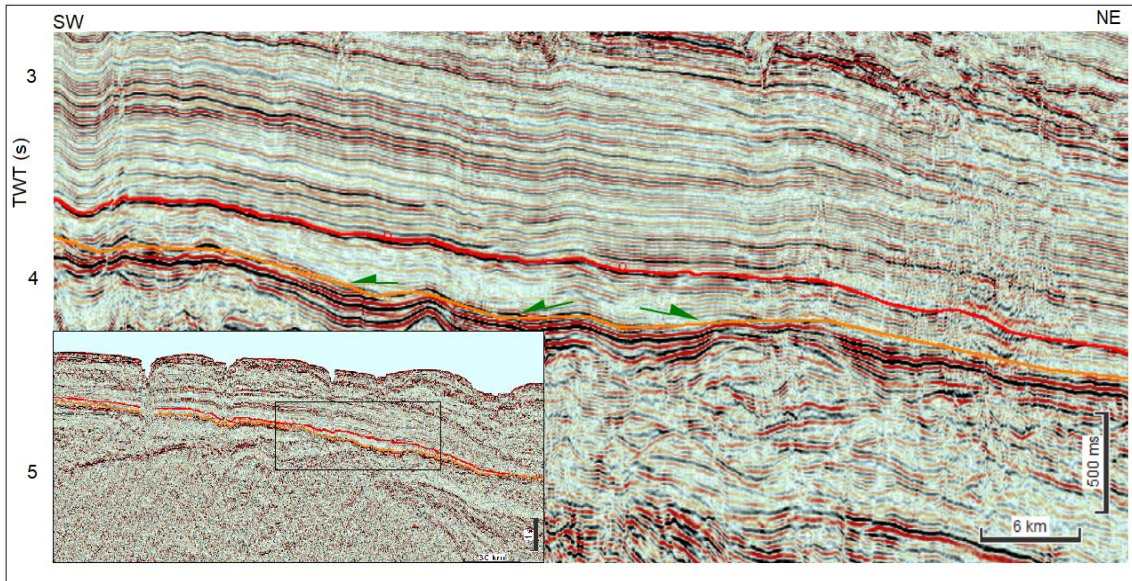


Figura 42: Sección sísmica *strike* del sector distal de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas cortejo de sistemas de regresión forzada. (D_n = verde)

7.2) Secuencia B

Es limitada en la base y en el tope por las discordancias S5 (Fig 23) y S6 (Fig. 43), respectivamente y sus superficies de conformidad correlativas.

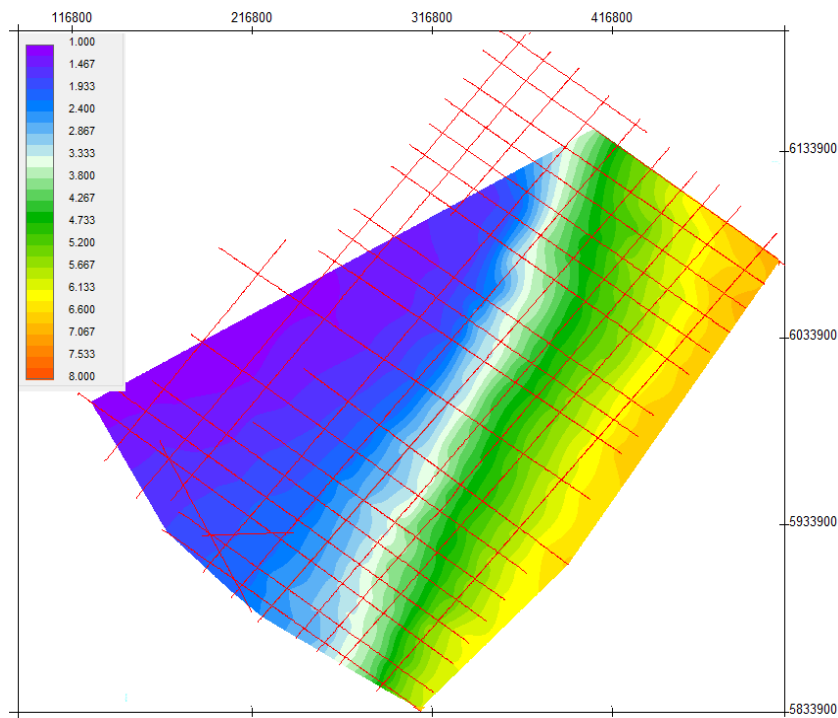


Figura 43: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S6 + SCC (tope de la secuencia B).

Se presenta erosionada en el sector distal de todo el margen continental, ubicándose los mayores espesores en el sector central de Cuenca Pelotas (Fig. 44).

La discordancia tope está caracterizada por *toplaps* y truncamientos por debajo y *onlaps* por encima en la Cuenca Punta del Este (Fig. 45). En tanto, que en la Cuenca Pelotas, en el sector central del margen, se observan *onlaps* y *downlaps* por encima (Fig. 46).

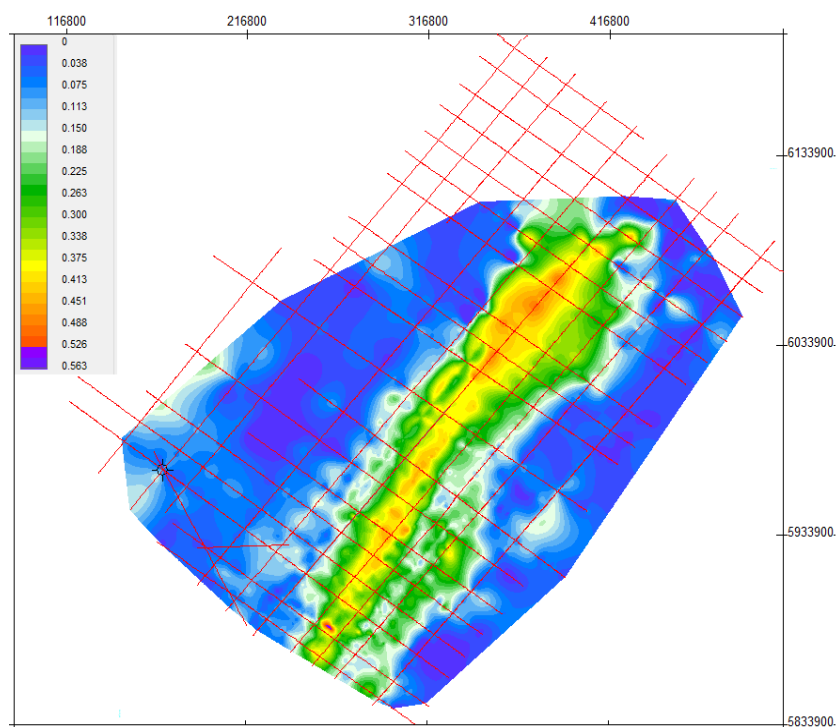


Figura 44: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia B.

Esta secuencia, únicamente preserva el registro el cortejo de sistemas de nivel bajo. El mismo está caracterizado por el desarrollo de clinofomas, con un patrón de apilamiento que varía de levemente progradacional en la base a progradacional hacia el tope, mostrando una trayectoria de la línea de costa cóncava hacia arriba, lo cual es característico de sistemas de nivel bajo (Fig. 45 y 46).

Dentro del cortejo es posible caracterizar dos conjuntos de clinofomas con atributos sísmicos levemente diferentes que permiten diferenciar dos facies sísmicas distintas. En la Cuenca Punta del Este, el conjunto de clinofomas de la base presenta geometría sigmoidal, con amplitudes y frecuencias medias a bajas (Fig. 45). Hacia el tope el conjunto de clinofomas pasa de geometrías

sigmoidales a oblicuas tangenciales y la amplitud disminuye. Hacia el sector distal se desarrollan facies sísmicas con configuración interna monticular de baja amplitud.

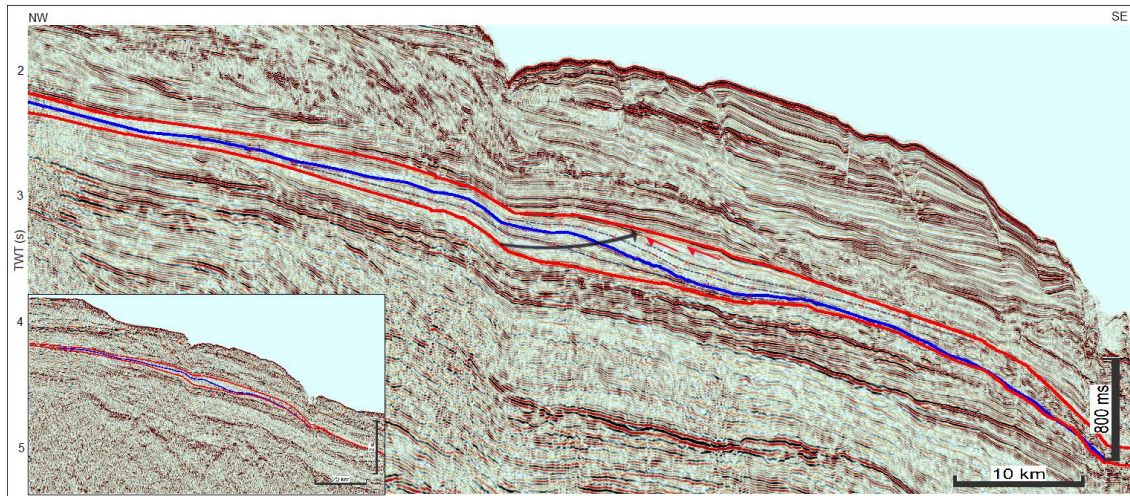


Figura 45: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando la secuencia B, terminaciones estatales y atributos sísmicos. (Horizonte azul= límite de facies sísmicas, líneas punteadas= lóbulos progradantes; flechas negras= trayectoria de línea de costa; Tr=rojo, Dn=verde).

