

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA URUGUAY

Universidad de la República

Facultad de Ciencias

Trabajo Final de Grado Licenciatura en Geología

Estratigrafía del Cretácico *postrift* en la Cuenca Punta del Este (*offshore de Uruguay*)

Marcos Sequeira Collazo Tutora: Dra. Ethel Morales

Montevideo, Uruguay

Agradecimientos

En primer lugar, quería agradecer enormemente a Ethel por haberme brindado la oportunidad de haber trabajado junto a ella. Por tu tiempo, dedicación y buena onda para con el alumno, y por sobre todo por tu pasión por la Geología y la Estratigrafía principalmente, la cual transmitís enormemente desde los cursos de grado. Fue un enorme privilegio haber recibido todas tus enseñanzas. Muchas gracias por transmitir todo eso Ethel.

Por otro lado, a Micaela por ser mi principal fuerza de apoyo en la realización del presente trabajo. Por ser mi pareja, mi amiga y mi mayor compañera, sobre todo.

A mi familia, a Mamá y Papá por haberme facilitado poder estudiar y apoyarme en todos mis proyectos, cuando no tenía ni idea para donde arrancar. A Joaco y Lucas por el apoyo de siempre a pesar de los chistes sobre los nombres geológicos.

De la facultad, principalmente al Facu y Juanpe por haberme regalado momentos hermosos en esta carrera y por llevarme dos enormes amistades. A Belén por toda la ayuda con *Kingdom* y con la bibliografía, y por su trabajo final de grado el cual fue guía importante para el presente estudio.

Gracias a ANCAP por haber brindado los datos.

Por último, a la Geología por haber encontrado en ella una pasión de la cual nunca hubiera imaginado, y por la cual amo levantarme a trabajar todos los días.

A todos, muchísimas gracias!!!

<u>Resumen</u>

La Cuenca Punta del Este, ubicada en el margen continental uruguayo, presenta su génesis asociada a los procesos de fragmentación de Gondwana Occidental y posterior apertura del Atlántico Sur, iniciados en el Jurásico Medio. En este trabajo se realizó un análisis estratigráfico del intervalo sedimentario correspondiente al postrift de edad Cretácica de esta cuenca, a través de la interpretación de secciones sísmicas 2D. Siete secuencias depositacionales fueron definidas para el intervalo de estudio, separadas por ocho discordancias subaéreas y sus superficies de conformidad correlativas. Las secuencias A y G están integradas por un único cortejo transgresivo, la secuencia D por un único cortejo de regresión forzada; mientras que las secuencias B, C, E y F están integradas por un cortejo de nivel bajo en la base y un cortejo de regresión forzada al tope. En su conjunto, las secuencias depositacionales cretácicas representan una intensa progradación de los sistemas depositacionales hacia el mar, con dirección NW – SE y WSE – ENE para el Cretácico Inferior y NW-SE para el Cretácico Superior. La sedimentación del período Cretácico en la Cuenca Punta del Este presenta dos importantes depocentros, ubicados hacia el SW y E de la misma, controlados por los altos Norte, Sur y del Polonio y delimitados por el Sistema de Transferencia del Río de la Plata. El depocentro ubicado al SW se desarrolla en ambientes de plataforma, talud y pie de talud; mientras que el depocentro ubicado al E se desarrolla en ambientes distales. Adicionalmente, se caracterizaron dos sistemas petroleros especulativos en cada uno de los depocentros.

Índice de contenidos

1.	Intr	oducc	ión	10	
	1.1.	Obje	tivos	11	
	1.1.	1. (Dbjetivo general	11	
	1.1.	2. (Objetivos específicos	11	
	1.2.	Local	ización del área de estudio	12	
	1.3.	Cont	exto geológico	13	
	1.3.	1. I	Vargen atlántico	13	
	1.3.	2. I	Margen continental uruguayo	19	
	1.3.	3. (Cuenca Punta del Este	21	
	1.3.	4. I	Potencial exploratorio de la Cuenca Punta del Este	26	
2.	Mat	teriale	s y métodos	28	
	2.1.	Base	de datos	28	
	2.2.	Meto	odología	29	
	2.2.	1. I	Estratigrafía de Secuencias	30	
	2.2.	2. I	Breve reseña histórica	30	
	2.2.	3. (Conceptos fundamentales de la Estratigrafía de Secuencias	33	
	2	.2.3.1.	Facies	34	
	2	.2.3.2.	Sistema depositacional	36	
	2	.2.3.3.	Cortejo de sistemas depositacionales	37	
	2	.2.3.4.	Secuencia depositacional	45	
3. Resultados					
	3.1.	Secu	encia A	53	
	3.1.	1. (Cortejo Transgresivo	55	
	3.2.	Secu	encia B	56	
	3.2.	1. (Cortejo de regresión de nivel bajo	57	
	3.2.	2. (Cortejo de regresión forzada	59	
	3.3.	Secu	encia C	61	
	3.3.	1. (Cortejo de regresión normal de nivel bajo	62	
	3.3.	2. (Cortejo de regresión forzada	64	
	3.4.	Secu	encia D	66	
	3.4.	1. (Cortejo de regresión forzada	68	
	3.5.	Secu	encia E	69	
	3.5.	1. (Cortejo de regresión normal de nivel bajo	70	
	3.5.	2. (Cortejo de regresión forzada	73	

3	8.6. Sec	uencia F	. 74
	3.6.1.	Cortejo de sistema de nivel bajo	76
	3.6.2.	Cortejo de sistema de regresión forzada	. 78
3	8.7. Sec	uencia G	. 79
	3.7.1.	Sistema de cortejo transgresivo	81
4.	Discusión y conclusiones		82
5.	Bibliogr	afía	. 94

Índice de figuras

Figura 1: Mapa batimétrico del margen continental uruguayo indicando la ubicación del área de estudio12					
Figura 2: Mapa estructural del Océano Atlántico sur. Tomada de Moulin <i>et al.</i> (2005). 					
Figura 3: Modelo esquemático de la evolución geodinámica del Atlántico Sur. Modificado de Cainelli & Mohriak (1999) <i>apud.</i> Conti (2015)					
Figura 4: Mapa geológico del MCU mostrando las cuencas <i>offshore</i> y <i>onshore</i> , altos estructurales y sistemas de transferencias. Tomado de Morales <i>et al.</i> , (2017 <i>a</i>) (modificado de Soto <i>et al.</i> , 2011)					
Figura 5: Sección sísmica <i>dip</i> interpretada con discordancias y secuencias definidas por Morales (2013) para la Cuenca Punta del Este. Tomado de Morales <i>et al.</i> (2017 <i>a</i>) 23					
Figura 6: Columnas estratigraficas para la Cuenca Punta del Este según: A) Stoakes <i>et al.</i> (1991); B) Ucha <i>et al.</i> (2004); C) Morales <i>et al.</i> (2017 <i>a</i>)					
Figura 7: Base de datos utilizada en el presente trabajo indicando ubicación de pozos					
Figura 8: Árbol genealógico de la estratigrafía de secuencias. Tomado de Catuneanu (2006) (modificado de Donovan, 2001)					
Figura 9: Tipos de patrones de configuración de facies sísmicas. Tomado de Severiano Ribeiro (2000) (modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977)					
Figura 10: Tipos de terminaciones estratales. Tomada de Catuneanu (2006)					
Figura 11: Ubicación de las superficies estratigráficas en función de los principales eventos durante un ciclo completo de ascenso y descenso del nivel de base. Modificado de Catuneanu (2006)					
Figura 12: Principales procesos y sus productos depositacionales durante el cortejo de sistema de nivel alto. Tomado de Catuneanu (2006)					
Figura 13: Principales procesos y sus productos depositacionales durante el cortejo de sistema de regresión forzada durante: A- etapa temprana; y B- etapa tardía. Tomado de Catuneanu (2006)					
Figura 14: Principales procesos y sus productos depositacionales durante el cortejo de sistema de nivel bajo. Tomado de Catuneanu (2006)					
Figura 15: Principales procesos y sus productos depositacionales durante el cortejo de sistema transgresivo durante: A- etapa temprana; y B- etapa tardía. Tomado de Catuneanu (2006)					
Figura 16: Evolución y arquitectura regional de las secuencias depositacionales, los cortejos de sistemas y las superficies estratigráficas durante un ciclo de ascenso y descenso del nivel de base. 1- Cortejo de sistema de nivel alto indicando agradación y baja tasa de progradación con clinoformas proximales; 2- Cortejo de sistema de					

regresión forzada indicando fuerte progradación con clinoformas en offlap; 3- Cortejo de sistema de nivel bajo indicando agradación y baja tasa de progradación, evidenciando clinoformas de borde de plataforma; 4- Cortejo de sistema transgresivo con patrón retrogradante a agradante. Abreviaciones: e-FR: early forced regression; I-FR: late forced regression; e-T: early transgression; I-T: late transgression. Tomado de Catuneanu Figura 18: Sección sísmica *dip* indicando las 7 secuencias depositacionales mapeadas. Figura 19: Mapa de isópacas en TWT (s) para el período Cretácico en la Cuenca Punta del Este indicando los dos depocentros (DP1 y DP2) y altos estructurales. En línea roja Figura 20: Sección sísmica dip (A – A') con las superficies mapeadas indicando ubicación Figura 21: Sección sísmica dip (B – B') con las superficies mapeadas indicando ubicación Figura 23: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S2...... 54 Figura 24: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia A. Figura 25: Sección sísmica dip de la secuencia A indicando las terminaciones estratales junto a la evolución de la línea de costa en flecha azul (Tr = rojo, Ol = azul, línea continua Figura 26: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S4...... 56 Figura 28: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de nivel bajo de la secuencia B. .. 58 Figura 29: Sección sísmica dip del cortejo de nivel bajo de la secuencia B indicando las terminaciones estratales (Tr =rojo, línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada). 58 Figura 30: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de regresión forzada de la secuencia B......59 Figura 31: Sección sísmica dip del cortejo regresivo forzado de la secuencia B indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa en flecha azul (Tr = rojo, *Off* = amarillo, *DI* = verde, doble *DI* = naranja, línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea punteada negra = límite clinoformas)......60 Figura 33: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia C indicando con línea punteada Figura 34: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de nivel bajo de la secuencia C. .. 63

Figura 35: Sección sísmica <i>dip</i> del cortejo de nivel bajo de la secuencia C indicando las terminaciones estratales (Tr = rojo, línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada)
Figura 36: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de regresión forzada de la secuencia C64
Figura 37: Sección sísmica <i>dip</i> del cortejo regresivo forzado de la secuencia C indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa con flecha azul (Tr = rojo, <i>Off</i> = amarillo, <i>DI</i> = verde, doble <i>DI</i> = naranja, línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea punteada negra = límite clinoformas)
Figura 38: Sección sísmica <i>strike</i> del cortejo de regresión forzada de la secuencia C indicando estructuras sigmoidales (Tr = rojo, <i>OI</i> = azul, línea continua roja = discordancia, línea punteada amarilla = límite sismofacies sigmoidales)
Figura 39: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S7 67
Figura 40: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia D
Figura 41: Sección sísmica <i>dip</i> de la secuencia D indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa con flecha azul (Tr = rojo, <i>Off</i> = amarillo, <i>DI</i> = verde, doble <i>DI</i> = naranja, línea continua roja = discordancia, línea punteada negra = límite clinoformas)
Figura 42: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S9 69
Figura 43: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia E indicando altos estructurales.
Figura 44: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de nivel bajo de la secuencia E 71
Figura 45: Sección sísmica <i>dip</i> del cortejo de nivel bajo en la base y el regresivo forzado al tope de la secuencia E indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa con flecha azul (Tr = rojo, <i>Off</i> = amarillo, <i>Dl</i> = verde, Doble <i>Dl</i> = naranja, línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea punteada negra = límite clinoformas)72
Figura 46: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de regresión forzada de la secuencia E
Figura 47: Sección sísmica <i>dip</i> indicando las sismofacies distales de macro ondulas correspondientes al cortejo regresivo forzado de la secuencia E (Tr = rojo, <i>OI</i> = azul, línea continua roja = discordancia, línea punteada amarilla = límite estructuras de macro ondulas)
Figura 48: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S11
Figura 49: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia F indicando los dos altos estructurales
Figura 50: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de nivel bajo de la secuencia F 76
Figura 51: Sección sísmica <i>dip</i> de la secuencia F con el cortejo de nivel bajo a la base y el regresivo forzado al tope indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa con flecha azul (Tr = rojo, <i>Off</i> = amarillo, <i>Ol</i> = azul, doble <i>Dl</i> = naranja,

línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea punteada negra = límite clinoformas).
Figura 52: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de regresión forzada de la secuencia F
Figura 53: Sección sísmica <i>dip</i> indicando las sismofacies distales monticulares del cortejo regresivo forzado de la secuencia F (<i>OI</i> = azul, doble <i>DI</i> = naranja, línea continua roja = discordancia, línea punteada amarilla = límite estructuras monticulares)
Figura 54: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S12 80
Figura 55: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia G
Figura 56: Sección sísmica <i>dip</i> de la secuencia G indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa con flecha azul (Tr = rojo, <i>Ol</i> = azul, línea continua roja = discordancia)
Figura 57: Sentido de paleodrenaje para el Cretácico Temprano y Tardío, indicando los principales controles por altos estructurales
Figura 58: Patrón de apilamiento regresivo forzado relacionada a una evolución de la línea de costa progradante con caída. Tomado de Catuneanu <i>et al.</i> (2011)
Figura 59: Patrón de apilamiento regresivo de nivel bajo relacionada a una evolución de la línea de costa de progradante a agradante. Tomado de Catuneanu <i>et al.</i> (2011) 87
Figura 60: Tramo Maastrichtiense – Paleógeno en el pozo Gaviotín indicando edades, litologías y ambiente sedimentario. Tomado de Daners & Guerstein (2004)
Figura 61: Sección sísmica <i>dip</i> indicando roca generadora (G) según los antecedentes, roca reservorio (R), roca sello local (SL?) y secuencias interpretadas (línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea continua negra = fallas, línea punteada amarilla = límite reservorios)
Figura 62: Sección sísmica <i>strike</i> indicando roca generadora (G), roca reservorio (R), roca sello local (SL?) y secuencias interpretadas (línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea continua negra = fallas, línea punteada amarilla = límite reservorios)
Figura 63: Ampliación de recuadro A indicado en la figura 62, observando el reservorio de la secuencia D asociado a anomalías de amplitud al tope de la estructura, con posible <i>"sealing"</i> por fallas hacia los márgenes
Figura 64: Litologías dominantes en un sistema de progradación de frente deltaico. Tomado de Holz (2012)
Figura 65: Sección sísmica <i>dip</i> indicando roca generadora (G), roca reservorio (R), roca sello (S) y secuencias interpretadas (línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea continua negra = fallas, línea punteada amarilla = límite reservorios)
Figura 66: Sección sísmica <i>strike</i> indicando roca generadora (G), roca reservorio (R), roca sello (S), roca sello (SL) y secuencias interpretadas (línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea continua negra = fallas, línea punteada amarilla = límite reservorios)

1. Introducción

En el margen continental uruguayo se ubican tres cuencas sedimentarias, denominadas: Cuenca Punta del Este, Cuenca Pelotas y Cuenca Oriental del Plata. Estas cuencas presentan su génesis asociada a los procesos que llevaron a la fragmentación del supercontinente Gondwana Occidental y posterior apertura del océano Atlántico (Heine *et al.*, 2013; Ucha *et al.*, 2004; Rabinowitz & LaBrecque, 1979; Almeida, 1967).

En la última década, el margen continental uruguayo (MCU) ha registrado la mayor actividad exploratoria de hidrocarburos de la historia del país, con la adquisición de datos sísmicos 2D y 3D de calidad y la realización de un pozo exploratorio en aguas ultra profundas de la porción uruguaya de la Cuenca Pelotas.

Esta situación ha propiciado un incremento en la cantidad y calidad de datos disponibles para el estudio del MCU, lo que ha resultado en un mejor entendimiento de su historia tectónica y estratigráfica. Entre los trabajos más relevantes de los últimos años que han contribuido al conocimiento del MCU se destacan los de Chauvet *et al.* (2021); Conti *et al.* (2017); Creaser *et al.* (2017); Hernández Molina *et al.* (2017, 2016); Morales *et al.* (2017*a*); Conti (2015) y Morales (2013), entre otros.

El presente trabajo constituye el último requisito curricular de la Licenciatura en Geología (Facultad de Ciencias – UdelaR) y pretende contribuir al conocimiento de la estratigrafía de la Cuenca Punta del Este. El intervalo sedimentario correspondiente al período Cretácico es conocido solamente a escala de secuencias depositacionales, a partir del trabajo de Morales (2013); por lo cual, es necesario realizar un estudio a escala de sistemas de cortejos depositacionales para alcanzar un mayor conocimiento del mismo.