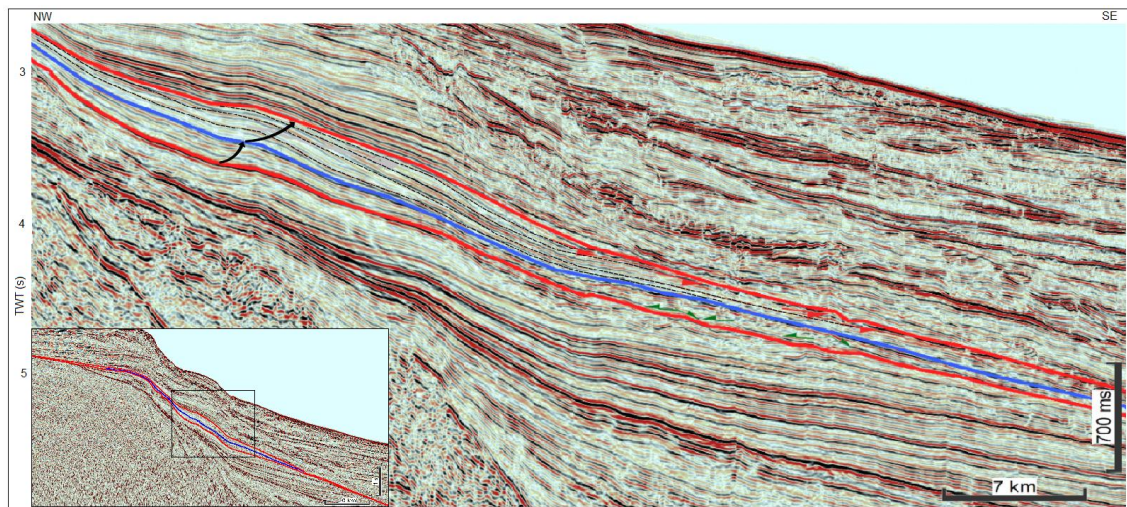


Figura 46: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas mostrando la secuencia B, las terminaciones estatales y atributos sísmicos. (Horizonte azul= límite de facies; líneas punteadas= lóbulos progradantes; flechas negras= trayectoria de línea de costa).

En la Cuenca Pelotas las clinofomas son muy suaves, con geometría sigmoidal y continuas en la base (por debajo del horizonte azul en la Fig. 46), de amplitud media a baja y sigmoidales a oblicuas tangenciales en el tope (por encima del horizonte azul en la Fig. 46). Hacia el sector distal de la cuenca se

desarrollan facies sísmicas caracterizadas por formas monticulares de baja amplitud.

La configuración externa e interna del cortejo muestra un carácter progradante en toda la secuencia en forma de lóbulos (líneas punteadas en las Figs. 45 y 46).

7.3) Secuencia C

Esta secuencia está limitada por la discordancia S6 y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 43) en la base y la discordancia S9 y su superficie de conformidad correlativa al tope (Fig. 47).

La discordancia basal fue definida en el sector central del margen uruguayo, donde se preserva un conjunto de clinoformas que evidencian un descenso del nivel de base respecto a las unidades sísmicas inferiores (Fig. 51). La discordancia superior está caracterizada por truncamientos por debajo y *downlaps* por encima.

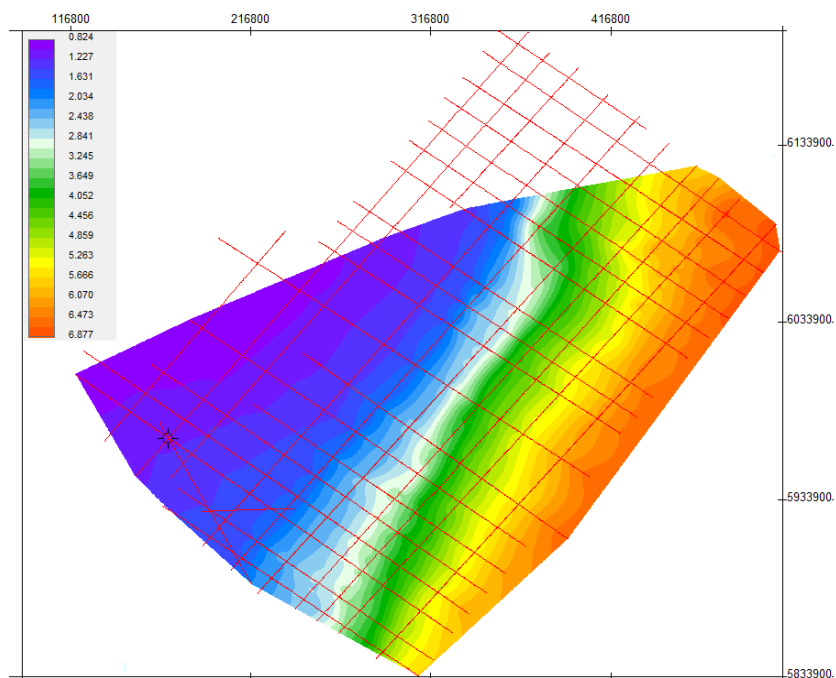


Figura 47: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S9 + SCC (tope de la secuencia C).

La secuencia se desarrolla en todo el margen continental uruguayo, ubicándose los mayores espesores (hasta de 0,8 s), en el sector central del mismo (Fig. 48).

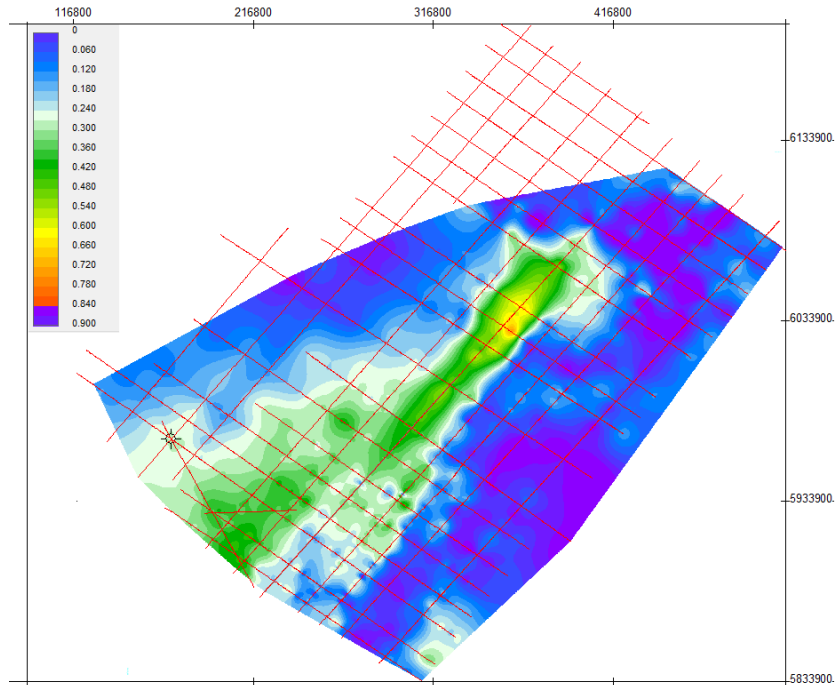


Figura 48: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia C.

En esta secuencia se identificaron tres cortejos de sistemas deposicionales correspondiente al nivel bajo, transgresivo y de regresión forzada (Fig. 49). El primero de ellos fue únicamente identificado en el sector central del margen uruguayo (porción más meridional de la Cuenca Pelotas) (Fig. 50).

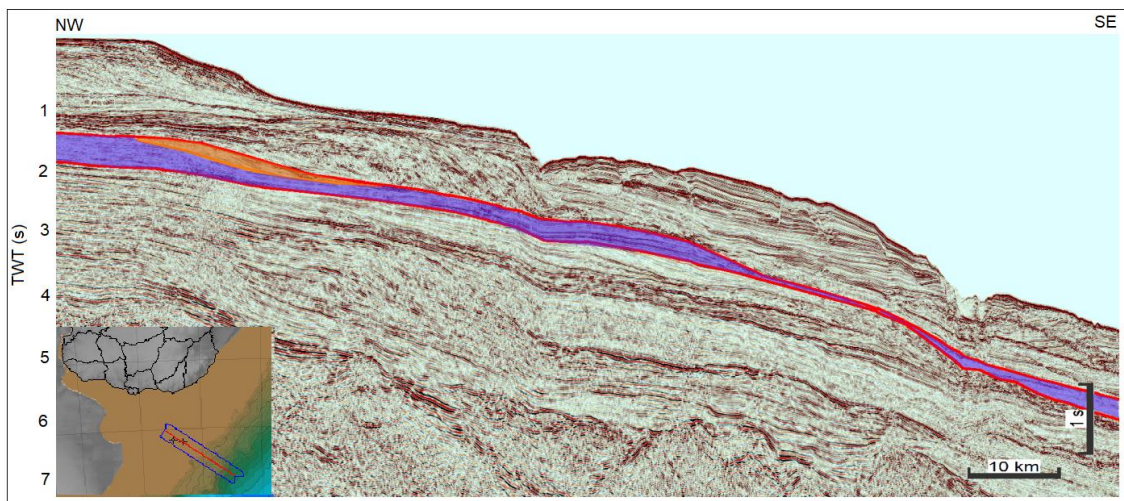


Figura 49: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este de la secuencia C.

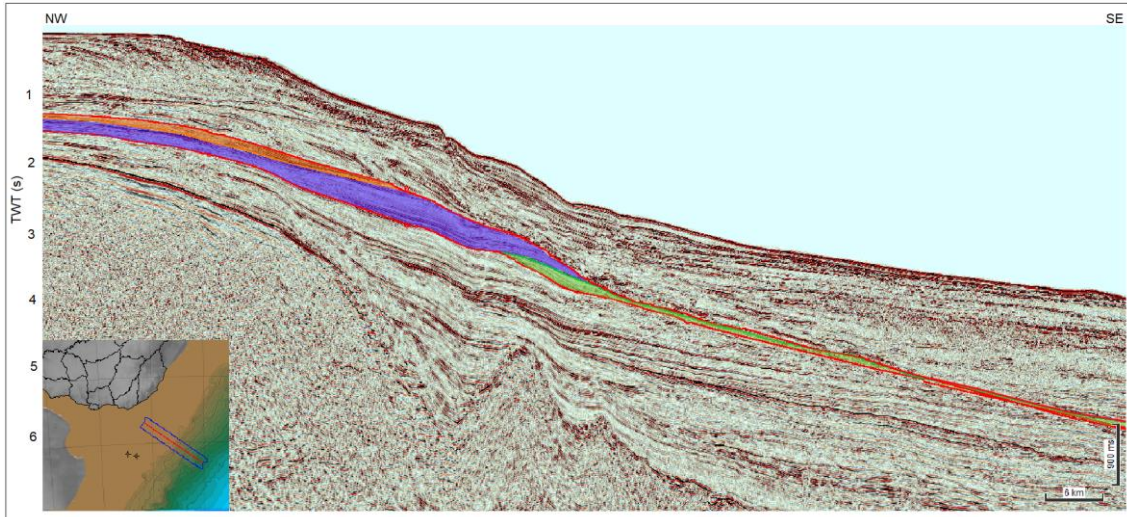


Figura 50: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas de la secuencia C.

Cortejo de sistemas de nivel bajo

Está limitado en la base por la discordancia S6 y su superficie de conformidad correlativa (Fig. 47) y al tope por la superficie regresiva máxima S7 (Fig. 51).

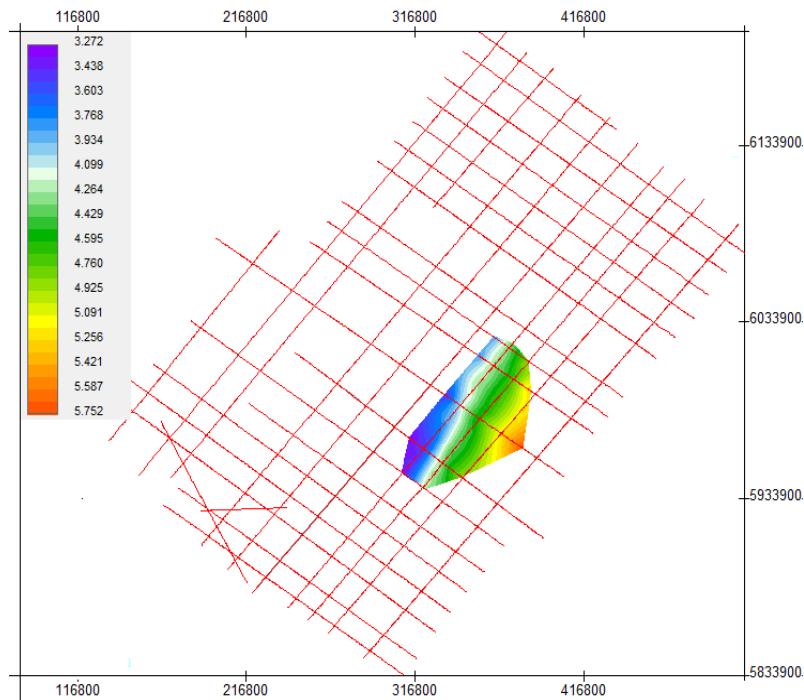


Figura 51: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S7 (superficie regresiva máxima).

La superficie regresiva máxima se definió en forma coincidente con la última clinoforma, presentando *onlaps* marinos por encima (Fig. 53).

Este cortejo está restringido al área central del margen continental uruguayo, y tiene muy escaso desarrollo (Fig. 52).

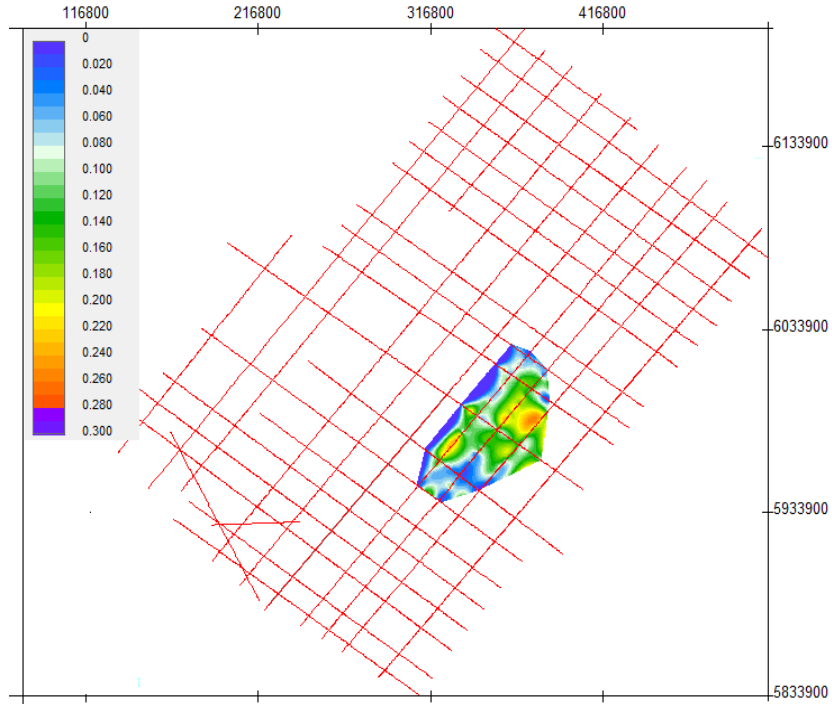


Figura 52: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de nivel bajo.

Presenta un patrón de apilamiento progradante con el desarrollo de facies sísmicas que corresponden a clinoformas sigmoidales, continuas y de amplitud media en el sector de talud, mientras en el sector de planicie abisal los atributos varían a formas irregulares parcialmente erosionadas (Fig. 53)

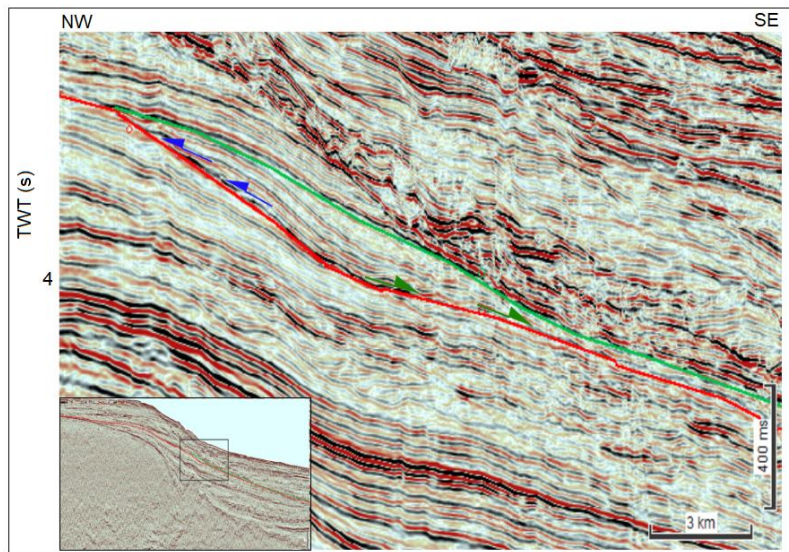


Figura 53: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas mostrando las facies sísmicas características del cortejo de nivel bajo. (On= azul; Dn=verde).

Cortejo de sistemas transgresivo

Entre cortejo está limitado en la base por la superficie regresiva máxima S7 y en el tope por la superficie basal de regresión forzada S8.

En virtud del escaso desarrollo de los cortejos de nivel bajo y de regresión forzada, sus espesores son prácticamente los mismos que los de la secuencia C.

Este cortejo presenta un patrón de apilamiento retrogradante, con el desarrollo de *onlaps* marinos.

Los atributos sísmicos permitieron identificar dos grupos de facies sísmicas diferentes dentro de este cortejo y que presentan continuidad en el sector central del *offshore* uruguayo.

En la base los reflectores son paralelos y continuos, con contraste de impedancia acústica media a alta (Fig. 54 y 55).

Hacia el tope los atributos varían y las facies identificadas son reflectores paralelos, de continuidad media baja, con contraste de impedancia acústica que varía de media a baja (Fig. 54 y 55).

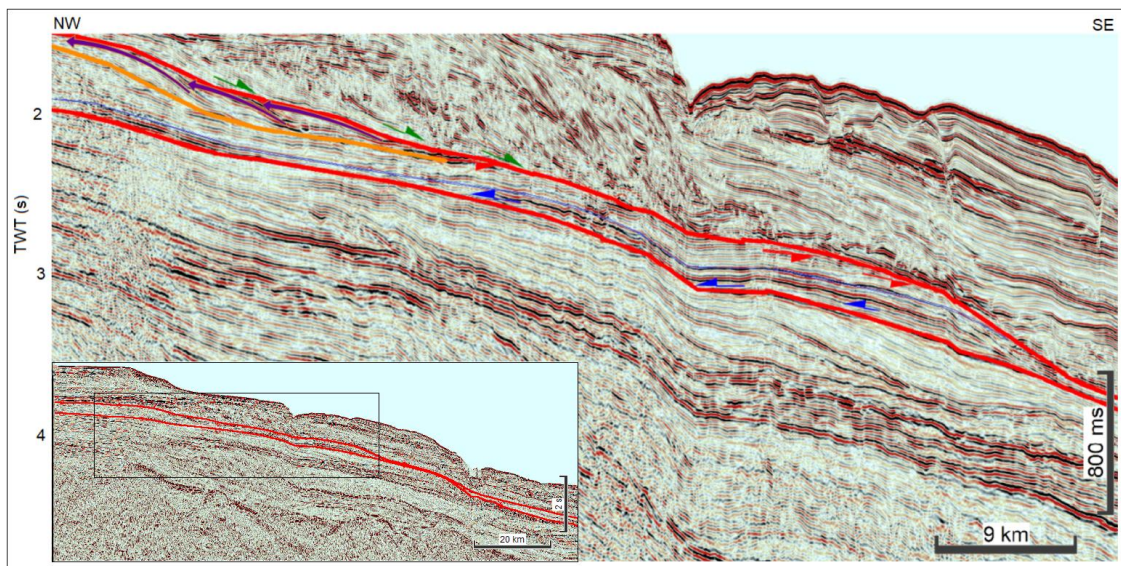


Figura 54: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las terminaciones estratales de la Secuencia C. Se muestran las dos facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo y el cortejo de regresión forzada. (*Off*=violeta; *On*= azul; *Tr*=rojo; *Dn*=verde)

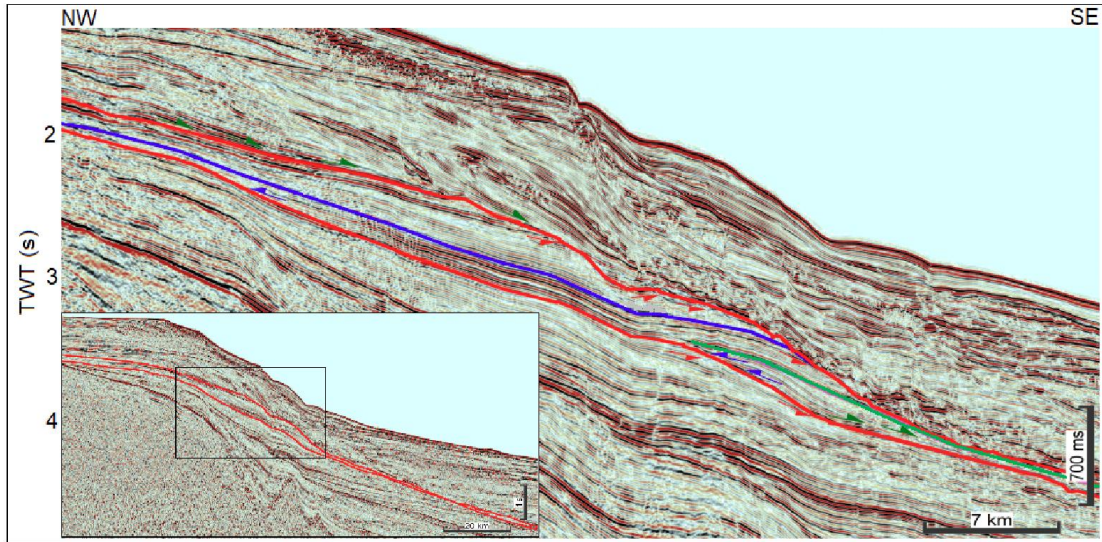


Figura 55: Sección sísmica *dip* de la porción más meridional de la Cuenca Pelotas mostrando las terminaciones estratales de la Secuencia C. Se muestra el cortejo de sistemas de nivel bajo, las dos facies sísmicas del cortejo de sistemas transgresivo. (On= azul; Tr=rojo; Dn=verde).