Asimismo, la caracterización de la estratigrafía con un mayor grado de detalle, como la realización de mapas de contorno estructural e isópacas, permitirá inferir los principales controles depositacionales para el intervalo sedimentario de estudio, así como los elementos de posibles sistemas petroleros especulativos.

Vale destacar que la Cuenca Punta del Este resulta de particular interés ya que representa el área de depocentro del MCU para el período Cretácico (Morales *et al.*, 2017*a*, 2010) y, asimismo, el intervalo sedimentario cretácico *postrift* es el que revela mayor potencial para contener sistemas petroleros (Morales *et al.*, 2020).

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Caracterización y análisis del relleno sedimentario correspondiente al Cretácico *postrift* en la Cuenca Punta del Este (*offshore* de Uruguay).

1.1.2. Objetivos específicos

- 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 analizado.
- Definir posibles elementos de sistemas petrolíferos especulativos para las unidades estratigráficas definidas.

1.2. Localización del área de estudio

El área de estudio se corresponde con la Cuenca Punta del Este y comprende el sector del margen continental uruguayo ubicado aproximadamente entre las latitudes 35ºS y 37ºS y las longitudes 52ºW y 56ºW.

Constituye un área de aproximadamente 31.000 Km², la cual presenta batimetrías que oscilan entre menos de 50 y poco más de 3.000 m (Fig. 1).



Figura 1: Mapa batimétrico del margen continental uruguayo indicando la ubicación del área de estudio.

1.3. <u>Contexto geológico</u>

1.3.1. Margen atlántico

La apertura del océano Atlántico y la formación de cuencas sedimentarias en ambos márgenes pasivos son resultado de los procesos tectónicos extensionales que fragmentaron asincrónicamente al paleocontinente Gondwana Occidental (África y Sudamérica) hacia el Jurásico Medio. El modelo de apertura es de tipo "*zipper*" o cremallera, de Sur a Norte, a través de zonas de *rifting*, siendo la sutura Pan-Africana la discontinuidad principal a través de la cual se inició la fragmentación (Moulin *et al.*, 2010; Jackson *et al.*, 2000).

Según diversos autores, el margen atlántico puede subdividirse en varios segmentos ligados a procesos y evoluciones geotectónicas diferentes. Por un lado, según el mecanismo tectónico dominante, Milani & Thomaz Filho (2000) lo dividen en tres segmentos denominados de Norte a Sur: a) Segmento Extensional (Atlántico Central), b) Segmento Transformante (Atlántico Ecuatorial) y 3) Segmento extensional (Atlántico Sur). Por otra parte, según datos gravimétricos, Moulin et al. (2010, 2005) dividen al océano Atlántico Sur en cuatro segmentos, denominados de Norte a Sur: a) Ecuatorial, limitado al Norte por la Zona de Fractura Marathon y al Sur por la Zona de Fractura Romanche y Chain; b) Central, entre el la Zona de Fractura de Romanche y la Zona de Fractura Walvis/Rio Grande al Sur (WRGFZ) ; c) Austral, limitado al Norte por la WRGFZ y al Sur por la Zona de Fractura Falkland-Agulhas (FAFZ); y d) Falkland, al Sureste de la FAFZ (Fig. 2). Cada segmento posee una evolución geotectónica diferente lo que definirá configuraciones e historias geológicas distintas para las cuencas desarrolladas en cada uno de ellos. Asimismo, según Moulin et al. (2005), sería imposible reconstruir la unión de los segmentos Falkland y Austral con los segmentos Ecuatorial y Central, sin la inferencia de procesos de deformación intraplaca (en la Placa Sudamericana y/o la Placa Africana).



Figura 2: Mapa estructural del Océano Atlántico sur. Tomada de Moulin et al. (2005).

El segmento Falkland inició su apertura hacia los 134 Ma según anomalías magnéticas halladas en Natal Valley (Sureste de Sudáfrica), con una rotación de Sudamérica con respecto a África como posible evolución paleogeográfica (Goodlad *et al.*, 1982; Martin *et al.*, 1982; Rabinowitz *et al.*, 1976).

En el segmento Austral, la formación de corteza oceánica comenzó hacia el Cretácico Temprano, desde los 134 a 130 Ma, según las anomalías magnéticas M9 y M7 (Moulin *et al.*, 2010; Gradstein *et al.*, 2004). Se caracteriza por presentar cuñas de reflectores buzantes hacia el mar (*Seaward Dipping Reflectors* – SDRs) que indican un importante vulcanismo asociado a la apertura de este segmento en ambos márgenes (Soto *et al.*, 2011; Franke *et al.*, 2007; Jackson *et al.*, 2000; Hinz, 1981). Los SDRs se corresponden con estructuras generales convexas hacia arriba y patrones de reflexión internos divergentes hacia el mar (Soto *et al.*, 2011; Franke *et al.*, 2007; Hinz, 1981). Su génesis es aún debatida, indicando condiciones de volcanismo subacuático (Franke *et al.*, 2007) o flujos de basaltos subaéreos cercanos al nivel del mar (Jackson *et al.*, 2000; Hinz *et al.*, 1999). Su reconocimiento ha sido de gran importancia para definir el límite corteza oceánica - corteza continental, así como para subdividir el segmento en diferentes bloques limitados por discontinuidades (Soto *et al.*, 2011; Franke *et al.*, 2007). La ocurrencia de dislocamientos de SDRs permitió definir sistemas de transferencias que controlaron inicialmente la evolución geotectónica de las cuencas *offshore*, y que se corresponden a lineamientos crustales o discontinuidades en la arquitectura del margen, asociadas a antiguas zonas de debilidad (Franke *et al.*, 2007).

El segmento Central presenta grandes depósitos evaporíticos de edad Aptiana (Cainelli & Mohriak, 1999; Asmus & Ponte, 1979). No se reconocen lineamientos magnéticos que indiquen la expansión del fondo oceánico, deduciéndose que la propagación comenzó después del Barremiano durante el momento de quietud magnética en el Cretácico Temprano (Moulin *et al.*, 2010; Moulin *et al.*, 2005). La presencia de depósitos evaporíticos en las cuencas de ambos márgenes de este segmento es de gran importancia ya que definen una tectónica salina por diapirismo, permitiendo el entrampamiento de importantes volúmenes de hidrocarburos (Cainelli & Mohriak, 1999). Estas cuencas salinas están ausentes al Sur de la Dorsal Walvis-Rio Grande, propiciando una evolución distinta en el segmento Austral (Moulin *et al.*, 2005). Como consecuencia, se separaron condiciones marinas abiertas al Sur, de condiciones marinas restrictas al Norte con pequeñas ingresiones marinas y episodios de evaporación (Jackson *et al.*, 2000).

Por último, el segmento Ecuatorial presenta una estructuración altamente fragmentada y pocos lineamientos magnéticos a causa de su cercanía al Ecuador. El comienzo de la expansión del fondo océanico ocurrió hacia el Albiano Tardío (Gouyet, 1988; Blarez, 1986; Oliveira Marinho, 1985).

A pesar de que cada segmento posee características evolutivas diferentes, según Cainelli & Mohriak (1999), la apertura regional del Atlántico Sur podría dividirse en cinco etapas con evoluciones tectono-sedimentarias características (Fig. 3).



Figura 3: Modelo esquemático de la evolución geodinámica del Atlántico Sur. Modificado de Cainelli & Mohriak (1999) *apud.* Conti (2015).

La primera etapa se caracteriza por un pequeño levantamiento astenosférico, así como un leve adelgazamiento de la corteza continental y del manto superior. Ocurre, además, una sedimentación típica de tipo *rift*, con amplia distribución regional en pequeños depocentros, controlados por fallamientos de escaso rechazo (Fig. 3-A).

Posteriormente, se acentúa el adelgazamiento cortical, controlado por fallamientos más importantes que forman *half-grabens*, asociados a la extrusión de basaltos (Fig. 3-*B*). En esta etapa se forman depósitos de abanicos aluviales, próximos a las fallas, y fluviales y/o lacustres en ambientes más distales.

La tercera etapa, está representada por la finalización de la fase *rift* y la formación de un incipiente mar o proto-océano. Continúa la extrusión de basaltos y ocurren fallamientos que rotan grandes bloques de corteza continental y de sedimentos *syn-rift* (Fig. 3-*C*).

Luego, finalizado el adelgazamiento regional, los esfuerzos extensionales se concentran sobre la dorsal meso-Atlántica y se inicia la formación de corteza oceánica. Esto permite la extrusión de grandes volúmenes de basaltos tanto oceánicos como continentales (SDRs) y la reactivación de grandes fallamientos (Fig. 3-*D*). En esta etapa se forma una discordancia regional (discordancia *breakup*) por la erosión de los antiguos bloques de *rift*. Esta discordancia separa los depósitos continentales, de los transicionales a marinos. La identificación de esa discordancia es de gran importancia ya que por encima se reconoce una potente secuencia sedimentaria siliciclástica y carbonática de edad Aptiana que, localmente, puede contener importantes volúmenes de rocas fuentes de hidrocarburos. En la fase de transición, en las cuencas brasileñas y africanas se forman grandes espesores de depósitos evaporíticos (Aptiano).

Hacia el Albiano aumentan las batimetrías por profundización de las cuencas, evidenciando el inicio de una etapa de margen pasivo. Como consecuencia, dejan de formarse los depósitos carbonáticos someros (Fig. 3-*E*).

Desde una visión estratigráfica, diversos autores caracterizan la evolución del Atlántico Sur en cuatro etapas: i) *prerift*, ii) *synrift*, iii) transición y iv) *postrift* (Cainelli & Mohriak, 1999; Karner & Discoll, 1999; Cesero & Ponte, 1997; Chang *et al.*, 1992).

La etapa *prerift* representa una fase evolutiva intracratónica que se desarrolló en el contexto de Gondwana Occidental. La misma formó amplias y delgadas cuencas tipo *sag* que precedieron la etapa de *rifting* del Atlántico Sur (Cainelli & Mohriak, 1999). Comprende depósitos de las super secuencias Paleozoica y Jurásica, separadas ambas por una discordancia regional que abarcó el Triásico (Chang *et al.*, 1992; García, 1991). Otros autores consideran que esta etapa solo abarca los depósitos de edad Paleozoica que aparecen como relictos posteriores al levantamiento y erosión durante la orogenia tardi-herciniana (Pángaro *et al.*, 2015; Milani & Thomas Filho, 2000).

La etapa *rift* (o *syn-rift*) se genera por los movimientos divergentes de las placas Sudamericana y Africana durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano (Cainelli & Mohriak, 1999). Se forman estructuras de *grabens* y *half-grabens* que albergan depósitos continentales y rocas volcánicas. Conglomerados de abanicos aluviales y areniscas finas se desarrollan en las zonas próximas a los bordes de falla, mientras que

en las zonas distales se depositan sedimentos lacustres ricos en materia orgánica. La ocurrencia de estos últimos en cuencas prolíferas del margen brasileño comprende la principal roca fuente de hidrocarburos (Mello *et al.,* 1994; Mohriak *et al.,* 1990; Guardado *et al.,* 1989).

La etapa de transición o *sag* marca el inicio de la fase *drift* o margen pasivo del Atlántico Sur hacia el Aptiano, indicando el cese del estiramiento y *rifting* de la corteza continental (Cainelli & Mohriak, 1999), típicos de la tectónica extensional que ocurrió en las fases precedentes. La quiescencia de dicha actividad durante esta etapa evidencia el pasaje de una subsidencia mecánica (típica de la fase *rift*) a una subsidencia térmica. Hacia su base presenta la discordancia *breakup*, generada por un período de erosión y peneplanización de los grandes bloques de *rift* anteriormente levantados y rotados (Cainelli & Mohriak, 1999). Las cuencas de todo el Atlántico Sur presentan grandes diferencias durante esta etapa. Depósitos clásticos dominaron al Sur de la Fractura de Walvis/Rio Grande, mientras que depósitos evaporíticos ocurrieron al Norte (Payton *et al.*, 2007; Fontana, 1996, 1987). En las cuencas de Santos, Campos y Sergipe/Alagoas, la megasecuencia transicional tiene un importante rol como horizonte portador de hidrocarburos generados a partir de rocas fuente de la secuencia *rift* o transicional tieneus (Mello *et al.*, 1994).

Por último, la etapa *post-rift* se desarrolla desde el Albiano hasta el presente, generalmente con pasaje gradacional sobre la fase de transición; generando, sin embargo, discordancias subregionales de menor grado. El enfriamiento litosférico causado por la descompresión de la antigua anomalía térmica sumado al progresivo alejamiento de los márgenes continentales sobre las dorsales meso-oceánicas, dará lugar al desarrollo de importantes espacios de acomodación hacia las costas donde regirá una subsidencia de tipo térmica (Cainelli & Mohriak, 1999). La etapa *post-rift* en las cuencas brasileñas puede dividirse en dos super secuencias: a) una primera secuencia marina restricta de carbonatos de aguas someras; y b) una secuencia marina abierta con ambientes marinos profundos alcanzando la planicie abisal (Cainelli & Mohriak, 1999). Vale destacar que las cuencas más australes (ubicadas al Sur de la dorsal Walvis/Rio Grande) no presentan este mismo comportamiento sedimentario, debido a su diferente

evolución tectónica, aporte sedimentario y/u ocurrencia de áreas subsidentes (Morales, 2013).

1.3.2. Margen continental uruguayo

El MCU se clasifica como un típico margen pasivo volcánico fragmentado (Soto *et al.*, 2011, Franke *et al.*, 2007; Hinz *et al.*, 1999). Está ubicado entre las latitudes 34° S y 38° S, y las longitudes 50° W y 56° W, ocupando un área total aproximada de 130.000 km² con batimetrías que varían entre los 20 a 4.000 m de profundidad, hasta las 350 millas náuticas actualmente.

Su génesis, tal como fue referido previamente, se debe a la fragmentación del supercontinente Gondwana Occidental y ulterior apertura del Océano Atlántico hacia el Jurásico Medio, resultando en la formación de cuencas *rift* que abortaron su evolución o progresaron a cuencas de margen pasivo (Heine *et al.*, 2013; Gladczenko *et al.*, 1997; Rabinowitz & LaBrecque, 1979).

Las características principales del MCU están representadas por: i) la ocurrencia de importantes cuñas de reflectores buzantes hacia el mar (SDRs), que evidencian eventos volcano-magmáticos relacionados a su apertura; ii) presencia de basaltos planos en dirección hacia el mar; iii) una corteza inferior de alta velocidad sísmica; y iv) anomalías gravimétricas positivas paralelas a la línea de costa (indicando dirección de ruptura de la plataforma) y negativas hacia el mar (Morales *et al.*, 2017*a*; Soto *et al.*, 2011, Franke *et al.*, 2007). Su estructura se encuentra fragmentada en la región central por un corredor de fallas con sentido NW-SE denominado Sistema de Transferencia del Río de la Plata (Fig. 4), que dislocan sinestralmente varias rasgos geológicos y geofísicos, tales como los SDRs, anomalías magnéticas y depocentros sedimentarios (Soto *et al.*, 2011).



Figura 4: Mapa geológico del MCU mostrando las cuencas *offshore* y *onshore*, altos estructurales y sistemas de transferencias. Tomado de Morales *et al.*, (2017*a*) (modificado de Soto *et al.*, 2011).

Los primeros estudios regionales relevantes en el margen continental uruguayo fueron realizados por Hinz *et al.* (1999), quienes definen cinco horizontes sísmicos regionales (discordancias) y cuatro zonas estructurales regionales para todo el margen atlántico argentino (incluyendo el MCU). Posteriormente, Franke *et al.* (2007) dividen el margen continental argentino en cuatro segmentos separados por zonas de transferencia, incluyendo al MCU dentro del segmento IV, limitado al Sur por el Sistema de Transferencia del Salado de dirección NW con continuidad hacia el Alto de Martín García. Por otra parte, Raggio *et al.* (2011) estudian la estratigrafía y evolución tectónica de las cuencas del Salado y Punta del Este, redefiniendo el Sistema de Transferencia de Salado y Punta del Este, redefiniendo el Sistema de Transferencia de succon continuidad na cia el Alto de Martín (2011) definen la arquitectura interna y segmentación del MCU, reconociendo la existencia del Sistema de Transferencia del Río de la Plata.