Cortejo de sistemas de regresión forzada

Está limitado en la base por la superficie basal de regresión forzada S8 (Fig. 56) y en el tope por la superficie compuesta por la discordancia S9 y su superficie de conformidad correlativa.

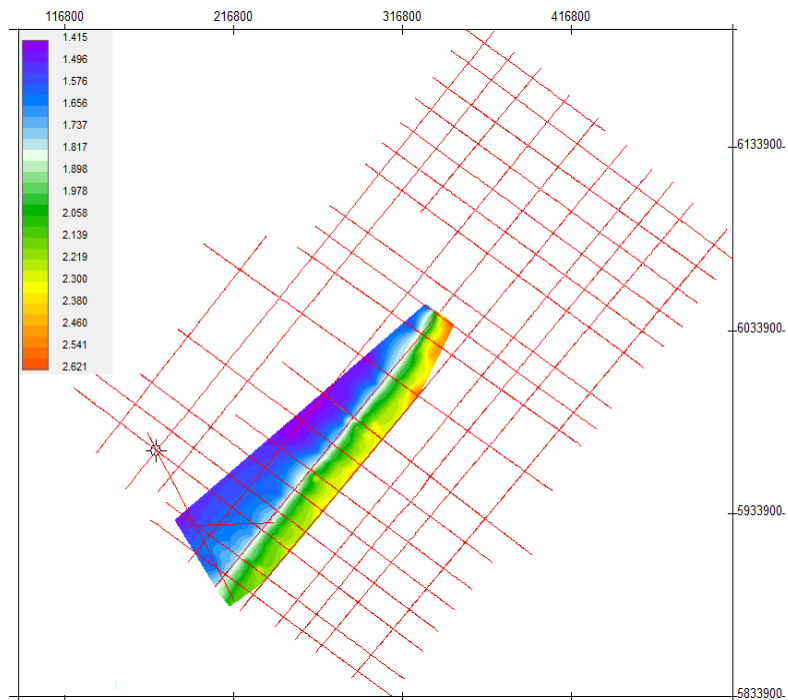


Figura 56: Mapa de contorno estructural sísmico en TWT (s) de la superficie S8 (superficie basal de regresión forzada).

La Figura 57 hace notar el escaso desarrollo del cortejo. El mismo se encuentra restringido al sector de plataforma de la Cuenca Punta del Este principalmente, y, en menor medida, al sector más meridional de la Cuenca Pelotas. Se presenta erosionado en el sector central y distal de todo el margen uruguayo.

La superficie basal de regresión forzada se corresponde con la base de la primer clinoforma que presenta patrón en *offlap*, se trata por tanto de una superficie sobre la cual se observan *downlaps*.

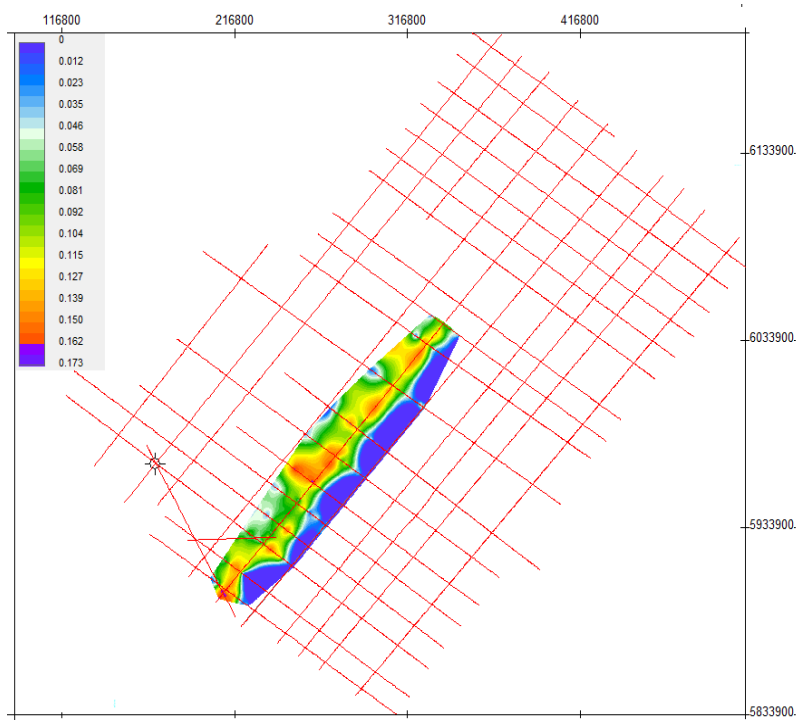


Figura 57: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de sistemas de regresión forzada.

La superficie tope se trazó por encima de los reflectores que presentan patrón en *offlap* y sobre la cual se observan *downlap* (Fig. 58).

Las facies sísmicas características de este cortejo son clinoformas suaves con patrón en *offlap*, de amplitud media a baja (Fig. 58).

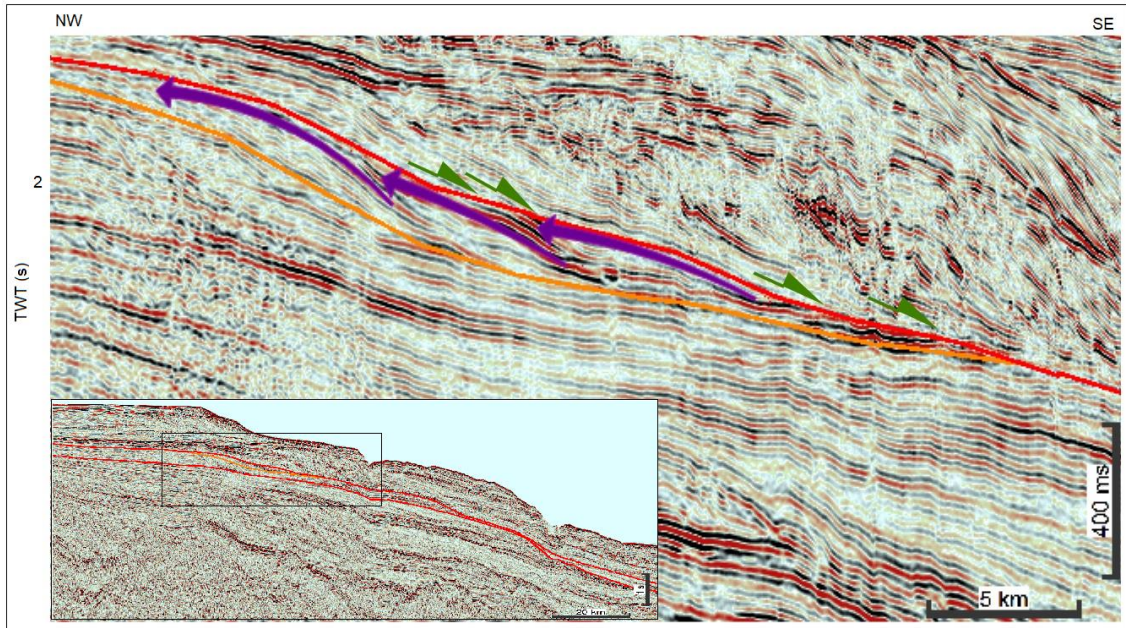


Figura 58: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este ilustrando las facies sísmicas características del cortejo de sistemas de regresión forzada (violetas= lóbulos de regresión forzada; *Dn*= verde).

8) Discusión

Los secuencias interpretadas presentan la mayor potencia en el sector noreste del margen continental uruguayo (Cuenca Pelotas), lo cual, según Morales (2013) y Morales *et al.* (2017) podría responder a un mayor espacio de acomodación, generado por subsidencia flexural y a un significativo aporte de sedimentos asociado a diferentes pulsos de la orogénesis andina.

La *Secuencia A* definida en este trabajo representa un ciclo de ascenso y descenso del nivel de base completo, habiendo sido atribuidas distintas edades a la discordancia basal de esta unidad (Fig. 59). Mientras que Raggio *et al.* (2011) y Hernández Molina *et al.* (2016) la asignan al tope del Maastrichtiano; Morales (2013), Conti *et al.* (2017) y Creaser *et al.* (2017) la asignan al tope del Daniano (Paleoceno Inferior).

Sobre esta discordancia se deposita un conjunto sedimentario interpretado como un cortejo de sistemas de nivel bajo, asociado al inicio del aumento del nivel de base. La sedimentación ocurre principalmente como relleno de canales generados durante la formación de la discordancia basal. En la porción más distal del margen fueron identificadas facies sísmicas monticulares que pueden interpretarse como depósitos turbidíticos, posiblemente generados por la inestabilidad de los sedimentos en el talud o una línea de costa próxima al mismo según el modelo de Mitchum *et al.* (1977a).

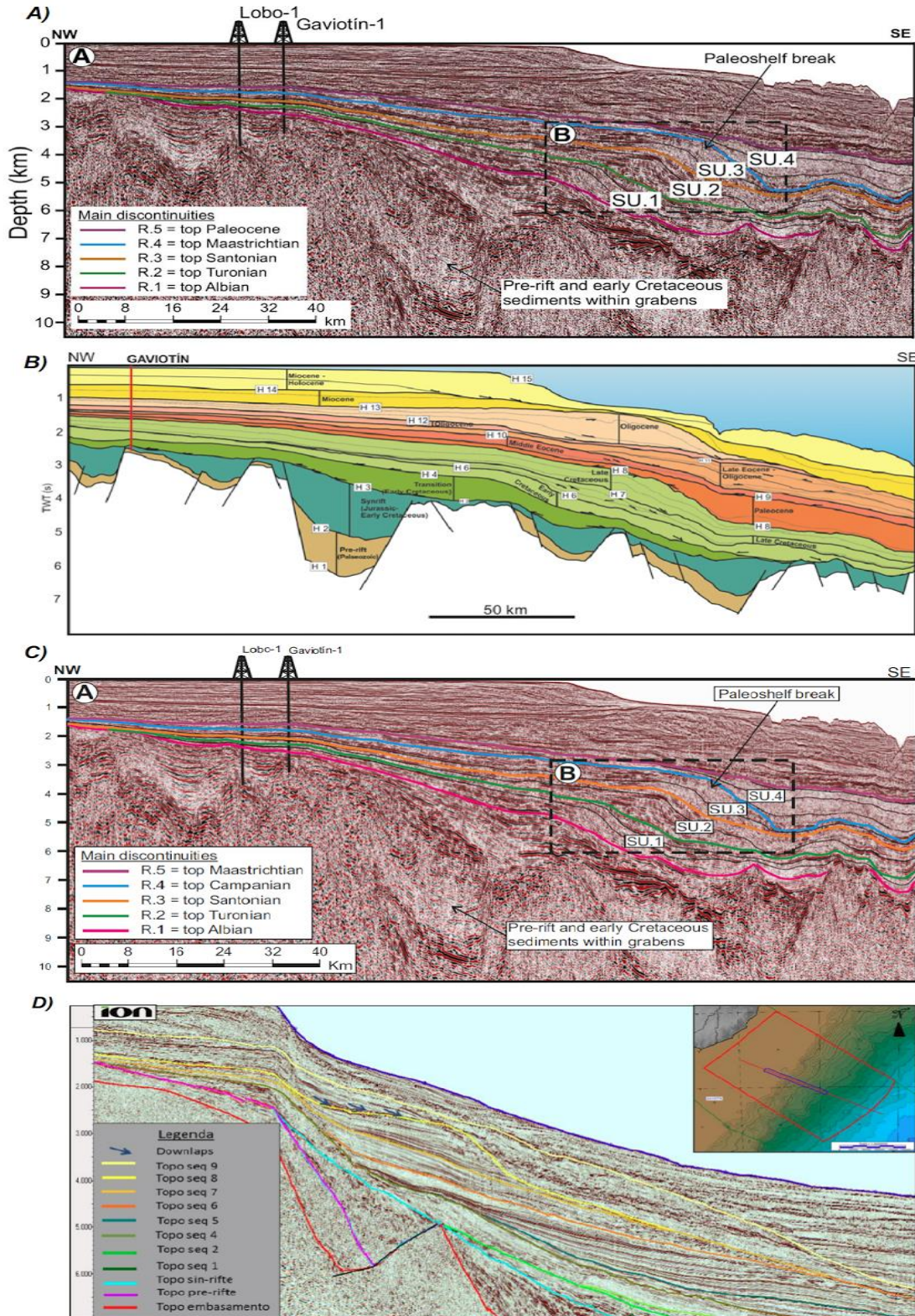


Figura 59: Secciones sísmicas *dip* del *offshore* uruguayo mostrando las diferentes edades para la base de la secuencia A en el margen continental uruguayo. A) R5 en Creaser *et al.* (2017); B) H9 en Morales (2013) C) R5 en Hernández Molina *et al.* (2015), D) Tope de la Seq 5 en Conti *et al.* (2017).

Posteriormente, se interpreta el desarrollo de un cortejo de sistemas transgresivo, con migración de la línea de costa en dirección al continente, en un contexto geológico en el que el aumento del nivel de base y la creación del espacio de acomodación exceden al aporte sedimentario, dando como resultado un patrón de apilamiento retrogradante. El aumento del nivel de base podría asociarse al Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (Miller *et al.* 1987, Kennett & Stott, 1991), el cual fue responsable de un ascenso en la temperatura media de 5°C. Este evento es atribuido a una intensa actividad volcánica oceánica y a la emisión masiva de dióxido de carbono por Kennett & Stott (1991).

Las facies sísmicas identificadas en este cortejo presentan buena continuidad, siendo posible interpretar una amplia distribución geográfica del ambiente depositacional y constancia de los procesos sedimentarios operantes (Mitchum *et al.* 1977a)

Los cortejos de nivel bajo y transgresivos identificados en este trabajo son coincidentes con el objeto de estudio de Turrini *et al.* (2017). Estos autores identificaron un Sistema de Fallas Poligonales (PFS) afectando al cortejo de sistemas transgresivo definido en este trabajo (Fig. 60). Basado en la forma que se transmiten las fallas en función de los diferentes tamaños de grano de las rocas, estos autores sugieren que el intervalo que aloja el PFS está dominado por depósitos de grano muy fino en el talud y fondo de cuenca, con ocurrencia de depósitos más gruesos en los sectores proximales y en la base del mismo (Fig. 61).

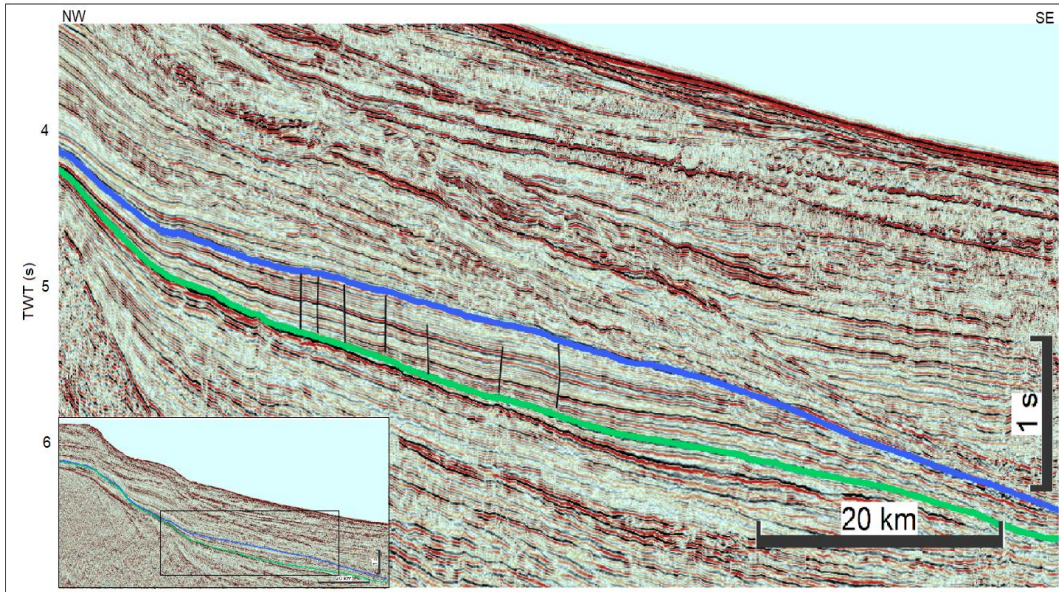


Figura 60: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas, donde se muestra el cortejo transgresivo de la Secuencia A con fallamiento.

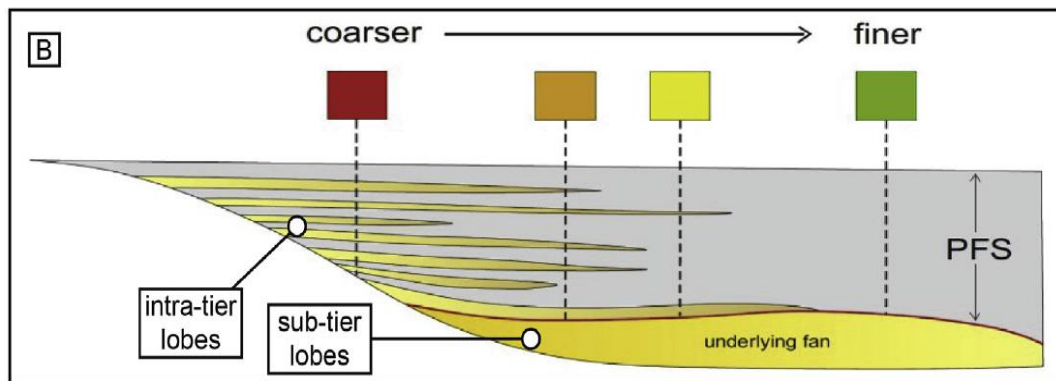


Figura 61: Modelo esquemático que muestra la distribución tentativa de los elementos deposicionales y las tendencias de tamaños de granos inferidas en el análisis geomorfológico sísmico para el paquete PFS. Tomado de Turrini *et al.* (2017).

La facies sísmica interpretada por estos autores como abanicos en la base del PFS es coincidente con el cortejo de sistemas de nivel bajo definido en este trabajo, siendo asimismo coherente su interpretación.

Por encima del cortejo de sistemas transgresivo se interpreta el desarrollo de un cortejo de sistemas de nivel alto. Este cortejo está caracterizado en el sector de plataforma por facies sísmicas representadas por clinofomas que varían de sigmoidales suaves a oblicuas. Sangree & Widmier (1974) asocian el primer tipo a energías depositacionales bajas y las segundas a energías

depositacionales más altas, lo que podría indicar progradación en aguas rasas, asociado a un nivel de base en ascenso a relativamente estacionario y a un aumento en el aporte sedimentario, lo cual se traduce en un aumento de la energía depositacional. Según Roksandic, (1978) estas facies se asocian al frente deltaico en un ambiente depositacional de delta. Lateralmente, hacia el sector distal de la cuenca, la potencia de los depósitos es baja y las facies sísmicas paralelas indican una energía depositacional relativamente uniforme, Roksandic (1978) atribuye estas características a un ambiente de prodelta.

La superficie limitante en el tope del cortejo de nivel alto es definida en este trabajo como una superficie basal de regresión forzada, identificada en el sector de plataforma y talud por cliniformas con terminaciones estratales en *offlap* por encima y por truncamientos por debajo en el sector distal. Por haber observado esos truncamientos en el sector distal de la cuenca, Morales (2013) define esa superficie como una discordancia (Fig. 59B). En este trabajo se le da un significado genético diferente a esa superficie, ya que a pesar de que la presencia de truncamientos es característico de las discordancias y no suele estar presente en otras superficies, Catuneanu (2006) establece que en determinados ambientes depositacionales la superficie basal de regresión forzada puede ser retrabajada por la acción de las olas o por corrientes marinas, afectando los depósitos subyacentes directos (Fig. 62), en este caso los depósitos de nivel alto y transgresivo.

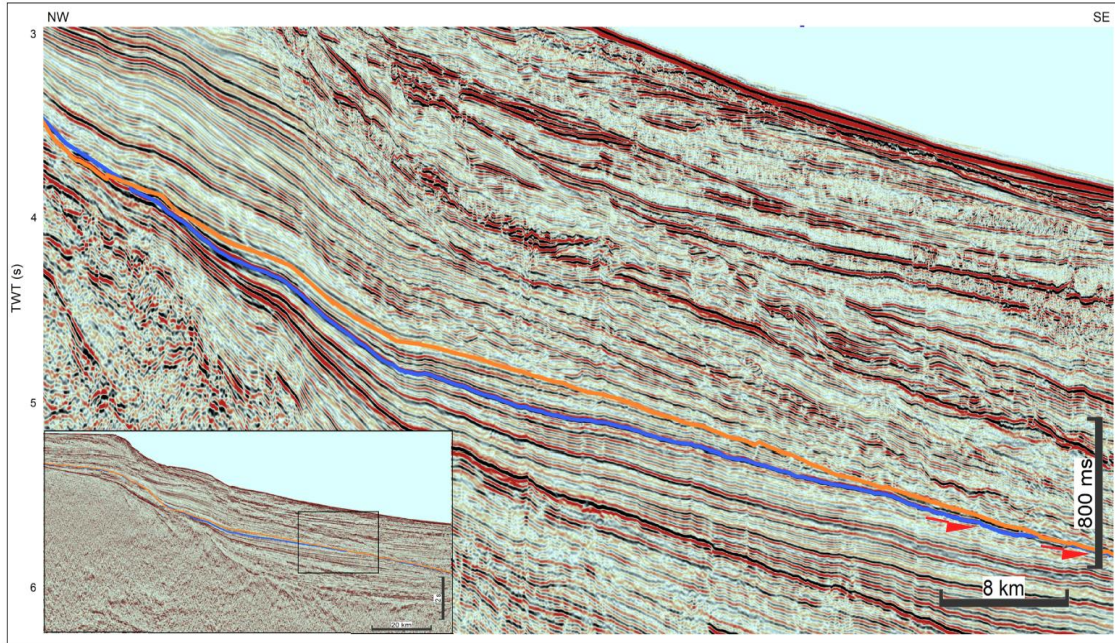


Figura 62: Sección sísmica *dip* en el sector distal de la Cuenca Pelotas donde se muestra la superposición de la superficie basal de regresión forzada (horizonte anaranjado) a la superficie transgresiva máxima (horizonte azul) y la generación de truncamientos.