Adicionalmente, el MCU presenta tres cuencas con evoluciones sedimentarias diferentes. La Cuenca Punta del Este se ubica al SW del margen y limita en igual dirección

con la Cuenca del Salado por el Alto de Martín García, y al NE con la Cuenca Pelotas mediante el Alto del Polonio. Presenta una morfología de embudo alargado con dirección NW-SE y representa una cuenca de tipo *rift* abortado o aulacógeno, siendo el más septentrional del conjunto de aulacógenos presentes en el Segmento Austral (Morales *et al.*, 2017*a*; Franke *et al.*, 2007; Ucha *et al.*, 2004; Stoakes *et al.*, 1991). Se caracteriza por presentar potentes secuencias sedimentarias *pre-rift* y *syn-rift* asociadas a importantes pilares tectónicos con desarrollo de *grabens* y *half-grabens*. Destaca la ocurrencia de un importante depocentro de edad Cretácico con clinoformas progradantes muy bien definidas (Morales *et al.*, 2017*a*; Morales *et al.*, 2010), las cuales son el objeto de estudio del presente trabajo.

Por otro lado, el MCU conserva la sección más austral de la Cuenca Pelotas, la cual limita al SW con la Cuenca Punta del Este por el Alto del Polonio, y se extiende al NE hacia Brasil hasta la Zona de Fractura de Florianópolis, donde limita con la Cuenca de Santos. Representa el brazo del *rift* por el cual prosiguió la apertura del Océano Atlántico y evidencia menores depósitos de *pre-rift* y *syn-rift* asociado a estructuras de *half-graben* de menor desarrollo que la Cuenca Punta del Este, así como un importante depocentro de edad Cenozoico (Conti *et al.*, 2017; Morales *et al.*, 2017*a*).

Por último, la Cuenca Oriental del Plata corresponde a una cuenca de aguas ultraprofundas cuyo límite con la Cuenca Punta del Este (al NW) corresponde al límite de las cuñas de SDRs hacia el continente (Soto *et al.*, 2011).

1.3.3. Cuenca Punta del Este

La Cuenca Punta del Este posee una superficie aproximada de 11.000 km² ubicada entre las latitudes 35°S y 37°S y las longitudes 52°W y 56°W, con batimetrías que oscilan entre poco menos de 50 y poco más de 3.000 m. Posee una estructura de embudo alargado con apertura hacia el SE y estrechamiento hacia el NW (Fig. 4), y según información sísmica se estima un espesor sedimentario máximo que alcanza los 7.000 m en algunos sectores (Franke *et al.*, 2007; Ucha *et al.*, 2004; Veroslavsky *et al.*, 2003).

Su génesis sigue el modelo de media estrella (*vide* Wilson, 1974), siendo la Cuenca Punta del Este y la Cuenca del Salado los brazos abortados del *rift*, mientras que la Cuenca Pelotas el brazo que evolucionó a la etapa *rift-drift* (Stoakes *et al.*, 1991). Otros autores proponen que la cuenca se formó por rotación de la placa Sudamericana con respecto a la placa Africana, como resultado de la expansión del fondo oceánico y estiramiento litosférico al Norte de la Fractura Walvis - Rio Grande (Chang *et al.*, 1992).

Según Raggio *et al.* (2011), se evidencian tres episodios tectónicos principales que se correlacionan con las demás cuencas del Atlántico Sur, resultando en tres fases tectónicas: a) extensión SSE-NNW (Jurásico Medio - Cretácico Temprano); b) apertura *breakup* E-W del Gondwana Occidental (Cretácico); y c) subsidencia del margen pasivo (Terciario). Además, Soto *et al.* (2011) reconoce dos tendencias estructurales para las cuencas del MCU donde la primera corresponde al primer evento de *rifting* que ocurrió durante el Jurásico y presenta fallamientos con tendencia NW; y la segunda presenta fallas de rumbo NE generadas durante una segunda etapa de *rifting* hacia el Cretácico Temprano. Estos dos eventos se correlacionan también con las cuencas *onshore* de Uruguay (Veroslavsky *et al.*, 2004)

Desde un punto de vista estratigráfico, el primer estudio detallado fue realizado por Stoakes *et al.* (1991) donde dividen la estratigrafía de la cuenca en cuatro fases: *pre-rift*, *rift*, *sag* (correspondientes a la evolución de cuencas aulacogénicas) y margen pasivo (cesada la actividad tectónica de tipo mecánica); correspondiéndose con cuatro secuencias sismoestratigráficas denominadas A, B, C y D (Fig. 6). La definición de estas grandes fases en la Cuenca Punta del Este permitió correlacionar las distintas secuencias con formaciones homólogas ya definidas en la Cuenca del Salado.

Posteriormente, Ucha *et al.* (2004) redefinen la estratigrafía caracterizando la evolución de la cuenca en cuatro fases con evoluciones tectónicas y sedimentarias diferentes: *prerift*, dos fases *rift* (*syn-rift* I y II), dos fases *sag* (temprano y tardío) y una fase de margen pasivo. Abandonando la terminología argentina, estos autores definen las unidades de acuerdo a la nomenclatura litoestratigráfica uruguaya, correlacionando a las unidades de la Cuenca Punta del Este con las de la Cuenca Santa Lucía y Cuenca Norte (Fig. 6). La fase *sag* (Cretácico Tardío) definida por estos autores como compuesta por dos unidades sismo-estratigráficas que responden a la transición de subsidencia

mecánica (típica de *rift*) a térmica se corresponden con el objeto de estudio de este trabajo. Presenta litologías de areniscas principalmente, con intercalaciones de términos pelíticos y conglomerádicos y se consideran como depósitos fluviales a fluviodeltaicos que se correlacionan con la Formación Mercedes.

Por otra parte, Morales (2013) identifica quince discordancias para las Cuencas Punta del Este y Pelotas, interpretadas como límites de secuencias depositacionales (*sensu* Mitchum *et al.* 1977). Las mismas fueron agrupadas en cuatro etapas evolutivas para las cuencas *offshore* de Uruguay. Las fases son: *pre-rift* (Paleozoico), *syn-rift* (Jurásico - Cretácico Temprano), transición (Barremiano - Aptiano) y *post-rift* (Aptiano -Reciente). La autora mantiene la terminología de Stoakes *et al.* (1991) y Ucha *et al.* (2004) para las tres primeras fases mientras que redefine la etapa *post-rift* para el MCU. Esta última está dividida en once secuencias agrupadas en dos megasecuencias: *postrift* Cretácico y *post-rift* Cenozoico. La primera tiene mayor desarrollo en la Cuenca Punta del Este, donde alcanza su mayor depocentro, mientras que la segunda destaca en la Cuenca Pelotas (Fig. 5). La fase de transición sólo está presente en la Cuenca Punta del Este y presenta una geometría típica de *sag*.



Figura 5: Sección sísmica *dip* interpretada con discordancias y secuencias definidas por Morales (2013) para la Cuenca Punta del Este. Tomado de Morales *et al.* (2017*a*).

Por su parte, Pérez Panera *et al.* (2016) definen tres ciclos transgresivos - regresivos mayores para el Maastrichtiano - Mioceno en las Cuencas Punta del Este y Salado, que resultan en un patrón agradante a retrogradante para el margen. También, realizan una

reconstrucción paleoambiental para estos ciclos y definen biozonas para el período de estudio.

Por último, Morales *et al.* (2017*a*) realizan un análisis tectono-estratigráfico al detalle para las cuencas Punta del Este y Pelotas desde zonas proximales a distales (Fig. 6). Los autores se basaron en las catorce secuencias depositacionales y sus respectivas fases evolutivas definidas anteriormente por Morales (2013). Agregan una división de la etapa *syn-rift* para la Cuenca Punta del Este, con un primer evento inicial controlado por trenes de fallas NW-SE de edad Jurásico - Cretácico Temprano, y un segundo evento extensional que evidencia fallas NE-SW de edad Cretácico Temprano. Además, caracterizan a la etapa *post-rift* de la Cuenca Punta del Este con un patrón regresivo con el desarrollo de cuñas progradantes hacia el mar, mientras que la Cuenca Pelotas presenta un patrón agradacional-retrogradacional. La etapa transicional y el primer evento de la etapa *syn-rift* no están presentes en la Cuenca Pelotas.

Más recientemente, en base a datos sísmicos 2D y 3D, se caracterizaron estructuras depositacionales y erosivas producto de la acción de corrientes de contorno y la interacción de las mismas con las corrientes de turbidez en los márgenes continentales uruguayo y argentino. Hernández Molina *et al.* (2016) definen la morfología del MCU para el período entre el límite Eoceno/Oligoceno hasta el Actual. Además, destacan la ubicación del MCU como punto clave de conjunción entre las corrientes oceánicas frías provenientes de la Antártida y las corrientes tropicales que provienen de Brasil.

Creaser *et al.* (2017) definen cuatro unidades sísmicas de carácter regional (S1 - S4) limitadas por cinco discontinuidades regionales (R1 - R5) para el período Cretácico Tardío - Paleoceno. Reconocen también diferentes facies sísmicas, geometrías y configuraciones de apilamiento e interpretan para cada unidad diferentes características morfosedimentarias de carácter depositacional (depósitos de talud, contornitas monticulares, *mounded drifts*, depósitos gravitacionales etc.), erosivo (canales) o mixto (terrazas).



Figura 6: Columnas estratigraficas para la Cuenca Punta del Este según: A) Stoakes et al. (1991); B) Ucha et al. (2004); C) Morales et al. (2017a).

1.3.4. Potencial exploratorio de la Cuenca Punta del Este

Desde el punto de vista exploratorio, la Cuenca Punta del Este es todavía una cuenca subexplorada (Morales *et al.*, 2020; Ucha *et al.*, 2004). Posee únicamente dos pozos realizados en el año 1976 (Lobo y Gaviotín), ambos declarados secos, ubicados en zonas muy proximales de la cuenca, alejados de su principal área de depocentro.

El descubrimiento de grandes acumulaciones de hidrocarburos en cuencas geológicamente vecinas como son la Cuenca de Orange en Namibia y Sudáfrica en los años 70' y 80' (yacimientos de Kudu e Ibhubesi, respectivamente) y la Cuenca de Santos y Campos en Brasil ya en el siglo XXI (yacimientos de Tupi y Júpiter), ha generado un incremento en la exploración de todas las cuencas marginales atlánticas en las últimas décadas. A esto, se suma la comprobación de la existencia de generación y migración de hidrocarburos por detección de inclusiones fluidas de los pozos Lobo y Gaviotín (Soto *et al.*, 2016; Tavella & Wright, 1996), así como la identificación de chimeneas de gas y *oil seeps* (de Santa Ana *et al.*, 2005), entre otros aportes.

Los primeros trabajos realizados en la temática se deben a Stoakes *et al.* (1991) donde definen el potencial de generación y acumulación de hidrocarburos para la cuenca. Basándose en datos geoquímicos de los pozos Lobo y Gaviotín, revelan que no se encontraron intervalos potenciales de roca fuente ya que los valores de materia orgánica superaron como máximo el 0,5 %. Por otro lado, definen la ventana de maduración (*oil window*) de hidrocarburos entre 1.500 y 2.800 metros para el pozo Lobo, mientras que en zonas más distales definen un límite inferior de 3.000 m por tener una cobertura cenozoica más espesa.

Posteriormente, Ucha *et al.* (2004) desarrollan cuatro aspectos importantes para la evaluación del potencial hidrocarburífero de la cuenca. Primero, indican que las rocas generadoras más prolíferas corresponden a las facies lacustres del *synrift II* definida por los autores, correlacionables con la Formación Castellanos en la Cuenca Santa Lucía. Además, agregan las secuencias marinas de la fase *sag* como otra posible roca fuente, estando localizadas en secciones más profundas de la cuenca. Segundo, definen la ventana de generación de petróleo entre los 2.800 y 3.500 metros para el pozo Gaviotín

y agregan la migración de fluidos relacionada a las fallas y fracturas de la fase *rift* y *sag*. Tercero, ubican las mejores rocas reservorios dentro de las secuencias arenosas de los sistemas deltaicos de la fase *sag* por poseer mejores valores de porosidad y permeabilidad, sumando en menor medida posibles turbiditas de aguas profundas ubicadas en zonas más distales. Por último, indican que hay una heterogeneidad de posibles entrampamientos e importantes rocas sellos de carácter regional o local en varios niveles estratigráficos.

Más adelante, Raggio *et al.* (2011) analizan los principales "*play concepts*" que podrían ser objeto de futuras campañas exploratorias para la cuenca Punta del Este. Los mismos indican que existen dos principales rocas fuente: las primeras corresponden a rocas depositadas durante el Aptiano Temprano cuando existían condiciones de mar restringido en el Atlántico Sur; y las segundas, a rocas de edad Cenomaniano - Turoniano que se formaron durante un evento anóxico marino de carácter regional.

Posteriormente, Morales *et al.* (2017*b*) definen cuatro sistemas petroleros especulativos. Según los autores, el sistema petrolero marino del Cretácico *postrift* (edad Aptiano - Cretácico Tardío) es el de mayor potencial hidrocarburífero. Se corresponde con lutitas aptianas, cuya presencia está comprobada en cuencas prolíferas vecinas. Las rocas reservorios serían abanicos de talud y de fondo de cuenca, así como cuñas de nivel bajo y deltas de borde de plataforma. Rocas sellos se adjudican a las lutitas marinas de edad Paleoceno-Eoceno de carácter regional (Formación Gaviotín).

Por su parte, Turrini *et al.* (2017) realizan un análisis de la geometría y cinemática de sistemas de fallas poligonales como inferencias para predecir la ocurrencia de rocas sellos y rocas reservorios. Definen su área de estudio en zonas distales del MCU donde destacan como rocas reservorios depósitos de pie de talud generados y retrabajados por corrientes de turbidez y de contorno, respectivamente.

Más recientemente, Morales *et al.* (2020) analizan los principales elementos de los sistemas petroleros especulativos y los riesgos inherentes a posibles *plays* en el Cenozoico, indicando a los *plays* del Cretácico como los de mayor potencial exploratorio en todo el MCU.

2. Materiales y métodos

2.1. Base de datos

Para la realización del presente trabajo se utilizó una base de datos compuesta por un total de 40 líneas sísmicas de reflexión multicanal 2D, pertenecientes al ente estatal ANCAP y datos geofísicos de los pozos Lobo y Gaviotín (Fig. 7).

Las líneas sísmicas fueron adquiridas en los años 2007-2008 por la empresa *Wavefield Inseis* y procesadas por *Geotrace*, contabilizando un total de 6.200 km lineales aproximadamente, que cubren el MCU hasta las 200 millas náuticas. Las líneas sísmicas presentan muy buena calidad para el intervalo de investigación. Sin embargo, cabe destacar que hacia el sector sur-sureste de la grilla se observan líneas sísmicas con pérdida de información en algunos de sus sectores.

Para la interpretación de los datos se utilizó el software "*The Kingdom Suite*" (*IHS Markit*), actualización 2020.1. Dicho programa permite trabajar con datos de subsuelo tales como sísmica 2D, 3D, pozos y *logs* entre otros, facilitando la interpretación sísmica de horizontes y fallas, e integrando lo anterior con el fin de confeccionar mapas de contorno estructural e isópacas.



Figura 7: Base de datos utilizada en el presente trabajo indicando ubicación de pozos.

2.2. <u>Metodología</u>

En el presente trabajo se realizó el análisis estratigráfico del intervalo sedimentario correspondiente al período Cretácico. El foco estuvo puesto en el entendimiento de la historia de relleno de la cuenca, lo cual permite generar modelos geológicos aplicables a la exploración de los recursos minerales y energéticos (Posamentier & Allen, 1999). Se interpretaron líneas sísmicas partiendo de las bases conceptuales de la Estratigrafía de Secuencias (Holz, 2012; Catuneanu *et al.*, 2011 y 2009; Catuneanu, 2006) y utilizando la nomenclatura estandarizada por Catuneanu *et al.* (2011, 2009).

Para esta interpretación sísmica se utilizó el modelo cuatripartito descrito por Catuneanu (2006), Catuneanu *et al.* (2011, 2009) y Holz (2012), en el cual un ciclo completo de ascenso y descenso del nivel de base está integrado por cuatro cortejos de sistemas depositacionales, denominados: regresión normal de nivel bajo y alto, regresión forzada y transgresión.

La secuencia de trabajo incluyó la identificación de terminaciones estratales y superficies limitantes, así como la caracterización de las distintas facies y asociación de facies sísmicas presentes, con el fin de definir el atributo sísmico primordial de cada unidad. Posteriormente, se definieron los cortejos de sistemas depositacionales y las secuencias depositacionales tomando como referencia los horizontes H3 y H9 definidos por Morales (2013), como base y tope del Cretácico, respectivamente. Luego, se realizaron mapas de isópacas para los distintos cortejos y secuencias depositacionales, en adición a mapas de contorno estructural de sus superficies limitantes. Por último, se realizaron esquemas de posibles elementos de sistemas petrolíferos especulativos, donde se analizaron las potencialidades de los mismos en base a criterios geológicos.