Por encima del cortejo de nivel alto se interpreta la depositación del cortejo de sistemas de regresión forzada, asociado a un descenso del nivel de base, lo cual lleva a la formación de la discordancia en los sectores proximales de cuenca. Estos depósitos son interpretados como pertenecientes a un sistema de regresión forzada ya que presentan el desarrollo clinofomas en *offlap*, lo cual según Holz (2012) y Catuneanu *et al.* (2009, 2011) es diagnóstica del mismo. La presencia de clinofomas del tipo oblicua tangencial (más evidentes en la Cuenca Punta del Este), indica ambientes depositacionales de alta energía, los cuales son esperables en los sectores más proximales de este tipo de cortejos sedimentarios (Severiano Ribeiro, 2000; Mitchum *et al.* 1977a). Las diferencias en la configuración de las clinofomas entre las cuencas Puntas del Este y Pelotas, probablemente responde a la diferencia en el tipo de cuenca. Mientras que la Cuenca Punta del Este presenta menor gradiente y un sustrato de corteza continental, la Cuenca Pelotas, presenta mayor gradiente y un sustrato de corteza continental a oceánica.

Hacia el sector de pie de talud las facies sísmicas varían a formas monticulares o micro ondulaciones migrantes según Mitchum Jr. *et al.* (1977a), asociadas a depósitos turbidíticos. Hernández Molina *et al.* (2017) identifican estas formas monticulares como un campo de dunas generadas por corrientes de contorno marinas, en un contexto de alto aporte sedimentario (Fig. 63). El alto aporte sedimentario es coherente con la interpretación que se hace en este trabajo de este cortejo, en el que existe un importante descenso del nivel de base, con migración importante de la línea de costa hacia el mar, dejando expuesta y sometida a erosión importantes áreas continentales.

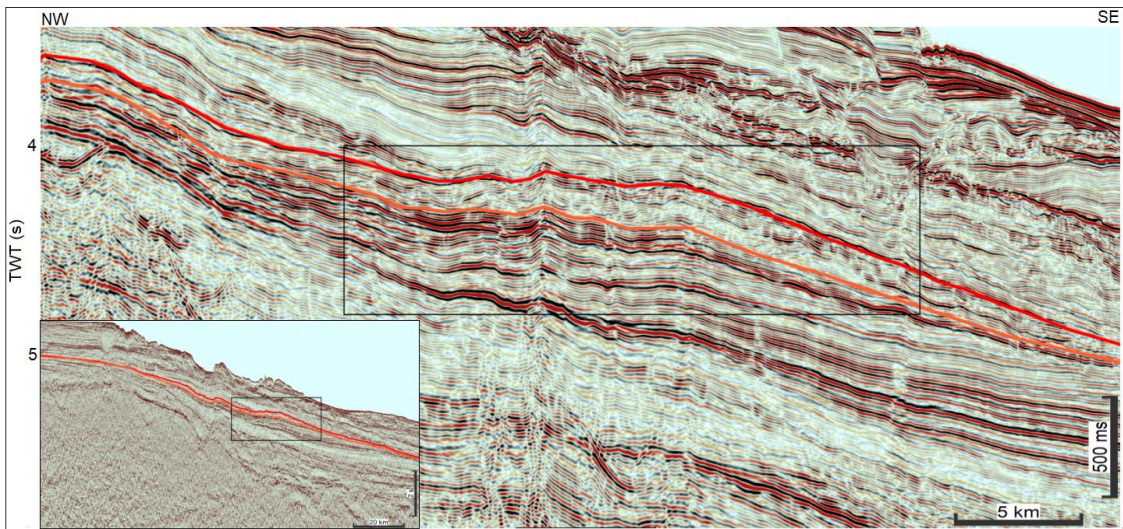


Figura 63: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este mostrando las ondulaciones migrantes según Mitchum *et al.* (1977a), interpretadas como un campo de dunas por Hernández Molina *et al.* (2017).

La discordancia superior S6, en este trabajo, es ubicada por encima de las clinofomas con patrón en *offlap* característicos de un descenso rápido del nivel de base, la cual es coincidente con el tope de la secuencia *postrift* 6 de Conti *et al.* (2017) en la Cuenca Pelotas (Fig. 59)

Por encima de esta discordancia se observan en la Cuenca Punta del Este *onlaps* costeros, los cuales se asocian a un aumento del nivel de base, con generación de espacio de acomodación, dando inicio a un nuevo ciclo de sedimentación, representado por la *Secuencia B*.

Esta secuencia preserva únicamente los registros correspondientes al cortejo de sistemas de nivel bajo, ubicándose en el sector de talud y pie de talud de la Cuenca Pelotas.

La trayectoria de la línea de costa de esta secuencia permite identificar un primer estadio donde la tendencia depositacional es dominada por un patrón progradante y luego, un estadio donde la tasa de agradación se incrementa con el tiempo. Esto permite caracterizar la trayectoria de la línea de costa como cóncava (Fig. 45).

Según Catuneanu *et al.* (2011) las trayectorias de líneas concávas hacia arriba se asocian a sistemas de regresión normal en un contexto de nivel bajo (Fig. 64).

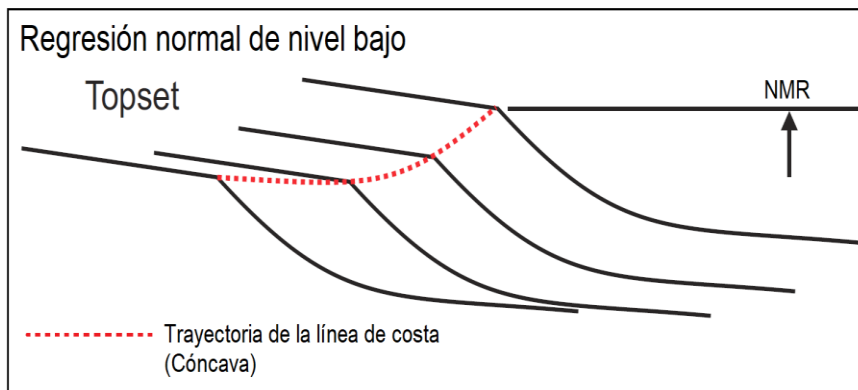


Figura 64: Patrón de apilamiento estratal del cortejo de regresión normal de nivel bajo. La tasa de progradación decrece con el tiempo mientras que la tasa de agradación se incrementa.

NMR: Nivel del mar relativo. Tomado de Catuneanu *et al.* (2011).

Las clinofomas presentes en la base de este cortejo son suaves y sigmoidales, lo cual según Roksandic (1978) indican un ambiente depositacional de baja energía y bajo aporte sedimentario. Esta interpretación es coherente con el estadio inicial de ascenso del nivel de base. Hacia la cuenca, lateralmente se asocian formas monticulares, las cuales según Mitchum *et al.* (1977a) son resultado de procesos sedimentarios turbidíticos asociados a abanicos de fondo de cuenca (Fig. 65).

Hacia el tope, las clinoformas pasan de geometrías sigmoidales a oblicuas, indicando aumento en la energía depositacional, asociado probablemente al aumento del aporte sedimentario (Severiano Ribeiro, 2000; Roksandic, 1978).

En el sector distal de Cuenca Punta del Este, se reconocen nuevamente depósitos monticulares y ondulaciones migrantes, que indican un segundo campo de dunas generadas por corrientes de contorno marinas y por el alto aporte sedimentario (Fig. 65), según Hernández Molina *et al.* (2017).

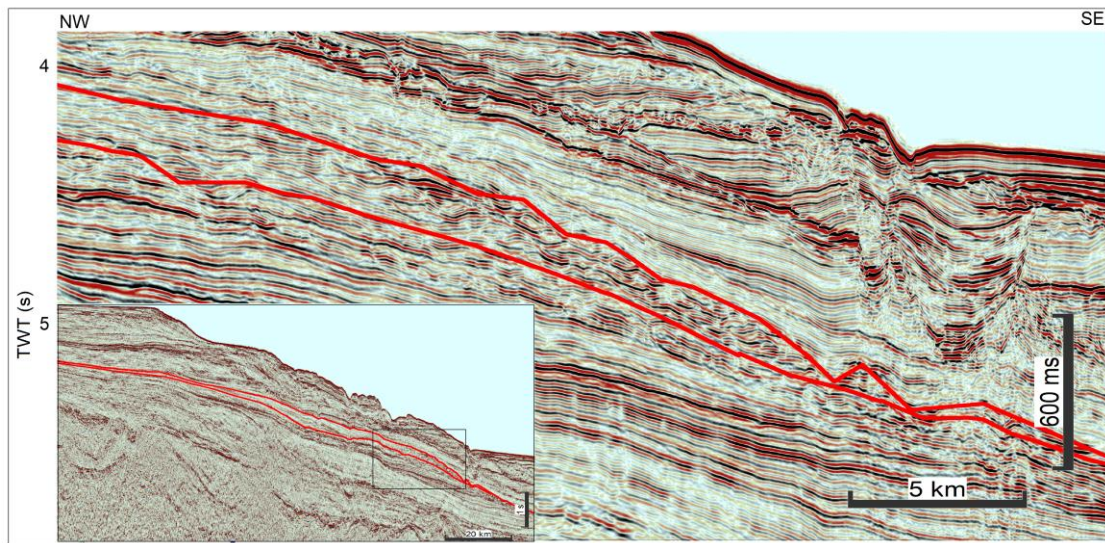


Figura 65: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Punta del Este donde se reconocen la segunda generación de dunas según Hernández Molina *et al.* (2017).