2.2.1. Estratigrafía de Secuencias

La estratigrafía de secuencias es una disciplina relativamente reciente que en su esencia funciona como una herramienta para estudiar la génesis y sucesión espaciotemporal de las denominadas "secuencias depositacionales" (Holz, 2012). Se considera como una de las últimas revoluciones conceptuales en el campo de la geología sedimentaria que renovó los análisis estratigráficos de las cuencas (Miall, 1995). Para alcanzar este fin, dicha disciplina utiliza múltiples bases de datos tales como sísmica 2D y 3D, pozos, afloramientos y demás, e integra diversas disciplinas como Sedimentología, Estratigrafía, Geofísica, Geomorfología, Geología Estructural, entre otras.

Según Catuneanu *et al.* (2009), su principal foco está en analizar las variaciones de las distintas facies y las características geométricas de los estratos, sumado a la identificación de superficies estratigráficas con el objetivo de relatar la historia geocronológica de una cuenca y sus principales eventos erosivos. En base a los patrones de apilamiento de los estratos se podrá definir un tipo de depósito genéticamente particular, los cuales responderán a la interacción de los cambios eustáticos, climáticos y de sedimentación. Por último, permite realizar correlaciones geológicas tanto a nivel local como regional, sumado a la inferencia de posibles acumulaciones de recursos minerales y energéticos.

Vale destacar que se mantiene aún hoy como el único método de análisis estratigráfico que no ha sido estandarizado por los códigos estratigráficos internacionales.

2.2.2. Breve reseña histórica

A pesar de concebir el nacimiento de la Estratigrafía de Secuencias en las décadas de 1970 y 1980 como disciplina independiente, tenemos que remontarnos hacia principios del siglo XVIII para encontrar los primeros fundamentos en los que estará sustentada esta revolucionaria disciplina. Fue James Hutton el primero en reconocer el concepto de "geología cíclica" al dividir el registro rocoso de un área en sucesiones que se repetían, debido a la periodicidad de procesos erosivos, de transporte y depositacionales. Además, fue el primero en reconocer la existencia e importancia de superficies estratigráficas que significaban enormes hiatos temporales de no depositación o erosión (*in* Playfair, 1982).

Hacia mediados del siglo XX Sloss *et al.* (1949) introducen el término de "secuencia" en la jerga académica, y la definen como una unidad estratigráfica informal limitada por discordancias. En este trabajo, los autores realizan un mapeo regional de rocas sedimentarias paleozoicas y definen cuatro mega secuencias para el Cratón Norteamericano, delimitadas por importantes discordancias regionales causadas por eventos tectónicos de igual escala. Pese a la poca aceptación de la academia por los nuevos términos introducidos por los autores, los mismos continuaron trabajando y definieron dos secuencias nuevas, en adición a las anteriores (Sloss *et al.*, 1963). Además, introducen el término de secuencia estratigráfica como una "unidad litoestratigráfica de jerarquía mayor al grupo, megagrupo o supergrupo, rastreable por extensas áreas de un continente, limitadas por discordancias interregionales" y destacan el rol de los eventos tectónicos como los causantes de las grandes discordancias.

Posteriormente, otros autores continúan trabajando en la nomenclatura estratigráfica y es cuando Chang *et al.* (1975) formalizan el término "sintema" como unidades estratigráficas delimitadas por discordancias de cierta magnitud e "intertema" cuando las discontinuidades son menores. A diferencia, de la definición de Sloss *et al.* (1949), esta última es considerada formalmente por el Código Estratigráfico publicado por Hedberg en el año 1976. Sin embargo, estos términos quedarán obsoletos hacia la posteridad, a pesar de ser los primeros en poseer el carácter formal.

Hacia finales de la década del 70[°], nuevos avances son generados por un exponencial crecimiento de la industria petrolera, acompañado de un desarrollo académico a la par. De esta forma, en el año 1977 se publica la Memoria 26 de la AAPG *(Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration)*, la cual constituirá las bases teóricas de la Estratigrafía de Secuencias (Payton, 1977). A partir de esta publicación, Mitchum (1977) expande la definición original de secuencia y la define como una "sucesión relativamente concordante de estratos relacionados genéticamente", sin tener en

cuenta las escalas temporales ni espaciales. Además, introduce el término de "conformidad correlativa" como extensiones de discordancias hacia zonas más distales de las cuencas, las cuales eran poco estudiadas ya que la definición de discordancias estaba restringida a los márgenes de cuenca. Como consecuencia, la introducción de estos últimos términos formalizará el nacimiento de la sismoestratigrafía y de la estratigrafía de secuencias.

Posteriormente, Wilgus *et al.* (1988) publican la memoria 42 del SEMP (*Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*), la cual terminará de consolidar dicha disciplina y sus principales conceptos. Los aportes más importantes fueron: 1) la ampliación del marco de estudio de la Estratigrafía de Secuencias a nuevos datos tales como sondeos y afloramientos (además de datos sísmicos), y a sistemas depositacionales específicos (sucesiones carbonáticas o con niveles de carbón); y 2) la introducción de la idea de que los ciclos de ascenso y descenso del nivel del mar son curvas matemáticamente tratables. Éste último, llevó a crear el concepto de "acomodación" como una relación entre la cantidad de sedimento disponible en una cuenca, y el espacio creado por la interacción de factores como la eustasia y/o subsidencia. Además, a partir de esta publicación se populariza el término de "parasecuencia" (propuesto por Van Wagoner en 1985) como unidad operacional de menor jerarquía que la secuencia.

Poco tiempo después, Galloway (1989) propone utilizar el concepto de "superficie de máxima inundación" como límite entre secuencias depositacionales, desligando el término de discordancia. Esta nueva unidad será conocida como "secuencia genética estratigráfica", o también como secuencia regresiva-transgresiva (R-T).

Las décadas del 70 y 80 implican una importante disputa académica sobre el mecanismo dominante de generación de la ciclicidad estratigráfica. Por un lado, la escuela "eustatista" de *Exxon* asumía a la variación del nivel del mar como la principal fuerza generadora de las secuencias depositacionales y sus límites. Mientras que la escuela "tectonista" consideraba a los cambios tectónicos como factor primordial de desarrollo de la subsidencia y sus consecuentes discordancias, versión denominada como tectonoestratigráfica (Winter, 1984).

A pesar de los distintos modelos teóricos y sus respectivos términos (Fig. 8), es a partir de la década del 90' cuando el desarrollo académico se inclinaría por la unificación e integración de todos los conceptos, mecanismos y productos de ambas escuelas (Catuneanu *et al.* 2011, 2009). Citando a Holz (2012): "La estratigrafía de secuencias moderna está pensada como una herramienta, no como un esquema rígido o un modelo en el que todos y cada uno de los datos deben integrarse correctamente" (p. 35). De forma adicional, Catuneanu (2006) plantea que "los cambios en el nivel de base pueden controlarse mediante cualquier combinación de fuerzas eustáticas y tectónicas, y que el dominio de cualquiera de estos mecanismos alogénicos debe evaluarse caso por caso" (p. 5).



Figura 8: Árbol genealógico de la estratigrafía de secuencias. Tomado de Catuneanu (2006) (modificado de Donovan, 2001).

2.2.3. Conceptos fundamentales de la Estratigrafía de Secuencias

Para el estudio y aplicación de la estratigrafía de secuencias como disciplina que permite conocer el relleno sedimentario de las cuencas, necesitaremos revisar anteriormente algunos conceptos teóricos. Siguiendo su orden de jerarquía, se definirán primero las unidades con escalas espacio-temporales más acotadas como son las facies, pasando por los conceptos de sistema depositacional, cortejo de sistema y finalmente secuencia depositacional, el cual alcanza magnitudes espaciales continentales y temporales de millones de años. Por lo tanto, un buen análisis estratigráfico debe focalizar su estudio desde los elementos de menor a los de mayor magnitud, siguiendo el orden de jerarquía.

2.2.3.1. Facies

El concepto de facies fue introducido inicialmente en 1669 por el geólogo dinamarqués Nicolaus Steno (1630-1687), quien lo definió como el conjunto de características presentes en una roca. Las primeras definiciones denotan un carácter netamente descriptivo, pero fue a partir de mediados del siglo XX que se integra el carácter interpretativo a su definición, en términos del proceso sedimentario responsable de su generación. Actualmente, según Holz (2012), se define como un "cuerpo rocoso que presenta un conjunto de características que permiten diferenciarlo de cuerpos rocosos adyacentes, y que fue depositado por un determinado proceso sedimentario relativamente constante" (p. 65).

Como ocurre naturalmente en los registros geológicos, las facies aparecen generalmente agrupadas lo cual nos lleva a definir conceptos adicionales. Por un lado, una asociación de facies corresponde a un grupo de facies genéticamente relacionadas entre sí, las cuales permiten inferir un posible sistema depositacional. Por otro lado, una sucesión de facies trata de una sucesión predecible de diferentes facies que ocurren en un orden particular en la vertical, como consecuencia de cambios regulares en las condiciones de sedimentación (Holz, 2012). A partir del arreglo de facies es posible inferir también el ordenamiento en la lateral ya que la misma sucesión que está presente verticalmente también está presente horizontalmente a menos que haya una interrupción en la sedimentación (definición de *Ley de Walther* según Posamentier & Allen, 1999). En función del criterio fundamental que separa una facies de otra, podemos clasificarlas en litofacies (litología), biofacies (contenido fosilífero), icnofacies (contenido de icnofósiles), sismofacies o facies sísmica (carácter sísmico de los reflectores), entre otras. En el presente trabajo utilizaremos el concepto de facies sísmica como una unidad tridimensional con un área determinada y que está constituida por reflectores sísmicos cuyos parámetros difieren de los de las facies adyacentes (Brown Jr. & Fisher, 1980). Según Mitchum Jr. *et al.* (1977), los principales parámetros que definen un patrón de reflectores sísmicos y su significación geológica respectiva son los siguientes:

- <u>Configuración</u>: corresponde al atributo de mayor importancia a la hora del análisis de las facies sísmicas, y revela distintos patrones de apilamiento que indican procesos depositacionales y erosivos específicos. Los más comunes son: paralela/subparalela, divergente, progradante, caóticos, *hummocky*, lenticular etc. (Fig. 9).
- <u>Continuidad</u>: se asocia a estratos uniformemente distribuidos y continuos, de lo que se deducen depósitos ampliamente distribuidos en la cuenca.
- <u>Amplitud</u>: las diferencias de amplitud entre los reflectores sísmicos indican generalmente cambios litológicos importantes.
- <u>Frecuencia</u>: se relaciona con el espesor de las capas y a veces indica la presencia de fluidos.
- <u>Velocidad interválica</u>: permite realizar una estimación de la litología y de la porosidad, así como indicar la presencia de fluidos.
- <u>Geometría y asociación areal de las unidades</u>: muestra la configuración geológica de los grandes paquetes sedimentarios, sus dimensiones y morfologías.



Figura 9: Tipos de patrones de configuración de facies sísmicas. Tomado de Severiano Ribeiro (2000) (modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977).

2.2.3.2. Sistema depositacional

La agrupación de las facies tanto en sucesiones como en asociaciones conlleva a definir el concepto de sistemas depositacionales. Formalmente, se definen como una asamblea tridimensional de litofacies, genéticamente relacionadas a procesos sedimentarios observables o inferidos (Fisher & McGowan, 1967), siendo útil para relacionar conjuntos de facies adyacentes y contemporáneos. Es importante destacar la diferencia con el concepto de ambiente depositacional, ya que lo que un geólogo observa, describe y analiza corresponde al sistema depositacional, mientras que la interpretación de este sistema conlleva a la reconstrucción del ambiente depositacional (Holz, 2012). Es decir, un ambiente depositacional deja como registro un sistema depositacional específico.
2.2.3.3. Cortejo de sistemas depositacionales

Al conjunto de sistemas depositacionales que están relacionados genética y temporalmente se le denomina cortejo de sistemas depositacionales (Holz, 2012). Su análisis e interpretación se realizará en base a su ubicación dentro de la secuencia, sus superficies estratigráficas limitantes y su configuración o patrón interno. Además, se asignan a una determinada posición dentro de la curva de variación del nivel de base (Catuneanu, 2006).

Los principales factores que controlan las anteriores características y, por lo tanto, la arquitectura de la cuenca son la tectónica, eustasia, clima y el aporte sedimentario. El primero se ocupa de controlar la subsidencia y el surgimiento de áreas fuentes, y junto con la eustasia controlan el espacio de acomodación de una cuenca, el cual refiere al espacio potencialmente disponible para la acumulación de sedimentos. La eustasia corresponde al movimiento relativo del nivel de base y se regula fundamentalmente por los procesos de glaciación-desglaciación y por la expansión del fondo oceánico. El concepto de nivel de base indica una superficie teórica de referencia por encima de la cual ocurre erosión y depositación por debajo. El clima se relaciona con la eustasia debido a que controla los niveles glacio-eustáticos, así como los cambios de energía en los agentes de transporte y/o erosión. Por último, el aporte sedimentario estará controlado por la generación o no de áreas fuentes (tectónica) y por procesos de meteorización, erosión y transporte de sedimentos (clima) (Holz, 2012).

En función de la interrelación de estos factores alogénicos, se darán como resultado diferentes patrones de apilamiento de los cortejos de sistemas depositacionales los cuales son:

- <u>Progradante</u>: resulta de una mayor tasa de aporte sedimentario vs. el espacio de acomodación generado que la línea de costa migre hacia las zonas distales de la cuenca. Como resultado, las facies proximales irán suprayaciendo a las facies más distales.
- <u>Retrogradante</u>: resulta de una mayor tasa de generación de espacio de acomodación *vs.* un menor aporte sedimentario, por lo que la línea de costa

migrará hacia el continente. Contrariamente al caso anterior, las facies distales se ubicarán por encima de facies proximales.

• <u>Agradante</u>: se genera cuando hay un balance entre el espacio de acomodación y el aporte sedimentario, por lo que no hay movimiento lateral de la línea de costa.

Para la delimitación de los diferentes cortejos de sistemas debemos conocer las superficies estratigráficas limitantes y los tipos de terminaciones estratales que definen las anteriores. Las terminaciones estratales se definen por las relaciones geométricas de los estratos con respecto a las superficies estratigráficas contra la que terminan (Fig. 10) y su interpretación puede ser inequívoca con respecto al movimiento de la línea de costa (Catuneanu, 2006). Es decir, algunas terminaciones son diagnósticas de cortejos de sistemas específicos. Siguiendo con Catuneanu (2006), los diferentes tipos de terminaciones son las siguientes:

- <u>Truncamiento</u>: terminación de un estrato contra una superficie erosiva sobreimpuesta; implica un evento erosivo importante y/o el desarrollo de una discordancia angular. Es una superficie diagnóstica de una discordancia.
- <u>Toplap</u>: terminación de estratos inclinados o clinoformas contra una superficie por encima de menor ángulo, implicando eventos de *bypass* (no depositación) o de menor erosión que el truncamiento.
- <u>Onlap</u>: terminación de estratos de bajo ángulo contra una superficie de mayor inclinación. Pueden subdividirse en *onlap* marino, costero o fluvial e indica generalmente un evento transgresivo.
- <u>Downlap</u>: terminación de estratos inclinados contra una superficie de menor ángulo ubicada por debajo.
- <u>Offlap</u>: terminación de estratos en la que cada unidad sucesivamente más joven deja expuesta una porción de la unidad más antigua o sobre la que se apoya. Es producto de un descenso abrupto del nivel de base por lo cual es diagnóstica de una regresión forzada.



Figura 10: Tipos de terminaciones estratales. Tomada de Catuneanu (2006).

En función de las diferentes terminaciones estratales podremos definir las superficies estratigráficas correspondientes las cuales se utilizan para delimitar y así definir los cortejos de sistemas (Fig. 11). Continuando con Catuneanu (2006), las superficies estratigráficas principales son:

- <u>Discordancia</u>: es una superficie de erosión o no depositación creada por una caída del nivel de base y ocurrencia de procesos subaéreos tales como incisión fluvial, degradación eólica, *bypass* de sedimentos o pedogénesis. Se extiende por la cuenca durante la regresión forzada y alcanza su máximo desarrollo al final de la misma. Corresponde al hiato estratigráfico de mayor magnitud en el registro sedimentario y separa estratos genéticamente no relacionados, por lo cual se utiliza como límite de secuencias depositacionales.
- <u>Conformidad correlativa</u>: es la superficie de continuidad de la discordancia hacia zonas más profundas de la cuenca donde no actúa la erosión. Se aproxima al paleofondo marino al término de la regresión forzada y separa los depósitos de regresión forzada por debajo de los depósitos de regresión normal por encima.
- <u>Superficie basal de regresión forzada</u>: se genera en sucesiones completamente marinas y separa estratos de cortejo de nivel alto por debajo, con estratos de regresión forzada por encima. Corresponde a la base de la primera clinoforma que se forma al inicio del descenso del nivel de base.

- <u>Superficie regresiva de erosión marina</u>: se forma durante la regresión forzada en ambientes de plataforma dominados por la acción de olas, donde los gradientes de fondo marino son bajos y están en equilibrio con la energía de las olas.
- <u>Superficie regresiva máxima</u>: se forma durante el ascenso del nivel de base y separa estratos progradante por debajo de estratos retrogradantes por encima, indicando el inicio de una transgresión.
- <u>Superficie transgresiva máxima</u>: separa estratos retrogradantes por debajo de estratos progradantes/agradantes por encima, correspondientes al sistema de nivel alto, e indica la superficie de mayor ingresión marina.
- <u>Superficie transgresiva de ravinamiento</u>: esta superficie corresponde a rasgos erosivos (*scours*) recortados por la acción de mareas y/u olas durante el movimiento hacia el continente de la línea de costa. Se forma comúnmente en ambientes costeros abiertos y separa los depósitos de playa de retroceso (transgresivos) por debajo, de depósitos de *shoreface* transgresivos por encima.



Figura 11: Ubicación de las superficies estratigráficas en función de los principales eventos durante un ciclo completo de ascenso y descenso del nivel de base. Modificado de Catuneanu (2006).

Por último, siguiendo con Catuneanu (2006), los cortejos de sistemas depositacionales serán cuatro e indicarán un ciclo completo de ascenso y descenso del

nivel de base. Sus principales características, límites y potencial petrolero se indican a continuación.

El cortejo de sistemas de nivel alto se forma durante la última etapa de ascenso de nivel de base evidenciando patrones agradantes y/o progradantes. Su límite inferior es la superficie transgresiva máxima y por encima podría presentar una combinación de superficies como son la discordancia, la superficie basal de regresión forzada y la superficie regresiva de erosión marina. La mayor parte de sus depósitos serán fluviales, costeros y de *shoreface*, con deltas desarrollados lejos del borde del talud (Fig. 12). Los principales reservorios de este sistema serán los depósitos de *shoreface* con una alta tasa de arena/arcilla y un muy buen desarrollo lateral. Los sistemas fluviales presentan moderado potencial, restringidos a rellenos de canal y *crevasse splays*. Desde zonas marino someras a profundas no se desarrollarán importantes reservorios, pero se ubicarán las posibles facies sellos y generadoras. El sistema de nivel alto no presenta potenciales reservorios en zonas distales de su plataforma ni en el fondo oceánico y su principal riesgo es la carencia de rocas sello hacia el tope.



Figura 12: Principales procesos y sus productos depositacionales durante el cortejo de sistema de nivel alto. Tomado de Catuneanu (2006).

El cortejo de sistemas de regresión forzada comprende todos los depósitos generados durante el descenso del nivel de base y por lo tanto la regresión forzada de la línea de costa. Está delimitado hacia la base por la superficie basal de regresión

forzada y la porción más antigua de la superficie regresiva de erosión marina, y al tope por una combinación de la discordancia, la superficie de conformidad correlativa y la superficie regresiva de erosión marina. A medida que actúa la erosión en zonas no marinas, se formarán depósitos profundos tales como *slumps* y flujos de barro en una etapa temprana (Fig. 13-*A*) y turbiditas arenosas en una etapa tardía (Fig. 13-*B*). En zonas de plataforma somera se generarán depósitos de *shoreface*, de canales meandriformes y deltas de borde de talud (Fig. 13-A y B). Los principales reservorios son depósitos de *shoreface* y paleolíneas de costa durante la etapa temprana, cuando parte de la plataforma está aún sumergida. En la etapa tardía destacan los depósitos turbidíticos de abanicos submarinos, alimentado por un proceso erosivo subaéreo y de deflación eólica que actúan en una plataforma ahora expuesta. El riesgo principal de los reservorios de la etapa temprana es la falta de rocas sellos, mientras que los reservorios de la etapa tardía representan unos de los mejores sistemas petroleros posibles, debido al desarrollo de turbiditas muy porosas que actúan como importantes reservorios, y por lo general a la ocurrencia de rocas sellos y fuente de fondo marino.





Figura 13: Principales procesos y sus productos depositacionales durante el cortejo de sistema de regresión forzada durante: A- etapa temprana; y B- etapa tardía. Tomado de Catuneanu (2006).

El cortejo de sistemas de nivel bajo se inicia durante la etapa inicial del aumento del nivel de base, cuando la tasa de aumento de este es superada por la tasa de sedimentación, resultando en patrones levemente progradantes a agradantes. En la base está delimitado por la discordancia subárea y su superficie de conformidad correlativa, y hacia el tope por la superficie regresiva máxima. Con el aumento del espacio de acomodación se irán generando espacios que permitirán el desarrollo de importantes depósitos fluviales a costeros (areniscas de *shoreface* y de líneas de costa), marinos someros y profundos (turbiditas de baja densidad) (Fig. 14). Los mejores reservorios serán los sistemas fluviales de rellenos de canales amalgamados con la mayor tasa arena/arcilla, siguiendo por los depósitos costeros y las turbiditas de baja densidad, por último. El riesgo principal es la falta de ocurrencia de rocas fuente y sellos. Las mismas aumentan su potencial hacia zonas más distales debido al desarrollo de un posible sistema transgresivo por encima.



Figura 14: Principales procesos y sus productos depositacionales durante el cortejo de sistema de nivel bajo. Tomado de Catuneanu (2006).

Para finalizar, el cortejo de sistemas transgresivo se genera durante el ascenso de nivel de base cuando el espacio de acomodación es mayor a la tasa de aporte sedimentario, resultando en patrones retrogradantes con sucesiones de perfiles comúnmente granodecrecientes. Hacia la base se delimita por la superficie regresiva máxima y hacia el tope por la superficie transgresiva máxima. En zonas proximales, los principales depósitos serán fluviales deltaicos o estuarinos y depósitos de playas retrogradacionales (*onlap* fluvial) (Fig. 15 *A-B*). En zonas marinas se desarrollan depósitos de *"healing-phase"* en la etapa temprana mientras que hacia la etapa tardía destacarán depósitos de *slumps* o flujos de barro (Fig. 15-*B*). Los mejores reservorios de este sistema serán costeros del tipo estuarino, deltaico o de playa, mientras que las turbiditas de fondo marino tendrán un potencial de menor grado. El valor más destacado de este sistema es brindar la acumulación de rocas fuente y sellos de amplia distribución areal, como por ejemplo las lutitas marinas de sistemas transgresivos.



Figura 15: Principales procesos y sus productos depositacionales durante el cortejo de sistema transgresivo durante: A- etapa temprana; y B- etapa tardía. Tomado de Catuneanu (2006).

2.2.3.4. Secuencia depositacional

Por último, el conjunto de cortejos de sistemas depositacionales y su distribución definen la arquitectura de una secuencia depositacional (Fig. 16), durante un ciclo completo de ascenso y descenso del nivel de base.



Figura 16: Evolución y arquitectura regional de las secuencias depositacionales, los cortejos de sistemas y las superficies estratigráficas durante un ciclo de ascenso y descenso del nivel de base. 1- Cortejo de sistema de nivel alto indicando agradación y baja tasa de progradación con clinoformas proximales; 2- Cortejo de sistema de regresión forzada indicando fuerte progradación con clinoformas en *offlap*; 3- Cortejo de sistema de nivel bajo indicando agradación y baja tasa de progradación, evidenciando clinoformas de borde de plataforma; 4- Cortejo de sistema transgresivo con patrón retrogradante a agradante. Abreviaciones: e-FR: *early forced regression*; I-FR: *late forced regression*; e-T: *early transgression*; I-T: *late transgression*. Tomado de Catuneanu (2006).

3. <u>Resultados</u>

Para el intervalo de estudio analizado se definieron 12 superficies estratigráficas según el marco teórico definido en el presente estudio, conformando un total de 7 secuencias depositacionales en el sentido de Catuneanu (2006) (Fig. 17 y 18). Las mismas se denominan de base a tope A, B, C, D, E, F y G y están delimitadas por 8 discordancias subaéreas y sus superficies de conformidad correlativa, mientras que las restantes superficies se corresponden con superficies basales de regresión forzada (Tabla 1). En conjunto, todas las secuencias poseen una potencia máxima de 1,94 s (Fig. 19), equivaliendo a 2.230 m de espesor al estimar una velocidad promedio de onda de 2.300 m/s.

Algunas de las secuencias exhiben un carácter más local para la cuenca, mientras que otras adoptan una expresión regional, correlacionándose con las definidas por Morales (2013) para todo el MCU. Las secuencias A, D y G están integradas por un único cortejo, de carácter transgresivo para las secuencias A y G y de regresión forzada para la D. Las restantes secuencias (B, C, E y F) están integradas por dos cortejos de sistemas, uno de regresión normal de nivel bajo en la base y otro de regresión forzada al tope.

Las superficies definidas, las secuencias depositacionales, los cortejos de sistemas que las componen y sus terminaciones estratales son presentados en la siguiente tabla: **Tabla 1**: Horizontes mapeados, interpretación de superficies, secuencias depositacionales, cortejos de sistemas, correlación con los horizontes de Morales (2013), edad inferida y terminaciones estratales para el intervalo de estudio (D= discordancia, SCC= superficie de conformidad correlativa, SBRF= superficie basal de regresión forzada, Tr= truncamiento, *DI= downlap, OI= onlap, Off= offlap).*

Nº Superficie	Secuencia	Significado genético	Según Morales (2013)	Cortejos de sistemas	Edad inferida	Terminaciones estratales
S12		D8 + SCC	H8			Encima: <i>Ol</i> Debajo: <i>Tr</i>
S11	G	D7 + SCC	-	Transgresivo	Maastrichtiano Tardío	Encima: <i>Ol</i> Debajo: <i>Tr y Off</i>
S10	F	SBRF4	-	Regresión Forzada	Cretácico Tardío	Encima: doble <i>Dl</i> en talud Debajo: <i>Tr</i>
S 9		D6 + SCC	-	Regresión Normal de Nivel Bajo	Cretácico Tardío	Encima: <i>DI</i> en plataforma y talud Debajo: <i>Tr y Off</i>
S 8	E	SBRF3	-	Regresión Forzada	Cretácico Tardío	Encima: doble <i>Dl</i> en talud Debajo: <i>Tr</i>
\$7		D5 + SCC	H7	Regresión Normal de Nivel Bajo	Cretácico Tardío	Encima: <i>Dl</i> en talud y plataforma Debajo: <i>Off y Tr</i>
S6	D	D4 + SCC	H6	Regresión Forzada	Cretácico Temprano	Encima: doble <i>DI</i> distales y <i>DI</i> en plataforma Debajo: <i>Tr y Off</i>
S5	с	SBRF2	-	Regresión Forzada	Cretácico Temprano	Encima: doble <i>DI</i> en talud Debajo: <i>Tr</i>
S4		D3 + SCC		Regresión Normal de Nivel Bajo	Cretácico Temprano	Encima: <i>DI</i> en plataforma y talud Debajo: <i>Tr y Off</i>
\$3	В	SBRF1		Regresión Forzada	Cretácico Temprano	Encima: doble <i>DI</i> en talud Debajo: <i>Tr</i>
52		D2 + SCC	H4	Regresión Normal de Nivel Bajo	Cretácico Temprano	Encima: <i>Ol</i> al pie de talud, <i>Dl</i> en plataforma Debajo: <i>Tr</i>
S1	Α	D1	НЗ	Transgresivo	Aptiano	Encima: <i>Ol</i> Debajo: <i>Tr</i>



Figura 17: Sección sísmica *dip* indicando las 12 superficies mapeadas.



Figura 18: Sección sísmica *dip* indicando las 7 secuencias depositacionales mapeadas.

En la figura 19 se presenta el mapa de isópacas correspondiente al intervalo sedimentario estudiado, pudiendo observarse el desarrollo de dos depocentros (DP1 y DP2).

El depocentro ubicado en el sector SW del área de estudio (DP1) se desarrolla en ambientes de plataforma, talud y pie de talud y se corresponde con depósitos transgresivos de las secuencias A y G y de regresión forzada y nivel bajo de las secuencias B, C, D, E y F (Fig. 20). Alcanza los mayores espesores para el intervalo de estudio, con valores de hasta 1,94 s. En el sector sur del área se destaca un alto estructural (Alto Sur), sobre el cual se desarrolla un menor espesor sedimentario de las secuencias D, E y F y el acuñamiento de las secuencias A, B y C.

El depocentro ubicado en el extremo este del área de estudio (DP2), en zonas distales, está compuesto principalmente por depósitos de regresión forzada de las secuencias C, D, E y F (Fig. 21), presentando espesores de hasta 1,80 s. Este depocentro se encuentra limitado hacia las zonas proximales con un segundo alto estructural (Alto Norte) de mayor expresión areal que el Alto Sur.

Ambos depocentros se presentan conectados según una dirección W – E, cuya sedimentación principal corresponde a depósitos de talud y pie de talud, indicando una dirección de paleo depositación de igual sentido.

Finalmente, el principal alto estructural que controla la sedimentación cretácica en la cuenca es el Alto del Polonio, cuyo borde sur presenta una dirección NW-SE y sobre el cual se acuñan las unidades sedimentarias definidas.

50



Figura 19: Mapa de isópacas en TWT (s) para el período Cretácico en la Cuenca Punta del Este indicando los dos depocentros (DP1 y DP2) y altos estructurales. En línea roja continua se muestran los cortes generados para las figuras 20 y 21.



Figura 21: Sección sísmica *dip* (B – B') con las superficies mapeadas indicando ubicación del DP2 y el Alto Norte.

3.1. Secuencia A

La primera secuencia se limita hacia la base por la superficie S1 (discordancia D1) y hacia el tope por la superficie S2 (discordancia más su superficie de conformidad correlativa - D2 + SCC). La superficie S1 se desarrolla en toda la Cuenca Punta del Este y se correlaciona con la superficie H3 definida por Morales (2013). Corresponde a la primera superficie desarrollada por encima de los altos estructurales (*horst*) de las secuencias *rift*. Alcanza sus mayores profundidades en el extremo SE del área de estudio a los 8,73 s y sus curvas de isovalores presentan formas en V sobre el borde de plataforma y talud con eje de dirección NW - SE a WSW - ENE (Fig. 22). Por otra parte, la superficie S2 (D2 + SCC) se desarrolla hasta el borde de talud de la cuenca, estando erosionada en el resto del área por la superficie S4 (D3 + SCC) (Fig. 23) y se correlaciona con la superficie H4 interpretada por Morales (2013). Al igual que la superficie S1, su mapa de contorno estructural presenta curvas de isovalores con eje en sentido NW- SE y WSW - ENE.



Figura 22: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S1.



Figura 23: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S2.

La secuencia A presenta dos depocentros en la Cuenca Punta del Este (Fig. 24), ubicados en el W del área de estudio, en sectores de plataforma y borde de plataforma, con potencias que alcanzan los 0,64 s y en el extremo E del área, en zonas de llanura abisal, con espesores de hasta 0,58 s. No se observan depósitos en zonas de talud por lo cual se infiere su erosión o no depositación en este sector.

Se infiere una edad Aptiana para esta secuencia, correspondiendo a la fase transicional definida por Morales (2013). A escala de sistema de cortejo, la secuencia A presenta únicamente un cortejo transgresivo.



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

3.1.1. Cortejo Transgresivo

El cortejo transgresivo es el único preservado en la secuencia A, por lo cual está delimitado por las superficies S1 (D1) y S2 (D2 + SCC) y se corresponde con los espesores descritos anteriormente para la secuencia A (Fig. 24). La superficie S1 posee por debajo terminaciones de truncamientos y por encima *onlaps* costeros, mientras que la superficie S2 presenta truncamientos por debajo muy marcados en su zona distal, y por encima *onlaps* costeros.

El patrón de apilamiento de la secuencia es suavemente retrogradante con un movimiento de la línea de costa hacia el continente (Fig. 25). Sus reflectores se muestran continuos a discontinuos, con carácter paralelo a subparalelo y patrón divergente, presentando alta frecuencia y baja a media amplitud. Los reflectores más distales presentan una variación de las sismofacies con anomalías de amplitud mayores y menor frecuencia, indicando posible variación lateral de las facies más distales.



Figura 25: Sección sísmica *dip* de la secuencia A indicando las terminaciones estratales junto a la evolución de la línea de costa en flecha azul (Tr = rojo, *Ol* = azul, línea continua roja = discordancia).

3.2. <u>Secuencia B</u>

La secuencia B está limitada hacia la base por la superficie S2 (D2 + SCC) ya descrita y hacia el tope por la superficie S4 (D3 + SCC). La superficie S4 se desarrolla en toda la cuenca recortando a la superficie S2 y alcanza profundidades máximas de hasta 8,23 s en el extremo SE del área de estudio (Fig. 26). Al igual que las superficies S1 y S2, presenta curvaturas de las líneas de isovalores con sentido de eje NW – SE y WSW - ENE.



Figura 26: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S4.

La secuencia está restricta al sector S – SW, en ambientes de plataforma, talud y pie de talud, y sobre el extremo norte del área de estudio, haciendo *onlap* sobre el Alto del Polonio. Se preserva de forma relictual, estando erosionada sobre el resto del área por la discordancia al tope. Sus máximos espesores son de 0,69 s en el talud y pie de talud, con valores entre 0,37 y 0,42 s sobre el Alto del Polonio y espesores de 0,19 s sobre la plataforma (Fig. 27).

Se le asigna una edad inferida Cretácico Temprano y presenta un cortejo regresivo normal de nivel bajo en la base y un cortejo de regresión forzada en el tope, separados por la superficie S3 (SBRF1 – superficie basal de regresión forzada).



Figura 27: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia B.

3.2.1. Cortejo de regresión de nivel bajo

Dicho cortejo se limita en la base por la superficie S2 (D2 + SCC) y al tope por las superficies S4 (D3 + SCC) y S3 (SBRF1). La superficie S3 (SBRF1) se corresponde con la base de la primer clinoforma que presenta terminaciones en *offlap*. La superficie S3 presenta truncamientos por debajo en su sector proximal, y doble *downlap* por encima (Fig. 29 y 31).



Figura 28: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de nivel bajo de la secuencia B.

El cortejo se desarrolla casi exclusivamente sobre ambientes de plataforma en el sector SW del área, con espesores máximos de 0,20 y 0,30 s hacia el talud. Presenta reflectores continuos a discontinuos, subparalelos y de media amplitud, los cuales gradan a reflectores más discontinuos y de muy baja amplitud hacia las zonas distales de talud. No se observa la evolución de la línea de costa debido al escaso desarrollo del cortejo. Vale destacar que debido al carácter relativamente relictual y la escasa preservación del presente cortejo, se deja abierta la posibilidad de interpretar el mismo como un cortejo de nivel alto.



Figura 29: Sección sísmica *dip* del cortejo de nivel bajo de la secuencia B indicando las terminaciones estratales (Tr =rojo, línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada).

3.2.2. Cortejo de regresión forzada

El cortejo de regresión forzada se limita en la base por la superficie S3 (SBRF1) y al tope por la superficie S4 (D3 + SCC), con espesores de hasta 0,50 a 0,66 s en ambientes de talud y pie de talud (Fig. 30). La superficie S4 presenta por debajo terminaciones en *offlaps* y truncamientos, y por encima *downlaps* en plataforma y talud (Fig. 31).



Figura 30: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de regresión forzada de la secuencia B.

En cuanto a sus facies sísmicas, se observan importantes clinoformas con patrones sigmoidales a oblicuas, con reflectores continuos a discontinuos de baja a media amplitud, que gradan lateralmente a formas monticulares con terminaciones de doble *downlaps* y reflectores de baja amplitud y continuidad. El patrón de apilamiento es fuertemente progradante, donde el movimiento de la línea de costa es casi horizontal hacia el mar, con una migración de aproximadamente 14 km.



Figura 31: Sección sísmica *dip* del cortejo regresivo forzado de la secuencia B indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa en flecha azul (Tr = rojo, *Off* = amarillo, *DI* = verde, doble *DI* = naranja, línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea punteada negra = límite clinoformas).

3.3. <u>Secuencia C</u>

La secuencia C está limitada en la base por la superficie S4 (D3 + SCC) anteriormente descrita y en el tope por la superficie S6 (D4 + SCC). La última presenta una extensión regional en toda la cuenca, siendo correlacionable con el horizonte H6 definido por Morales (2013). No presenta curvaturas de isovalores tan denotadas como las discordancias anteriores y alcanza profundidades de entre 7,42 y 7,90 s a lo largo de toda la llanura abisal (Fig. 32).



Figura 32: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S6.

Al igual que la secuencia A, presenta dos depocentros controlados por los altos Sur y Norte, destacándose la ocurrencia de un área de conexión WSW-ENE entre los mismos (Fig. 33). Uno de los depocentros se ubica principalmente en zonas de plataforma y talud, al SW del área de estudio, comprendiendo espesores de 0,77 s al pie del talud. El otro depocentro se ubica en el extremo E del área, alcanzando importante desarrollo en la llanura abisal, con espesores variables entre 0,55 y 0,63 s, preservando una morfología de abanico submarino en vista en planta.

Se infiere una edad Cretácico Temprano para esta secuencia y preserva un cortejo regresivo de nivel bajo en la base y un cortejo de regresión forzada al tope, separados por la superficie S5 (SBRF2).



Figura 33: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia C indicando con línea punteada morfología en abanico y altos estructurales.

3.3.1. Cortejo de regresión normal de nivel bajo

El cortejo de nivel bajo de la secuencia C se limita en la base por la superficie S4 (D3 + SCC) y al tope por las superficies S6 (D4 + SCC) y S5 (SBRF2). Esta última corresponde con la base de la primer clinoforma con patrón en *offlap*, presentando terminaciones de truncamiento por debajo en su sector proximal y doble *downlap* por encima (Fig. 35 y 37).

El cortejo se desarrolla escasamente sobre ambientes de plataforma en el sector SW del área de estudio, con espesores máximos de 0,15 s (Fig. 36). Los reflectores son continuos a discontinuos, paralelos, con amplitud media. Al igual que el cortejo de nivel bajo de la secuencia B, no es posible observar la evolución de la línea de costa.

Nuevamente, debido al carácter relativamente relictual y la escasa preservación del presente cortejo, se deja abierta la posibilidad de interpretar el mismo como un cortejo de nivel alto.



Figura 34: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de nivel bajo de la secuencia C.



Figura 35: Sección sísmica *dip* del cortejo de nivel bajo de la secuencia C indicando las terminaciones estratales (Tr = rojo, línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada).

3.3.2. Cortejo de regresión forzada

El mismo se encuentra limitado en la base por la superficie S5 (SBRF2) y al tope por la superficie S6 (D4 + SCC), presentando espesores muy similares para los indicados para la secuencia, evidenciando que los depocentros en talud y llanura abisal se corresponden con el cortejo de regresión forzada, así como la morfología de abanico (Fig. 36).

La superficie S6 presenta por debajo terminaciones de *offlaps* y truncamientos, y por encima doble *downlaps* (Fig. 37).



Figura 36: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de regresión forzada de la secuencia C.

El cortejo está integrado por clinoformas sigmoidales a oblicuas con patrones en *offlap*, con reflectores continuos a discontinuos de baja a media amplitud. El patrón de apilamiento es intensamente progradante con un movimiento de la línea de costa horizontal hacia el mar con caída, donde la migración es de aproximadamente 13,5 km (Fig. 37).



Figura 37: Sección sísmica *dip* del cortejo regresivo forzado de la secuencia C indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa con flecha azul (Tr = rojo, *Off* = amarillo, *DI* = verde, doble *DI* = naranja, línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea punteada negra = límite clinoformas).

En ambientes distales de fondo marino se aprecian sismofacies con configuraciones sigmoidales, que hacia zonas proximales se apoyan en *onlap* contra las clinoformas anterior y en zonas distales se truncan por la subsecuente (Fig. 38).



Figura 38: Sección sísmica *strike* del cortejo de regresión forzada de la secuencia C indicando estructuras sigmoidales (Tr = rojo, *OI* = azul, línea continua roja = discordancia, línea punteada amarilla = límite sismofacies sigmoidales)

3.4. <u>Secuencia D</u>

La secuencia D está limitada en la base por la superficie S6 (D4 + SCC) descrita anteriormente, y al tope por la superficie S7 (D5 + SCC). La superficie S7 presenta desarrollo sobre toda el área de estudio, siendo correlacionable con el horizonte H7 definido por Morales (2013) para todo el MCU. Alcanza sus mayores profundidades a lo largo de toda la llanura abisal con valores máximos de hasta 7,67 s en el extremo SE (Fig. 39).

La secuencia se desarrolla ampliamente sobre todo el sector S del área, destacándose en zonas de talud y plataforma con espesores máximos de hasta 0,55 y 0,22 s respectivamente. Hacia la llanura abisal se observan relictos monticulares de hasta 0,33 s de espesor (Fig. 40).

Se infiere nuevamente una edad Cretácico Temprano para esta secuencia y está compuesta únicamente por un cortejo de sistema de regresión forzada.



Figura 39: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S7.



Figura 40: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia D.

3.4.1. Cortejo de regresión forzada

El cortejo de regresión forzada está limitado en la base por la superficie S6 (D4 + SCC) y al tope por la superficie S7 (D5 + SCC), preservando los espesores indicados para la secuencia (Fig. 40). La superficie S7 presenta por debajo terminaciones en *offlaps* y truncamientos, y por encima *onlaps* en plataforma y *downlaps* en talud y pie de talud (Fig. 41).

El cortejo está integrado por clinoformas con geometrías sigmoidales a sigmoidales oblicuas, definidas por reflectores continuos a discontinuos de baja a media amplitud, y sismofacies internas monticulares con terminaciones de doble *downlap*. El patrón de apilamiento del cortejo es fuertemente progradante en caída, con un movimiento de la línea de costa horizontal hacia el mar de aproximadamente 10,5 km.



Figura 41: Sección sísmica *dip* de la secuencia D indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa con flecha azul (Tr = rojo, *Off* = amarillo, *DI* = verde, doble *DI* = naranja, línea continua roja = discordancia, línea punteada negra = límite clinoformas).

3.5. <u>Secuencia E</u>

Esta secuencia se limita en la base por la superficie S7 (D5 + SCC) descrita anteriormente y al tope por la superficie S9 (D6 + SCC). La última superficie se preserva en toda la cuenca, alcanzando profundidades mayores de hasta 7,31 s en sectores distales al SE del área de estudio (Fig. 42).



Figura 42: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S9.

La secuencia se desarrolla en toda la cuenca como la de mayor expresión areal, destacando desde zonas de plataforma somera hasta llanura abisal. Los altos Sur y Norte controlan nuevamente la depositación de esta secuencia donde los mayores depocentros se ubican en zonas de talud y llanura abisal con espesores máximos de hasta 0,56 s, observándose depocentros con dirección NW – SE que aumentarían sus espesores hacia zonas marino profundas (Fig. 43).



Figura 43: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia E indicando altos estructurales.

Se le infiere una edad Cretácico Tardío y está compuesta por un cortejo regresivo de nivel bajo en la base y un cortejo de regresión forzada al tope, separados ambos por la superficie S8 (SBRF3).

3.5.1. Cortejo de regresión normal de nivel bajo

El presente cortejo está limitando en la base por la superficie S7 (D5 + SCC) y al tope por las superficies S9 (D6 + SCC) y S8 (SBRF3). La última, nuevamente se corresponde con la base de la primer clinoforma con terminaciones en *offlap*, presentando terminaciones de truncamiento por debajo en el sector proximal y doble *downlap* por encima.

El cortejo se desarrolla ampliamente sobre toda la plataforma y talud con espesores máximos de 0,29 s (Fig. 44).



Figura 44: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de nivel bajo de la secuencia E.

Las sismofacies del cortejo en el área de plataforma presentan reflectores continuos, paralelos, de alta amplitud, gradando hacia zonas distales a reflectores más discontinuos y con amplitudes menores. Además, se observa claramente una evolución de la línea de costa cóncava hacia el tope, típica de los cortejos de nivel bajo (Fig. 45).



Figura 45: Sección sísmica *dip* del cortejo de nivel bajo en la base y el regresivo forzado al tope de la secuencia E indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa con flecha azul (Tr = rojo, *Off* = amarillo, *DI* = verde, Doble *DI* = naranja, línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea punteada negra = límite clinoformas).
3.5.2. Cortejo de regresión forzada

El cortejo de regresión forzada se limita a la base por la superficie S8 (SBRF3) y al tope por la superficie S9 (D6 + SCC), desarrollándose en sectores de talud y llanura abisal con espesores máximos de hasta 0,57 s (Fig. 46). La superficie S9 presenta por debajo terminaciones de *offlaps* y truncamientos, y por encima *downlaps* en plataforma y talud.

El cortejo está integrado por clinoformas con patrones sigmoidales y terminaciones en *offlaps*, con reflectores continuos de media amplitud (Fig. 45). Nuevamente, hacia zonas más distales los reflectores gradan lateralmente a terminaciones en doble *downlap*, que se agrupan en la vertical de forma monticular. El patrón de apilamiento es progradante, evidenciando un movimiento de la línea de costa horizontal hacia el mar con valores máximos de aproximadamente 5 km. En ambientes distales marino profundos destacan sismofacies monticulares o macro ondulas que se recortan entre sí. Internamente, los reflectores son continuos a discontinuos con media a baja amplitud, exhibiendo terminaciones de *onlap* proximales y truncamientos distales (Fig. 47).



Figura 46: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de regresión forzada de la secuencia E.



Figura 47: Sección sísmica *dip* indicando las sismofacies distales de macro ondulas correspondientes al cortejo regresivo forzado de la secuencia E (Tr = rojo, *Ol* = azul, línea continua roja = discordancia, línea punteada amarilla = límite estructuras de macro ondulas).

3.6. <u>Secuencia F</u>

La secuencia F se desarrolla entre las superficies S9 (D6 + SCC) y S11 (D7 + SCC). La primera se describió anteriormente, mientras que la superficie S11 se encuentra erosionada en las zonas de talud y llanura abisal por la superficie S12, alcanzando profundidades máximas de 4,57 s (Fig. 48).



Figura 48: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S11.

La secuencia presenta dos depocentros controlados por los altos estructurales y separados por una franja de dirección NW – SE (Fig. 49). Uno de los depocentros se ubica en el sector SW, presentando espesores en plataforma de hasta 0,25 s y desarrollando importantes montículos en zonas de talud del mismo sector, con valores de hasta 0,63 s. Por otro lado, el otro depocentro presenta mayor expresión areal en zonas de llanura abisal hacia el extremo E del área, alcanzando también espesores máximos de hasta 0,63 s.

Para la secuencia F, se asume nuevamente una edad Cretácico Tardío y se compone por un cortejo de nivel bajo en la base y un cortejo de regresión forzada al tope, separados por la superficie S10 (SBRF4).



Figura 49: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia F indicando los dos altos estructurales.

3.6.1. Cortejo de sistema de nivel bajo

El cortejo de nivel bajo de la secuencia F se limita en la base por la superficie S9 (D6 + SCC) y al tope por las superficies S11 (D7 + SCC) y S10 (SBRF4). La última, presenta terminaciones de truncamiento por debajo y doble *downlap* por encima.

Posee un desarrollo areal muy importante en ambientes de plataforma y talud de toda el área de estudio con espesores de 0,25 y 0,40 s respectivamente. Los reflectores son continuos, subparalelos a ondulados de media a baja amplitud e impedancia acústica (Fig. 50). Se evidencian dos claras clinoformas con patrones internos diferentes, donde la primera presenta una configuración fuertemente progradante de tipo sigmoidal y la segunda un patrón más agradante con una configuración sigmoidal oblicua. De nuevo, el cortejo de nivel bajo manifiesta una evolución de la línea de costa cóncava hacia el tope (Fig. 51).



Figura 50: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de nivel bajo de la secuencia F.



Figura 51: Sección sísmica *dip* de la secuencia F con el cortejo de nivel bajo a la base y el regresivo forzado al tope indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa con flecha azul (Tr = rojo, *Off* = amarillo, *OI* = azul, doble *DI* = naranja, línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea punteada negra = límite clinoformas).

3.6.2. Cortejo de sistema de regresión forzada

El presente cortejo está limitado en la base por la superficie S10 (SBRF4) y hacia el tope por la superficie S11 (D7 + SCC) en sectores proximales (Fig. 51) y por la S12 (D8 + SCC) en ambientes distales (Fig. 53). Conserva espesores máximos en zonas de talud y llanura abisal de hasta 0,57 s, en el extremo E del área de estudio (Fig. 52).



Figura 52: Mapa de isópacas en TWT (s) del cortejo de regresión forzada de la secuencia F.