La discordancia superior de esta secuencia coincide con el horizonte 11 interpretado por Morales (2013) como límite de la secuencia *post rift* 7, mientras que Conti *et al.* (2017) atribuyen esta discordancia al tope de la secuencia depositacional 7 en la Cuenca Pelotas.

La base de la *Secuencia C* es definida principalmente por la identificación, en el sector central del margen uruguayo, de un lóbulo que presenta dislocamiento *downdip* y el inicio de la sedimentación en una posición más baja que la *Secuencia B*, lo cual indica un nuevo descenso del nivel de base y por tanto el registro de un nuevo ciclo sedimentario.

Los primeros depósitos de esta secuencia se asignan a un cortejo de sistemas de nivel bajo en virtud de los *onlaps* que se observan sobre el paleotalud, los cuales indican aumento del nivel de base. Este cortejo está caracterizado por clinoformas sigmoidales de escaso desarrollo, indicando baja energía depositacional (Roksandic, 1978) escaso aporte sedimentario.

Posteriormente, se interpreta la depositación de un cortejo transgresivo, con migración de la línea de costa hacia el continente, en respuesta a la generación de mayor espacio de acomodación

En este cortejo se subdividieron dos paquetes con atributos sísmicos levemente diferentes (Fig. 66).

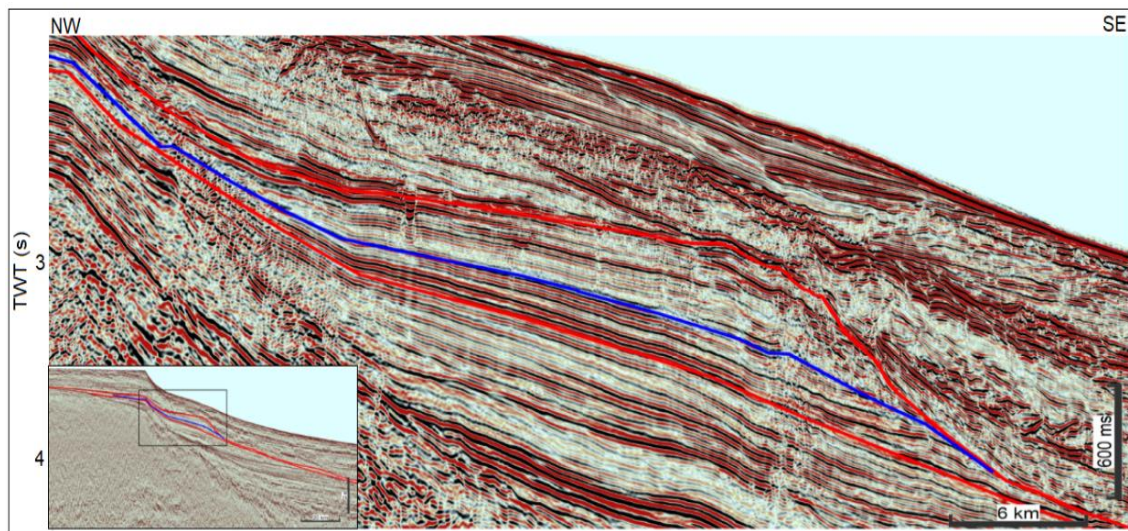


Figura 66: Sección sísmica *dip* de la Cuenca Pelotas mostrando variación de facies sísmicas dentro del cortejo transgresivo.

El conjunto de la base muestra mayor continuidad de los reflectores, lo que probablemente responda a una mayor uniformidad de las condiciones en el ambiente de sedimentación, pudiendo tener una interpretación análoga al cortejo transgresivo de la Secuencia A. Hacia el tope, la continuidad de los reflectores es menor y la amplitud decrece, infiriendo predominancia de una determinada litología y estabilidad en un ambiente de relativa mayor energía depositacional (Mitchum *et al.* 1977a), para el sector del borde de plataforma y el talud.

Finalmente, fueron identificadas en el tope de esta secuencia clinofomas con terminaciones en *offlap*, indicando una nueva migración de la línea de costa en dirección a la cuenca, con un descenso del nivel de base y la formación de una discordancia muy importante para el margen continental uruguayo, la cual erosiona gran parte de los registros subyacentes. Las clinofomas son interpretadas como pertenecientes a un cortejo de sistemas de regresión forzada, y evidencia un aumento en el aporte sedimentario y de la energía depositacional.

En esta secuencia no fue identificado un cortejo de sistemas de nivel alto, lo cual puede deberse a que el mismo no haya sido depositado debido a que la interacción entre aporte sedimentario y espacio de acomodación no hubiera sido favorable para su depositación o a que el mismo haya sido depositado en las áreas de plataforma y completamente erosionado por la discordancia superior.

Catuneanu *et al.* (2009) establecen que no es necesario que todos los cortejos de sistemas estén presentes en cada secuencia, ya sea porque la forma de la curva de nivel base no permitió la formación de uno o más cortejos de sistemas o debido a la erosión posterior.

El tope de esta unidad, la superficie S9, es identificada como base del Oligoceno Inferior, coincidente con el tope de la secuencia 8 para la Cuenca Pelotas identificada por Conti *et al.* (2017) y con el horizonte H12 de Morales (2013) en los sectores de plataforma.

9) Conclusiones

En el paquete sedimentario asignado al Eoceno en el margen continental uruguayo fueron mapeados 9 superficies estratigráficas, a las cuales se les asignó un significado genético en función de las terminaciones de los reflectores, patrón de apilamiento estratigráfico y configuración interna. Cuatro de estas superficies se corresponden con discordancias que limitan tres ciclos sedimentarios, materializados por secuencias depositacionales, denominadas de base a tope, A, B y C,

La secuencia A está integrada por un conjunto sedimentario de cuatro cortejos (regresión normal de nivel bajo y nivel alto, transgresivo y regresión forzada) conformando un ciclo completo de variación del nivel de base.

El registro de los depósitos de regresión normal de nivel bajo muestran un arreglo de facies caracterizado por reflectores paralelos de amplitud media que varían lateralmente en dirección a los sectores distales de cuenca a formas monticulares de menor amplitud.

El cortejo sedimentario transgresivo presenta una facies sísmica predominante integrada por reflectores paralelos a subparalelos, de continuidad marcada en todo el margen, amplitudes altas y configuración suavemente divergente.

El cortejo regresivo de nivel alto muestra una asociación de facies integrada, en el sector de plataforma, por clinofomas suaves a oblicuas tangenciales, y hacia los sectores distales por reflectores paralelos, de escaso desarrollo, que lateralmente pasan a geometrías monticulares.

El cortejo de sistemas de regresión forzada está conformado por lóbulos progradantes, con terminaciones estratales en *offlap*, en los sectores más proximales, y formas monticulares con característico doble *downlap* en los sectores distales.

En la secuencia intermedia, B, se reconoció únicamente el registro del

sistemas regresivo de nivel bajo, presentando un patrón de apilamiento estratigráfico progradante. En la misma, fueron identificadas dos asociaciones de facies sísmicas. En la base y en los sectores más proximales, se desarrollan clinofomas sigmoidales, que pasan lateralmente a formas monticulares con terminaciones en doble *downlap*. Hacia el tope, la geometría de las clinofomas varía de sigmoidales a oblicuas tangenciales y hacia las áreas más distales de la cuenca, nuevamente se identifican configuraciones monticulares. El cortejo de sistemas muestra en su conjunto una trayectoria de la línea de costa con concavidad hacia el tope.

La secuencia superior, C, está integrada por tres cortejos de sistemas depositacionales. El registro del sistema de nivel bajo se desarrolla únicamente en el sector más austral de la Cuenca Pelotas y comprende una facies sísmica caracterizada por clinofomas de geometría sigmoidal. El cortejo transgresivo se desarrolla en todo el margen uruguayo, presentando gran continuidad, y está integrado por dos facies sísmicas. En la base, las facies sísmicas se corresponden con reflectores paralelos, con altos contrastes de impedancia acústica; en tanto que hacia el tope disminuye el contraste de impedancia acústica. El último cortejo de sistemas depositacionales identificado, corresponde a depósitos de regresión forzada, caracterizado por el desarrollo de lóbulos, con arquitectura progradante y patrón de terminación estratal en *offlap*.

Para el intervalo sedimentario analizado el depocentro se ubica en el sector noreste del margen uruguayo, correspondiente a la Cuenca Pelotas y definen un margen retrogradante.

La caracterización y entendimiento de las unidades sísmicas realizada en este trabajo contribuye a incrementar el conocimiento estratigráfico de las cuencas sedimentarias del margen continental uruguayo, pudiendo ser utilizado como base para delinear modelos predictivos que auxilien en la exploración de

recursos energéticos.

10) Referencias bibliográficas

Almeida, F. D. (1967). Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Bol. 241, Div. Geol. Min., Dep. Nac. Prod. Min.

Allen, G. P., Posamentier, H.W., (1993). Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* 63,3,378–39

Blarez, E. (1986). La marge continentale de Côte d'Ivoire-Ghana: structure et évolution d'une marge continentale transformante (Doctoral dissertation)

Bozzano, G., Violante, R. A., & Cerredo, M. E. (2011). Middle slope contourite deposits and associated sedimentary facies off NE Argentina. *Geo-Marine Letters*, 31(5-6), 495-507

Brown Jr, L. F. (1980). Seismic stratigraphic interpretation and petroleum exploration. *Course Notes AAPG*, (16), 181p.

Bueno, G. V. (2004). Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro*, 12(2), 203-229

Bueno, G. V., Zacharias, A. A., Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Falkenheim, F. U.H.; Neto, M. A. (2007) M. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 551 – 559,

Cainelli, C., & Mohriak, W. U. (1999). Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes- Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 206-216.

Cainelli, C., & Mohriak, W. U. (1998). Geology of Atlantic eastern Brazilian basins. In *Brazilian Geology Part* (Vol. 2, p)...

Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., & Tucker, M. E. (2011). Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on stratigraphy*, 44(3), 173-245

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G... & Giles, K. A. (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 1-33

- Catuneanu, O. (2006). Principles of sequence stratigraphy. Elsevier
- Cesero, P. D., & Ponte, F. C. (1997). Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 11(1), 1-18.
- Chang, H.K.; Kowsmann, R.O.; Ferreira Figueiredo, A.M. & Bender, A.A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*. v.213, p. 97-138..
- Chang, K. H. (1975). Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America Bulletin*, 86(11), 1544-1552.
- Conti, B., de Jesus Perinotto, J. A., Veroslavsky, G., Castillo, M. G., de Santa Ana, H., Soto, M., & Morales, E. (2017). Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, offshore Uruguay. *Marine and Petroleum Geology*, 83, 1-25.
- Conti, B., (2015), Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, *Dissertação de Mestrado*, Universidade Estadual Paulista- RC (Brasil)
- Creaser, A., Hernández-Molina, F. J., Badalini, G., Thompson, P., Walker, R., Soto, M., & Conti, B. (2017). A Late Cretaceous mixed (turbidite-contourite) system along the Uruguayan Margin: Sedimentary and palaeoceanographic implications. *Marine Geology*, 390, 234-253,
- Daners., G., & Guerstein, R. (2004). Dinoflagelados del Maastrichtiense-Paleógeno en la Formación Gaviotín, Cuenca Punta del Este (No. 551.77 (899) CUE).
- Daners, G., de Santa Ana, H., & Veroslavsky, G. (2003). Paleozoico Superior en la plataforma continental uruguaya: evidencias geológicas y palinológicas [Upper Paleozoic in the Uruguayan margin: geological and palynological evidence]. In *XII Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología*. Buenos Aires, Argentina. *Resúmenes. Asociación Paleontológica Argentina, Buenos Aires, Argentina (Vol. 31)*.
- Daners, G., Guerstein, G. R., Amenábar, C. R., & Morales, E. (2017). Dinoflagelados del Eoceno Medio a Superior de las cuencas Punta del Este y Colorado, latitudes medias del Atlántico Sudoccidental. *Revista Brasileira de Paleontología*, 19(2), 283-302.