Por su parte, la superficie S11 presenta por debajo terminaciones de truncamientos y *offlaps*, y por encima *onlaps* en el talud, pertenecientes al cortejo transgresivo de la secuencia G y de la suprayacente secuencia transgresiva paleógena (Fig. 51).

Las clinoformas que integran este cortejo presentan geometrías sigmoidales oblicuas y terminaciones de *offlaps* internas, con reflectores continuos a levemente discontinuos de media amplitud. Nuevamente, el patrón de apilamiento es fuertemente progradante con un movimiento de la línea de costa horizontal con caída hacia el mar y una migración de hasta 5 km. En zonas distales, se observan sismofacies monticulares con terminaciones internas de doble *downlap* y por encima *onlap* (Fig.53).



Figura 53: Sección sísmica *dip* indicando las sismofacies distales monticulares del cortejo regresivo forzado de la secuencia F (*OI* = azul, doble *DI* = naranja, línea continua roja = discordancia, línea punteada amarilla = límite estructuras monticulares).

3.7. <u>Secuencia G</u>

La secuencia G se encuentra limitada en la base por la superficie S11 (D7 + SCC) anteriormente descrita y al tope por la superficie S12 (D8 + SCC), la cual corresponde al límite Cretácico – Paleógeno y, por ende, al tope del intervalo de estudio. La superficie S12 se expresa regionalmente a través de toda el área de estudio y se correlaciona con la superficie H8 definida por Morales (2013). De las superficies mapeadas es la que se ubica a menor profundidad, entre 6,71 y 7,20 s (Fig. 54).

La secuencia evidencia espesores homogéneos para toda la plataforma con valores máximos de hasta 0,19 y 0,21 s, en el sector SW. Claramente, dicha secuencia se encuentra erosionada en el resto del área por la discordancia Cretácico – Paleógeno (D8) (Fig. 55).

Se infiere una edad Maastrichtiano Tardío para esta secuencia en correlación con lo propuesto por Daners & Guerstein (2004). Está compuesta únicamente por un único cortejo de carácter transgresivo.



Figura 54: Mapa de contorno estructural en TWT (s) de la superficie S12.



Figura 55: Mapa de isópacas en TWT (s) de la secuencia G.

3.7.1. Sistema de cortejo transgresivo

El cortejo transgresivo es el único preservado dentro de la secuencia G por lo cual está delimitado por las superficies S11 (D7 + SCC) y S12 (D8 + SCC), conservando los espesores descritos anteriormente para la secuencia G (Fig. 55). La superficie S12 presenta truncamientos por debajo, y por encima *onlaps* costeros (Fig. 56). Su patrón es levemente retrogradante, con una migración de la línea de costa ligeramente hacia el continente. Sus reflectores muestran un carácter continuo, subparalelo a ondulado, con media a alta amplitud no pudiendo definirse su configuración interna debido a estar fuertemente erosionado por la discordancia suprayacente.



Figura 56: Sección sísmica *dip* de la secuencia G indicando las terminaciones estratales indicando la evolución de la línea de costa con flecha azul (Tr = rojo, *Ol* = azul, línea continua roja = discordancia).

4. Discusión y conclusiones

Para el intervalo sedimentario analizado se definieron 7 secuencias depositacionales en el sentido de Catuneanu (2006), delimitadas por 8 discordancias subaéreas y sus superficies de conformidad correlativa. De esa forma, se amplía el número de secuencias definidas por Morales (2013) para la Cuenca Punta del Este, introduciendo 3 nuevas secuencias de distribución más restringida, a las establecidas por la autora para todo el MCU. Ninguna de las secuencias está conformada por los 4 cortejos de sistemas depositacionales que representan un ciclo completo de ascenso y descenso del nivel de base; posiblemente, en virtud de que algunos de ellos fueron erosionados, o que las condiciones de interrelación entre el espacio de acomodación, el nivel de base y la tasa de aporte sedimentario no propiciaron su formación.

Desde un punto de vista tectono-sedimentario, la sedimentación del período Cretácico en la Cuenca Punta del Este presenta dos importantes depocentros, ubicados hacia el SW y E del área de estudio, controlados por los denominados altos Norte y Sur y el propio Alto del Polonio (Fig. 57). El patrón de apilamiento sedimentario para todo el período Cretácico en la Cuenca Punta del Este es fuertemente progradante (exceptuando las secuencias A y G), coincidiendo con lo propuesto por Morales (2013) y Morales *et al.* (2017*a*). El DP1 se desarrolla en ambientes de plataforma, talud y pie de talud, limitando el Alto Sur la sedimentación en ambientes distales. En sentido contrario, el DP2 se desarrolla en ambientes distales, de llanura abisal, limitando el Alto Norte la sedimentación en ambientes más someros.

La delimitación de los dos depocentros posibilitaría la inferencia de la actuación de una discontinuidad del basamento con sentido NW – SE, separando dos comportamientos depositacionales diferentes (Fig. 57), las que podrían corresponder al Sistema de Transferencia del Rio de la Plata, definido por Soto *et al.* (2011) (ver Fig. 5).



Figura 57: Sentido de paleodrenaje para el Cretácico Temprano y Tardío, indicando los principales controles por altos estructurales.

El sentido de aporte sedimentario para el Cretácico Temprano sería NW – SE y WSW – ENE, según lo interpretado en los mapas de contorno estructural de las discordancias basales. Esta orientación es coincidente con lo expresado por Conti *et al.* (2019) para sistemas turbidíticos aptianos, en aguas ultraprofundas de la Cuenca Punta del Este. De ese modo, hacia el inicio del período Cretácico los sistemas de drenaje presentaban direcciones NW-SE en los sectores más proximales y WSW – ENE en los sectores distales en la Cuenca Punta del Este (Fig. 57). Posiblemente, el sentido NW-SE estaba controlado por el Alto del Polonio al NE y por el Alto de Martin García al SW, mientras que, la dirección WSE – ENE estaba controlada por los altos Sur y Norte.

Hacia el Cretácico Tardío, el sentido de paleodrenaje cambia a una dirección netamente NW – SE. Esto coincide con lo propuesto por Creaser *et al.* (2017) para los canales submarinos de la unidad sísmica 2 (Coniaciense – Santoniense) y 3 (Campaniense – Maastrichtiense) definidas por los autores, y lo expresado por otros autores para los depósitos turbidíticos cenozoicos, todos con orientación perpendicular al margen (*e.g.* Morales *et al.*, 2017*a*; Hernández-Molina *et al.*, 2016). Para este momento de la evolución de la Cuenca Punta del Este, los altos Sur y Norte dejan de representar un control destacado en la sedimentación, ya que las secuencias del Cretácico Tardío comienzan a depositarse parcialmente sobre los mismos.

En cuanto a la estratigrafía, la secuencia A presenta un desarrollo acotado a los dos depocentros definidos anteriormente y se compone por un único cortejo de sistemas transgresivo con patrón retrogradante. Se asocia a un aumento del nivel de base posterior a la apertura *breakup* y su evolución de la línea de costa hacia el continente permite inferir que la tasa de creación del espacio de acomodación fue mayor al aporte sedimentario (Catuneanu, 2006). Su configuración interna paralela a subparalela indica una tasa de depositación uniforme de los estratos sobre una superficie estable o uniformemente subsidente (Severiano Ribeiro, 2000). La variación de amplitudes internas de los reflectores permite inferir una alternancia de depositación arenas-lutitas (Roksandić, 1978). En ambientes marino profundos se describieron reflectores continuos de media amplitud que pasan en la lateral a reflectores discontinuos de baja amplitud, correlacionables con las facies distales generadoras aptianas de la secuencia transicional en cuencas análogas (Mello *et al.*, 2012).

84

Por otra parte, la secuencia B se restringe al DP1, desarrollando un cortejo de nivel bajo en la base y uno de regresión forzada al tope. El primero indica un aumento inicial del nivel de base donde la tasa de aporte sedimentario es superior a la generación del espacio de acomodación (Catuneanu, 2006). Sus reflectores continuos con patrones paralelos a subparalelos en zonas proximales se relacionan posiblemente a depósitos de plataforma deltaica con agradación fluvial (Catuneanu, 2006; Roksandić, 1978). Además, clinoformas con patrones sigmoidales a oblicuas destacan en el cortejo regresivo forzado, indicando un evento de descenso abrupto del nivel de base e importante aporte sedimentario con sistemas de alta energía (Catuneanu, 2006; Roksandić, 1978). Hacia el pie de talud destacan estructuras monticulares con terminaciones de doble *downlap* interpretadas como turbiditas de pie de talud o *slope fans* (Catuneanu *et al.* 2011, 2006; Mitchum Jr. *et al.*, 1977). Al igual que las demás secuencias, el último evento regresivo forzado posiblemente haya propiciado la erosión de los cortejos infrayacentes si es que las condiciones permitieron su generación.

Continuando, la secuencia C se desarrolla sobre los dos depocentros exhibiendo una muy clara morfología de abanico hacia zonas distales, preservando un cortejo de nivel bajo en la base y de regresión forzada al tope. El primero presenta expresión regional sobre la plataforma con reflectores continuos, paralelos a subparalelos de media amplitud que describen nuevamente ambientes de plataforma deltaica con depósitos fluviales (Catuneanu, 2006; Roksandić, 1978). El cortejo regresivo forzado representa una progradación con caída (downstepping progradation) donde la línea de costa se ve forzada a retroceder independientemente de la tasa de aporte sedimentario (Fig. 58) (Catuneanu et al., 2011). Destacan tres claras clinoformas con patrones sigmoidales a oblicuas que indican nuevamente condiciones de alta energía (Severiano Ribeiro, 2000; Sangree & Windmier, 1974). En las mismas se describen terminaciones internas de doble downlap monticulares sobre el talud y pie de talud, interpretados como turbiditas o slope fans (Catuneanu, 2006; Mitchum Jr. et al., 1977). En ambientes distales de fondo marino se contemplan sismofacies sigmoidales superpuestas en la lateral, las cuales se describen como turbiditas de fondo marino, o basin floor fans. El corte longitudinal de estos cuerpos observados en secciones strike SW-NE (Fig. 38) coincide con la dirección de paleodepositación WSW - ENE definida para el Cretácico Temprano. Vale destacar

que estas estructuras son muy similares a la prospectada por el pozo Raya para el Oligoceno en la Cuenca Pelotas (Total, 2016).



Figura 58: Patrón de apilamiento regresivo forzado relacionada a una evolución de la línea de costa progradante con caída. Tomado de Catuneanu *et al.* (2011).

La secuencia D se limita a ambientes de talud y pie de talud al sur del área presentando únicamente un único cortejo de regresión forzada, indicando otro episodio de descenso abrupto del nivel de base, importante aporte sedimentario y destrucción del espacio de acomodación (Catuneanu, 2006). La trayectoria de la línea de costa es horizontal hacia el mar representando nuevamente una progradación en caída (Catuneanu *et al.*, 2011) (Fig. 58). Las clinoformas de la base se encuentran erosionadas por las subsecuentes, lo cual impide definir correctamente su patrón interno. Hacia el tope, se observan clinoformas con una configuración sigmoidal oblicua indicando un ambiente depositacional de alta energía, con alternancia de procesos constructivos (sigmoides) y de *by pass* sedimentario (oblicuos) (Severiano Ribeiro, 2000). Internamente, destacan nuevamente sismofacies monticulares con terminaciones de doble *downlap* en zonas de talud, interpretados como depósitos turbidíticos (Catuneanu, 2006; Mitchum Jr. *et al.*, 1977) de interesante potencial exploratorio.

Posteriormente, la secuencia E se revela como la de mayor desarrollo areal para el intervalo de estudio, desde ambientes proximales de plataforma hasta de llanura abisal. Preserva nuevamente dos cortejos de sistema, uno basal de nivel bajo y uno de regresión forzada al tope. En el primero se observa un único paquete sedimentario con una trayectoria de la línea de costa cóncava hacia arriba, típica de los cortejos de nivel bajo (Catuneanu *et al.*, 2011) (Fig. 59). El cortejo de regresión forzada se desarrolla en

ambientes de talud con turbiditas de escaso desarrollo vertical en la base de las clinoformas. En ambientes de llanura abisal exhibe sismofacies de macro ondulas migratorias correlacionables con estructuras similares interpretadas por Creaser *et al.* (2017) y Hernández Molina *et al.* (2016), como campos de dunas generados por la interacción de procesos turbidíticos y contorníticos.



Figura 59: Patrón de apilamiento regresivo de nivel bajo relacionada a una evolución de la línea de costa de progradante a agradante. Tomado de Catuneanu *et al.* (2011).

Muy similar a la anterior, la secuencia F está compuesta por un cortejo de nivel bajo en la base y uno de regresión forzada al tope, desarrollándose ampliamente en toda el área de estudio desde ambientes de plataforma hasta llanura abisal. El cortejo de nivel bajo exhibe claramente una primer clinoforma fuertemente progradante y una segunda más agradante, coincidiendo con lo expuesto por Catuneanu *et al.* (2011) para la trayectoria de la línea de costa típica de estos cortejos (Fig. 59). Los espesores más importantes del cortejo regresivo forzado destacan en ambientes marino profundos donde se observan sismofacies monticulares con terminaciones internas de doble *downlap* y *onlap* al tope, las cuales se definen como depósitos contorníticos (Severiano Ribeiro, 2000), que se asocian a posibles turbiditas adyacentes (Fig. 66).

Para finalizar, la secuencia G presenta un único cortejo transgresivo acotado a ambientes de plataforma, indicando el último evento depositacional para el Cretácico en la Cuenca Punta del Este, donde la tasa de aumento del nivel de base supera al aporte sedimentario, evidenciado en una evolución de la línea de costa levemente retrogradante. Sus reflectores continuos, subparalelos y de alta a media amplitud e impedancia representan una distribución homogénea y una constancia en los procesos sedimentarios (Mitchum Jr. *et al.*, 1977) con posible alternancia litológica (Roksandić, 1978). Estos depósitos se corresponden a los identificados por Daners & Guerstein (2004) para el intervalo perteneciente a la Formación Gaviotín, ubicado debajo del límite K-T (S12 en este trabajo), en donde destacan alternancias de limolitas y arcillitas (Fig. 60).



Figura 60: Tramo Maastrichtiense – Paleógeno en el pozo Gaviotín indicando edades, litologías y ambiente sedimentario. Tomado de Daners & Guerstein (2004).

Para el intervalo de estudio analizado se proponen dos potenciales sistemas petroleros especulativos de acuerdo a la interpretación realizada en este trabajo, en el contexto de la estratigrafía de secuencias, y lo contemplado en la bibliografía. Ambos sistemas corresponden a cada uno a los depocentros definidos en el presente estudio (Fig. 19) y se ubican en zonas específicas de los mismos, con el fin de minimizar los principales riesgos y potenciar el éxito geológico.

El primer sistema petrolero propuesto se ubica en zonas proximales del DP1, específicamente sobre áreas de talud a profundidades de 3,5 a 4,5 s, y se le asigna una edad Neocomiense – Cretácico Temprano. En esta área, el cortejo transgresivo de la secuencia A, que podría actuar como sello o "tapón" impidiendo la migración vertical de hidrocarburos hacia los reservorios suprayacentes, ya no presenta importantes espesores. Además, en ese sector se desarrollan los mayores espesores de la secuencia *synrift*, la que podría contener rocas generadoras de hidrocarburos (Morales *et al.*, 2017*a*, *b*).



Figura 61: Sección sísmica dip indicando roca generadora (G) según los antecedentes, roca reservorio (R), roca sello local (SL?) y secuencias interpretadas (línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea continua negra = fallas, línea punteada amarilla = límite reservorios).

Para las rocas reservorio se asumen turbiditas de talud con claras terminaciones de doble *downlap* y rellenos de canal del cortejo de regresión forzada de las secuencias D, depósitos de regresión forzada de las secuencias B y C y depósitos de canal del cortejo de nivel bajo de la secuencia B (Fig. 61 y 62). Las rocas generadoras comprenden las facies lacustres de la secuencia *synrift*, correlacionables con lutitas ricas en materia orgánica de la Formación Castellanos en la Cuenca Santa Lucía, donde alcanzan valores de TOC de 2,95% (ANCAP, 1994); mientras que en cuencas análogas de Brasil superan

los valores de 10% (Mello *et al.*, 1994). Según Morales *et al.* (2017*b*), el pico de maduración de estas rocas en los *hemigrabens* más profundos se alcanzarían hacia fines del Cretácico.



Figura 62: Sección sísmica *strike* indicando roca generadora (G), roca reservorio (R), roca sello local (SL?) y secuencias interpretadas (línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea continua negra = fallas, línea punteada amarilla = límite reservorios).



Figura 63: Ampliación de recuadro A indicado en la figura 62, observando el reservorio de la secuencia D asociado a anomalías de amplitud al tope de la estructura, con posible *"sealing"* por fallas hacia los márgenes.

Sellos locales para este sistema podrían corresponderse con facies basales de prodelta para el cortejo de sistema de nivel bajo de la secuencia E, con posible ocurrencia de litologías limo-arcillosas (Fig. 64). Estas litologías se asociarían a los reflectores continuos, paralelos y de alta amplitud que se observan en la base de la secuencia E (Fig. 61 y 62).

Las trampas serian combinadas de tipo estratigráficas y por fallas, mientras que la migración ocurriría a través de fallas normales principalmente de dirección NE-SW con extensión hasta la secuencia D del presente estudio, pudiendo estar reactivadas por el Sistema de Transferencia del Río de la Plata. Adicionalmente, Morales *et al.* (2020) indican que la porción más al oeste de la Cuenca Punta del Este presenta la mayor actividad tectónica de la fase de margen pasivo, facilitando la migración.

Los principales riesgos estarían asociados a la falta de sellos de carácter regional y a la factibilidad de ocurrencia de la roca generadora. No obstante, la existencia de este sistema petrolero ya está comprobado en cuencas análogas (Cuenca de Orange) (Paton *et al.*, 2007) y la cercanía entre las rocas generadoras y los reservorios aumentarían la probabilidad de abastecimiento de hidrocarburos. Nótese la ocurrencia de anomalías de amplitud en reflectores sobre la estructura de canal de la secuencia D (Fig. 63) las cuales aumentan por encima del posible cuerpo reservorio y además se limitan por fallas en sus márgenes (*sealing* por fallas). La identificación de estas anomalías podría ser un indicio interesante de prospección por ser un método indirecto de reconocimiento de hidrocarburos. Además, este cuerpo es el que mejor se encuentra conectado con la posible roca generadora del *synrift*, hacia el margen NE del *hemigraben* (Fig. 62).



Figura 64: Litologías dominantes en un sistema de progradación de frente deltaico. Tomado de Holz (2012).

El segundo sistema petrolero se ubica en el DP2 del área de estudio, en ambientes marino profundos, con profundidades entre 6,5 y 8,2 s asignándole una edad Aptiano – Cretácico Tardío.

Los reservorios comprenden las sismofacies monticulares y/o ondulantes de la secuencia E y F (Fig. 65 y 66) interpretadas como campos de dunas generados por la interacción de corrientes de contorno y turbidez según analogías con lo interpretado por Hernández Molina *et al.* (2017) para el Cenozoico en el MCU. Además, se definieron turbiditas de la secuencia C con configuraciones sigmoidales (Fig. 66).



Figura 65: Sección sísmica *dip* indicando roca generadora (G), roca reservorio (R), roca sello (S) y secuencias interpretadas (línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea continua negra = fallas, línea punteada amarilla = límite reservorios).

Las rocas generadoras comprenden lutitas aptianas de la secuencia A correspondientes a ambientes marinos profundos. La ocurrencia de esta roca generadora responde a un evento anóxico oceánico (Mello *et al.*, 2012) y está comprobada en cuencas análogas del *offshore* de Brasil y África (Mello *et al.*, 1994, Bray

et al., 1988). Se asocian a reflectores continuos, paralelos y de alta amplitud ubicados en la base de la secuencia A, que gradan en la lateral a sismofacies características de muy baja amplitud e impedancia acústica (Fig. 66). El pico de maduración para esta unidad se alcanzaría en el Eoceno para el petróleo, en el Eoceno/Oligoceno para el gas húmedo/condensado y en el Mioceno para el gas seco (Morales *et al.*, 2017*b*).



Figura 66: Sección sísmica *strike* indicando roca generadora (G), roca reservorio (R), roca sello (S), roca sello (SL) y secuencias interpretadas (línea continua roja = discordancia, línea continua azul = superficie basal de regresión forzada, línea continua negra = fallas, línea punteada amarilla = límite reservorios).

Las rocas sellos corresponderían a lutitas marinas de la secuencia Paleoceno-Eoceno, asociadas al cortejo transgresivo de la secuencia A del Cenozoico según Morales *et al.* (2020). Además, sellos locales de facies finas distales podrían inferirse por estar ubicados en ambientes marino profundos. Las trampas serían de tipo estratigráficas mientras que las vías de migración corresponderían a fallas que presentan importantes rechazos en la secuencia A. El principal riesgo se asocia a la probabilidad de conexión entre las rocas generadoras y reservorio y a la falta de sellos regionales para los reservorios de las secuencias C y E.

5. <u>Bibliografía</u>

- Almeida, F. D. (1967). Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Bol. 241, Div. Geol. Min., Dep. Nac. Prod. Min.
- Asmus, H.E. and F.C. Ponte (1973). The Brazilian Marginal Basins in The Ocean Basins and Margins, v.1 - The South Atlantic, Nairn, A.E.M. and F.G. Stehili, eds, Plenum Press, Nova York, p.87-133.
- Blarez, E. (1986). Structure et évolution d'une marge continentale transformante. Paris, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI: 188 pp.
- Brown Jr., L. F. (1980). Seismic stratigraphic interpretation and petroleum exploration. *Course Notes AAPG*, (16), 181p.
- 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.
- Catuneanu, O. (2006). Principles of sequence stratigraphy. Elsevier.
- 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., 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.
- 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.
- Chauvet, F., Sapin, F., Geoffroy, L., Ringenbach, J. C., & Ferry, J. N. (2021). Conjugate volcanic passive margins in the austral segment of the South Atlantic– Architecture and development. Earth-Science Reviews, 103461.
- Chang, K. H. (1975). Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America Bulletin*, 86(11), 1544-1552.
- Chang H.K., Kowsmann R.O., Figueiredo A.M.F., Bender A.A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: An overview. *Tectonophysics*, 213:97-138.
- Chevron Oil Uruguay (1976). Biostratigraphy of the Lobo and Gaviotín Wells Offshore Uruguay. Resumo. 1p. Internal report.
- Conti, B. (2015). Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, *Dissertação de Mestrado*, Universidade Estadual Paulista - RC (Brasil).
- 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., Ferro, S., Tomasini, J., Gristo, P. (2019). Deep water Aptian Turbidite System in Punta del Este Basin, a New Play Offshore Uruguay. AAPG, International Conference & Exhibition, Buenos Aires, Argentina.
- 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 paleoceanographic implications. *Marine Geology*, 390, 234-253.
- Daners, G., Guerstein, G. R. (2004). Dinoflagelados del Maastrichtiense-Paleógeno en la Formación Gaviotín, Cuenca Punta del Este (No. 551.77 (899) CUE).
- De Santa Ana, H., & Ucha, N. (1994). Exploratory potential of the Uruguayan sedimentary basins. ANCAP. Internal report. 155p.
- De Santa Ana H. (2000). Formación Mangrullo (Cuenca Norte, Uruguay) estratigrafía y recursos minerales asociados. Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología, 7:2-14.
- De Santa Ana, H.; Ucha, N. & Veroslavsky, G. (2005). Geología y potencial hidrocarburífero de las cuencas offshore de Uruguay. V Seminario Internacional: Exploración y Producción de Petróleo y Gas, Lima.
- 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).
- 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: 46-67, doi:10.1016/j.margeo.2007.06.009.
- 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.
- García, A.J.V., (1991). Evolução Sedimentar da Sequência Pré-Rift das Bacias Costeiras e Interiores do Nordeste Brasileiro: Pesquisas, Instituto de Geociênicas, UFRGS, v.18, p.3-12.
- Gladczenko, T.P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S. & Skogseid, J. (1997). South Atlantic volcanic margins. Journal of the Geological Society, London, 154, 465– 470, <u>https://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.154.3.0465.</u>
- Goodlad, S.W., Martin, A.K. & Hartnady, C.J.H., (1982). Mesozoic magnetic anomalies in the Southern Natal Valley. *Nature* 295: 686-688.
- Gouyet, S., (1988). Évolution tectono-sédimentaire des marges guyanaises et nordbrésilienne au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Thèse de doctorat, Univ. de Pau et des pays de l'Adour, Pau, 374 pp.
- Guardado, L.R., L.A.P. Gamboa y C.F. Luchesi, (1989). Petroleum Geology of the Campos Basin, a Model for a Producing Atlantic-Type Basin. En Edwards J.D. and P.A. Santogrossi, eds, Divergent/Passive Margin Basins: AAPG Memoir 48, p.3-79.

- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. & Smith, A. G., (2004). A Geologic Time Scale. Cambridge.
 Gondcalves de Souza, K., 1991. La marge continentale brésilienne sud-orientale
 et les domaines océaniques adjacents: structure et évolution. Ph. D Thesis, Univ
 Pierre et Marie Curie, Villefranche sur Mer, 230 pp.
- Heine, C., Zoethout, J. & Muller, D. (2013). Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, 4, 215–253.
- 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., Campbell, S., Badalini, G., Thompson, P., Walker, R., Soto, M., Conti, B., Preu, B., Thieblemont, A., Hyslop, L., Miramontes, E., Morales, E. (2017). Large bedforms on contourite terraces: sedimentary and conceptual implications. Geology 46 (1), 27–30.
- Hinz, K., (1981). A Hypothesis on Terrestrial Catastrophes: Wedges of Very Thick Oceanward Dipping Layers beneath Passive Continental Margins: Geologisches Jahrbuch, E-22, p.3-28.
- Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H. A., Block, M., Goncalves de Souza, K.
 & Meyer, H., (1999). The Argentine continental margin north of 48 degrees S; sedimentary successions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology* 161:1-25.
- Holz, M. (2012). Estratigrafia de Sequências-Histórico, Princípios e Aplicações. Rio de Janeiro, *editora Interciencia*.
- 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.
- Karner, G. D. & Driscoll, N. W., (1999). Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. In: Cameron, N. R., Bate R. H. & Clure, V. S., (Eds.), The oil and gas habitats of the South Atlantic, Geol. Soc. London, Spec. Publ, 153: pp. 11-40.
- Martin, A K, Goodlad, S W, Hartrnady, C J H & Du Plessis, A. (1982). Cretaceous paleopositions of the Falkland Plateau relative to southern Africa using Mesozoic seafloor spreading anomalies. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 71: 567-79.
- Mello, M.R., W.U. Mohriak, E.A.M. Koutsoukos, and G. Bacoccoli, (1994). Selected Petroleum Systems in Brazil, in Magoon L.B. and W.G. Dow, eds, The Petroleum System - from Source to Trap: AAPG Memoir 60, p.499-512.
- Miall, A. D. (1995). Whither stratigraphy? Sedimentary Geology, Vol. 100, pp. 5-20.
- Milani E.J., Thomaz Filho A. (2000). Sedimentary Basins of South America. In: Cordani U.G., Milani E.J., ThomazFilho A., Campos D.A. Tectonic Evolution of South America. Edição Especial do 31st International Geological Congress, p. 389-449.

- Mitchum Jr., R. M., Vail, P. R., & Sangree, J. B. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of the 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.E., M.R. Mello, J.F. Dewey, and J.R. Maxwell (1990). Petroleum Geology of the Campos Basin, Offshore Brazil, in Brooks J., ed., Classic Petroleum Provinces: Geological Society Special Publication 50, p.119-141.
- Morales, E., de Santa Ana, H., Chang, H.-K., Corrêa, F.S., Veroslavsky, G., (2010). Migración de depocentros en las cuencas Punta del Este y Pelotas (offshore de Uruguay) VI Congreso Uruguayo de Geología, 125. [CD-ROM].
- Morales, E. (2013). Evolução tectônica e estratigráfica das bacias da margem continental do Uruguai. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Campus Rio Claro.
- Morales E., Chang H. K., Soto M., Corrêa F.S., Veroslavsky G., de Santa Ana H., Conti B., Daners G. (2017*a*). Tectonic and stratigraphic evolution of the Punta del Este and Pelotas basins (offshore Uruguay). Petroleum Geoscience, 23(3). doi: 10.1144/ petgeo2016-059.
- Morales, E., Chang, H. K., Soto, M., Veroslavsky, G., Conti, B., de Santa Ana, H., Santos Correa, F. (2017b). Speculative petroleum system of the Punta del Este Basin (offshore Uruguay). Brazilian Journal of Geology, XX(X): 1-12.
- Morales, E., Conti, B., Soto, M., Viera-Honegger, B. (2020). Risks inherent in the Cenozoic stratigraphic plays in basins of the Uruguayan continental margin. Marine and Petroleum Geology. Volume 112, 104072, ISSN 0264-8172. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104072.
- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J-L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Klingelhoeffer, F., Nouzé, H. and. Réhault, J-P & Unternehr, P. (2005). Geological constraints on the evolution of the angolan margin based on reflection and refraction seismic data ZaïAngo project. Geophys. J. Int. 162: 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.
- Oliveira Marinho, M. (1985). Le plateau marginal de Guinée: transition entre atlantique central at atlantique equatorial (Doctoral dissertation).
- Pángaro F., Ramos V.A., Pazos P.J. (2015). The Hesperides basin: A continental-scale upper Palaeozoic to Triassic basin in southern Gondwana. Basin Research. 28(5):685-711. doi: 10.1111/bre.12126.
- Paton, Douglas & di Primio, Rolando & Kuhlmann, Gesa & Van der Spuy, David & Horsfield, B. (2007). Insights into the Petroleum System Evolution of the

southern Orange Basin, South Africa. South African Journal of Geology - S AFR J GEOL. 110. 261-274. 10.2113/gssajg.110.2-3.261.

- 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".
- Posamentier, H. W., & Allen, G. P. (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy concepts and applications (Vol. 7). Tulsa: *SEPM (Society for Sedimentary Geology).*
- Posamentier, H. W., & Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II sequence and systems tract models. In Sea Level Changes-An Integrated Approach C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St.C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, (Eds.), pp. 125-154. SEPM Special Publication 42.
- Raggio, F. Gerster, R. & Welsink, H. (2011). Cuencas del Salado y Punta del Este. En Kozlowski, E., Legarreta, L., Boll, A. & Marshall, A. (eds.) Simposio Cuencas Argentinas. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPD, Mar del Plata, 81-96.
- Rabinowitz, P. D., Cande, S. C., & LaBrecque, J. L. (1976). The Falkland escarpment and Agulhas Fracture Zone: the boundary between oceanic and continental crust at conjugate continental margins. An. Acad. Bras. Cienc, 48: 241-251.
- Rabinowitz, P.D. & LaBrecque, J. (1979). The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84, 5973– 6002.
- 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*, 30(4):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. Sao 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., & Rodriguez, P. (2011). The continental margin of Uruguay: Crustal architecture and segmentation. *Marine and Petroleum Geology*, 28(9), 1676-1689.
- Soto, M., Conti, B., Gristo, P. & de Santa Ana, H. (2016). Direct Oil and Gas Evidences from Punta del Este Basin, Offshore Uruguay: New Data From Fluid Inclusions. AAPG/SEG International Conference and Exhibition, Melbourne – Australia.
- Stoakes, F.A., Campbell, C.V., Cass, R. & Ucha, N. (1991). Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este Basin, offshore Uruguay, South America. *Bulletin American* Association of Petroleum Geologists, 75, 219–240.
- Tavella, G.F. & Wright, C.G. (1996). Cuenca del Salado. 95- 116p. en Ramos, V.A. & Turic,
 M.A. (eds.), Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental
 Argentina. Relatorio del XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de
 Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires.
- Total (2016). Uruguay y la búsqueda de petróleo [Raya-1 Well Offshore Uruguay]. Total, Paris,

France, https://medios.presidencia.gub.uy/tav portal/2016/noticias/NO U524/ 20160819162130427.pdf [accessed August 2016].

- Turrini, L., Jackson, C. A., & Thompson, P. (2017). Sear 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. 173 192p. En Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (eds.), Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y recursos naturales Mesozoico. DIRAC, Montevideo.
- Veroslavsky, G.; Daners, G. & de Santa Ana, H. (2003). Rocas sedimentarias pérmicas en la plataforma continental uruguaya: el prerift de la Cuenca de Punta del Este. *Geogaceta*, 34: 203- 206. España.
- Veroslavsky, G.; de Santa Ana, H. & Rossello, E. (2004). Depósitos del Jurásico y Cretácico Temprano de la región meridional de Uruguay. El lineamiento Santa Lucía– Aiguá–Merín. 117 - 142. En Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (eds.), Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y recursos naturales – Mesozoico. DIRAC, Montevideo.
- Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St.C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., and Van Wagoner, J. C. (Eds.) (1988). Sea Level Changes An Integrated Approach. SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Tulsa, Oklahoma, Special Publication 42, p. 407.
- Winter, H. de la R. (1984). Tectonostratigraphy, as applied to the analysis of South African Phanerozoic basins. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, Vol. 87, pp. 169-179.