Dias, J. L., Sad, A. R. E., Fontana, R. L., & Feijó, F. J. (1994). Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), 235-245

Fisher, W. L., & McGowen, J. H. (1967). Depositional Systems in the Wilcox Group of Texas and Their Relationship to Occurrence of Oil and Gas (1)

Fontana, R.L. (1987), Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis. *Dissertação de Mestrado*, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais.

Fontana, R. L. (1996). Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Tese de Doutorado em Geociências*. Porto Alegre, RS, 2.

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(1-4), 46-67

Galloway, W. E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG bulletin*, 73(2), 125-142.

Garcia, S. F. M. (1999). Estudo tridimensional de efeitos da halocinese em margens passivas (Doctoral dissertation, *Dissertação de Mestrado*, Universidade Federal de Ouro Preto).

Goodlad, S. W., Martin, A. K., & Hartnady, C. J. H. (1982). Mesozoic magnetic anomalies in the southern Natal Valley. *Nature*, 295(5851), 686

Gouyet, S. (1988). Evolution tectono-sédimentaire des marges guyanaise et nord-brésilienne au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud (*Doctoral dissertation*).

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Agterberg, F. P., Bleeker, W., Cooper, R. A.,... & Lourens, L. (2004). *Rö hl. U.*, Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, NJ, Shields, GA, Strauss, H., Van Dam, J., Veizer, J., Van Kolfschoten, Th., Wilson, D.

Hansen, K. (1962). AH Bouma: Sedimentology of Some Flysch Deposits. A graphic approach to facies interpretation. *Elsevier Publishing Company*. Amsterdam, New York 1962. 168 p—. *Geografisk Tidsskrift*, 61.

Hastings, B. S., Posamentier, H. W., Wilbus, C. K., Kendall, C. G., Ross, C.

A., & Wagoner, J. V. (1988). Sea-level changes: an integrated approach (No. 551.462 SEA).

Hedberg, H. D. (1976). International Stratigraphic Guide.– Willey. *New York*

Henkel, S., Strasser, M., Schwenk, T., Hanebuth, T. J., Hüsener, J., Arnold, G. L., & Kasten, S. (2011). An interdisciplinary investigation of a recent submarine mass transport deposit at the continental margin off Uruguay. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(8)

Hernández-Molina, F. J., Soto, M., Piola, A. R., Tomasini, J., Preu, B., Thompson, P., & Paterlini, M. (2016). A contourite depositional system along the Uruguayan continental margin: sedimentary, oceanographic and paleoceanographic implications. *Marine Geology*, 378, 333-349.

Hernández-Molina, F. J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M. A., De Isasi, M., & Marshall, P. (2010). Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. *Marine and Petroleum Geology*, 27(7), 1508-1530

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

Holz, M. (2012). Estratigrafia de Sequências–Histórico, Princípios e Aplicações. Rio de Janeiro, editora Interciência.

Karner, G. D., & Driscoll, N. W. (1999). Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, 153(1), 11-40.

Kennett, J. P., & Stott, L. D. (1991). Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, 353(6341), 225.

Jackson, M. P., Cramez, C., & Fonck, J. M. (2000). Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 17(4), 477-498.

Martin, A. K., Goodlad, S. W., Hartnady, C. J. H., & Plessis, A. D. (1982). Cretaceous palaeopositions of the Falkland Plateau relative to southern Africa using Mesozoic seafloor spreading anomalies. *Geophysical Journal International*, 71(3), 567-579.

Miall, A. D. (1991). Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of Sedimentary Research*, 61(4).

Miller, K. G., Janecek, T. R., Katz, M. E., & Keil, D. J. (1987). Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography*, 2(6), 741-761.

Milani, E.J., Thomaz Filho, A., (2000). Sedimentary Basins of South America. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho, A., Campus, D.A., Tectonic Evolution of South America, *Edicao Especial do 31st International Geological Congress*, p. 389-449.

Mitchum Jr, R. M. (1985). Seismic stratigraphic expression of submarine fans: chapter 7.

Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., & Sangree, J. B. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.

Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R. & Thompson, S. (1977), Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *AAPG Memoir 26*, pp 53-97.

Mohriak, W.U., Rosendahl, B.R., Turner, J.P., Valente, S.C. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. (2003) In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), Volcanic rifted margins. Geological Society of America, p. 159-202. Special Paper 362.

Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J. L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., & Unternehr, P. (2005). Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project). *Geophysical Journal International*, 162(3), 793-810.

Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2), 1-37.

Morales, E., (2013), Evolução tectônica e estratigráfica das bacias da margem continental do Uruguai. *Tese de doutorado*. Universidade Estadual Paulista- RC (Brasil) 166 p.

Morales, E., Chang, H.K., De Santa Ana, H., Santos Correa, F., Veroslavsky, G., Migración de depocentros en las cuencas del Offshore del Uruguay. VI Congreso Uruguayo de Geología. Minas. Uruguay.

Morales, E., Chang, H. K., Soto, M., Corrêa, F. S., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., & Daners, G. (2017). Tectonic and stratigraphic evolution of the Punta del Este and Pelotas basins (offshore Uruguay). *Petroleum Geoscience*, 23(4), 415-426.

Moulin, M., Aslanian, D., & Unternehr, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2), 1-37.

De Oliveira Marinho, M. (1985). Le plateau marginal de Guinée: transition entre atlantique central at atlantique equatorial(Doctoral dissertation).

Paton, D. A., Di Primio, R., Kuhlmann, G., Van Der Spuy, D., & Horsfield, B. (2007). Insights into the petroleum system evolution of the southern Orange Basin, South Africa. *South African Journal of Geology*, 110(2-3), 261-274.

Payton, C. E. (Ed.). (1977). Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration (Vol. 26, pp. 1-516). Tulsa, OK: *American Association of Petroleum Geologists*.

Pérez Panera, Juan & Lovecchio, Juan & Ronchi, D.I. & Angelozzi, Gladys & Calvo Marcilese, Lydia & Tórtora, Leonardo & Calaramo, Norberto & Kress Frieling, P.R.. (2016). Bioestratigrafía y Reconstrucción Paleoambiental de las cuencas del Salado y Punta del Este en el lapso Maastrichtiano - Mioceno. VI *Jornadas de Geociencias – “Compartiendo Geociencias, Impulsando Comunidades”*

Plint, A. G. (1996). Marine and nonmarine systems tracts in fourth-order sequences in the Early-Middle Cenomanian, Dunvegan Alloformation, northeastern British Columbia, Canada. *Geological Society, London, Special Publications*, 104(1), 159-191.

Ponte, F. C., & Asmus, H. E. (1976). The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de*

Ciências, 48(Suplemento).

Posamentier, H. W., & Allen, G. P. (1993). Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland, ramp-type basins. *Geology*, 21(5), 455-458.

Posamentier, H. W., & Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models.

Posamentier, H. W., & Allen, G. P. (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications (Vol. 7). Tulsa: *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*.

Rabinowitz, P. D., & LaBrecque, J. (1979). The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B11), 5973-6002.

Rabinowitz, P. D., Cande, S. C., & LaBrecque, J. L. (1976). Falkland escarpment and Agulhas Fracture Zone-boundary between oceanic and continental margins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, 241-251.

Raggio, F. Gerster, R. y H. Welsink, (2011). Cuencas del Salado y Punta del Este. En Kozlowski, E., Legarreta, L., Boll, A. y Marshall, P. (eds.) Simposio Cuencas Argentinas. *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, IAPG, Mar del Plata, 81-96

Roksandić, M. M. (1978). Seismic facies analysis concepts. *Geophysical Prospecting*, 26(2), 383-398.

Rossello, E. de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2000). El lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. *Revista Brasileira de Geociências*. v30, Nº4, p. 749-756.

Sangree, J. B., & Widmier, J. M. (1974). Interpretation of depositional facies from seismic data: Continuing Education Symposium. *Geophysical Society of Houston*.

Severiano Ribeiro, H. J. P. (2001). Estratigrafia de seqüências, fundamentos e aplicações. *São Leopoldo: Editora Unisinos*, 428p.

Sloss, L. L. (1949). Integrated facies an analysis. In *Sedimentary facies in geologic history: conference at meeting of the Geological Society of America held in New York, New York, November 11, 1948* (Vol. 39, p. 91). Geological

Society of America.

Sloss, L. L. (1963). Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74(2), 93-114.

Soto, M., Morales, E., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Ucha, N., & Rodríguez, P. (2011). The continental margin of Uruguay: Crustal architecture and segmentation. *Marine and Petroleum Geology*, 28(9), 1676-1689.

Soto, M., Morales, E., Hernández Molina, F.J., Veroslavsky, G., Tomasini, J., & De Santa Ana, H., (2014). Procesos sedimentarios en el talud continental de Uruguay: una síntesis actualizada. Pp 197-210. In Goso, C. (ed). *Problemáticas de los ambientes costeros. Sur de Brasil, Uruguay y Argentina. 2da Edición. DIRAC. Fac. Ciencias.*

Stoakes, F. A., Campbell, C. V., Cass, R., & Ucha, N. (1991). Seismic Stratigraphic Analysis of the Punta Del Este Basin, Offshore Uruguay, South America (1). *AAPG Bulletin*, 75(2), 219-240.

Turrini, L., Jackson, C. A., & Thompson, P. (2017). Seal rock deformation by polygonal faulting, offshore Uruguay. *Marine and Petroleum Geology*, 86, 892-907.

Ucha, N., De Santa Ana, H., Veroslavsky, G. (2004). La Cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburífero. Pp. 173- 192. in Veroslavsky, G., Ubilla, M., & Martínez, S., (eds) *Cuencas Sedimentarias del Uruguay.: Geología, Paleontología y Recursos Naturales- Mesozoico, DIRAC, Montevideo.*

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M., & Rahmanian, V. D. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies.