



CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN QUINTUCO EN EL YACIMIENTO ESTACIÓN FERNÁNDEZ ORO A PARTIR DE LA INTEGRACIÓN DE DATOS DE CORONA

Trabajo Final de Grado

Autor: Cañas, Juan Manuel

Director: Ponce, Juan José

Co-Director: Montagna, Aldo Omar



**CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA
FORMACIÓN QUINTUCO EN EL YACIMIENTO ESTACIÓN FERNÁNDEZ ORO A
PARTIR DE LA INTEGRACIÓN DE DATOS DE CORONA**

TRABAJO FINAL DE GRADO

Autor: *Cañas, Juan Manuel*

Director: *Ponce, Juan José*

Co-Director: *Montagna, Aldo Omar*

Universidad Nacional de Río Negro

2025

ÍNDICE

Resumen	2
<i>Abstract</i>	3
1. INTRODUCCIÓN	4
1.1. Objetivo	6
2. MARCO GEOLÓGICO	7
2.1. Estratigrafía del área de estudio	9
3. CONCEPTOS BÁSICOS	13
3.1. Icnología e icnofacies	13
3.1.1. Icnofacies de <i>Skolithos</i>	15
3.1.2. Icnofacies de <i>Cruziana</i>	17
3.1.3. Icnofacies de <i>Glossifungites</i>	18
3.1.4. Icnofacies de <i>Rosselia</i>	19
3.1.5. Icnofacies de <i>Phycosiphon</i>	20
3.1.6. Icnofacies de <i>Teichichnus</i>	21
3.2. Deltas	22
3.2.1. Delta fluvio-dominado	25
3.2.2. Delta dominado por oleaje	28
3.2.3. Delta dominado por mareas	32
4. METODOLOGÍA DE TRABAJO	34
5. RESULTADOS	35
5.1. Análisis de testigos corona para el pozo <i>Pi.RN.EFO-76</i>	35
5.1.1. Carrera #1	35
5.1.2. Carrera #2	46
5.1.3. Carrera #3	51
6. DISCUSIONES	55
7. CONCLUSIONES	57
BIBLIOGRAFÍA	59

Agradecimientos

Quisiera dedicar este apartado para expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que, a lo largo de mi formación profesional como Licenciado en Geología, fueron pilares esenciales y cuya ayuda me ha permitido llegar hasta este momento culminante con la presentación de mi trabajo final de grado.

En primer lugar, me gustaría reconocer a los doctores Juan José Ponce y Aldo Omar Montagna, quienes aceptaron generosamente ser mi Director y Co-director de tesis. A pesar del tiempo limitado del que disponían, me brindaron su apoyo y guía incondicionales, y sin su orientación, esta meta no habría sido posible de alcanzar.

A los doctores Diego Pino, Maisa Tunik y Ricardo Gómez, les agradezco profundamente la oportunidad de haber realizado la Práctica Profesional Supervisada en el fascinante campo de la fotogrametría con dron, un área en la que espero seguir desarrollándome en el futuro.

Mi gratitud se extiende también a los doctores Josefina Pons, Cecilia Cabana y Silvio Casadio, quienes fueron un pilar fundamental en mi desarrollo profesional y personal. Su apoyo ha dejado una huella duradera, por lo cual les estoy sumamente agradecido.

A mi familia, que me impulsó a estudiar esta maravillosa carrera, y sin su apoyo, esfuerzo y paciencia, no habría logrado convertirme en el profesional que soy hoy.

Finalmente, quiero agradecer a todos los docentes, así como al personal no docente y administrativo de la Universidad Nacional de Río Negro y del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. Aunque, lamentablemente, no pude conocer personalmente a muchos de ellos, reconozco que, gracias a su esfuerzo diario, he podido recorrer este camino.

A todos ustedes, muchas gracias.

Resumen

La Formación Quintuco se depositó durante el Berriasiano tardío-Valanginiano temprano y agrupa secuencias de arcillitas, areniscas calcáreas, calizas, dolomías y anhidritas, que cubren a la Formación Vaca Muerta y subyacen a la Formación Centenario en la plataforma de Catriel y el Bajo de Añelo. Esta Formación junto con su equivalente de la plataforma proximal (Formación Loma Montosa), constituyen uno de los reservorios carbonáticos más diversificados y mejor distribuidos de toda la cuenca Neuquina. Dentro del Yacimiento Estación Fernández Oro, ubicado sobre el dominio morfoestructural de la Dorsal de Huincul, la Formación Quintuco está integrada por un miembro inferior arenoso, tradicionalmente interpretado como un ambiente de *shoreface* dominado por oleaje e influenciado por sistemas fluviales cercanos, y un miembro superior calcáreo, que comprende depósitos de plataforma oolítica-bioclástica.

En este trabajo se analizaron 27 m de testigos corona, provenientes del pozo *Pi.RN.EFO-76*. Estos están integrados principalmente por facies de areniscas y, en menor medida, por conglomerados finos y fangolitas, mostrando en general un patrón de apilamiento estratocreciente. Además, hacia el techo de la sucesión, se observan signos marcados de estrés en la fauna bentónica, asociados principalmente a fluctuaciones en los niveles de salinidad y variaciones en la tasa de sedimentación. Todas estas evidencias permiten reinterpretar a la unidad en esta posición de la cuenca, asignando un origen vinculado con la progradación del "*downdrift*" de un sistema deltaico, fuertemente afectado por la acción del oleaje de buen tiempo y eventos de tormenta, que ocasionalmente desarrolla flujos de densidad desencadenados por la desestabilización de las barras de desembocadura del frente deltaico.

Abstract

The Quintuco Formation was deposited during the late Berriasian to early Valanginian and comprises sequences of claystones, calcareous sandstones, limestones, dolomites, and anhydrites, which overlie the Vaca Muerta Formation and underlie the Centenario Formation in the Catriel platform and Bajo de Añelo. This formation, together with its proximal platform equivalent, the Loma Montosa Formation, constitutes one of the most diversified and widely distributed carbonate reservoirs in the entire Neuquén Basin. Within the Estación Fernández Oro deposit, located on the morphostructural domain of the Huincul High, the Quintuco Formation consists of a lower sandy member, traditionally interpreted as a wave-dominated shoreface environment influenced by nearby fluvial systems, and an upper calcareous member, which comprises oolitic-bioclastic platform deposits.

In this study, 27 m of core samples from well Pi.RN.EFO-76 were analyzed. These cores mainly consist of sandstone facies, with minor occurrences of fine conglomerates and mudstones, generally displaying a coarsening-upward stacking pattern. Additionally, towards the top of the succession, marked signs of stress in the benthic fauna were observed, primarily associated with fluctuations in salinity levels and variations in sedimentation rates. All this evidence allows reinterpreting the unit in this position in the basin, assigning an origin linked with the downdrift progradation of a deltaic system, strongly influenced by fair-weather wave action and storm events, occasionally developing density flows triggered by the destabilization of mouth bars in the delta front.

1. INTRODUCCIÓN

La cuenca Neuquina, ubicada al suroeste del territorio argentino, es una de las principales productoras de hidrocarburos de la República Argentina. Esta se originó durante el desmembramiento de Gondwana a partir del Triásico Tardío (Mpodozis y Ramos, 1990). Su desarrollo está caracterizado por tres estadios evolutivos. Una etapa inicial de *rift*, comprendida entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, una etapa de *back-arc* asociada con procesos de subsidencia termal, desarrollada entre el Jurásico Temprano y el Cretácico Temprano, y una etapa de *foreland*, comprendida entre el Cretácico Tardío y el Cenozoico Temprano (Uliana *et al.*, 1989; Franzese y Spalletti, 2001; Howell *et al.*, 2005; Pángaro *et al.*, 2009, entre otros).

Dentro de este contexto evolutivo, se depositó el Grupo Mendoza en el intervalo Kimmeridgiano-Barremiano, definido por Stipanovic *et al.* (1968) sobre la base del subciclo Mendociano de Groeber (1946). Legarreta y Gulisano (1989) subdividieron esta unidad en tres mesosecuencias limitadas por discordancias regionales: 1) la mesosecuencia Mendoza Inferior, entre las discordancias Intramálmica e Intravalanginiana; 2) la mesosecuencia Mendoza Media, entre las discordancias Intravalanginiana e Intrahauteriviana; y 3) la mesosecuencia Mendoza Superior, entre las discordancias Intrahauteriviana y Pampátrica (base de la Formación Huitrín).

Dentro del Yacimiento Estación Fernández Oro, el Grupo Mendoza se encuentra representado por la Formación Sierras Blancas (Kimmeridgiano), equivalente lateral a las formaciones Tordillo y Catriel (Mendiberri y Carbone, 2018), la Formación Vaca Muerta (Titoniano temprano), y la Formación Quintuco (Titoniano tardío-Berriasiano), albergando principalmente secuencias marinas y, en menor medida, continentales, que constituyen elementos clave en la integración del sistema petrolero a escala regional.

Los depósitos que integran la Formación Quintuco y su equivalente lateral de plataforma proximal, la Formación Loma Montosa, forman parte de la Mesosecuencia Mendoza Inferior, inicialmente agrupadas por De-Ferraris (1947) como Formación Calcárea. Estas unidades, constituyen los reservorios carbonáticos más diversificados y mejor extendidos de toda la cuenca Neuquina, agrupando depósitos de arcillitas, areniscas calcáreas, calizas, dolomías y anhidritas, que cubren a la Formación Vaca Muerta y subyacen a la Formación Mulichinco, y a la Formación Centenario en la plataforma de Catriel y el Bajo de Añelo (Carozzi *et al.*, 1993; Leanza *et al.*, 2011).

La Formación Quintuco, descrita inicialmente por Weaver (1931), se depositó en el intervalo Titoniano tardío-Valanginiano temprano. Su localidad tipo se ubica en Mallín Quemado, al Este de la Sierra de la Vaca Muerta, donde afloran cerca de 350 m de pelitas y calizas bioclásticas con arreglo granodecreciente. Estos depósitos registran influencia combinada de oleaje, mareas y eventos de tormenta, culminando con la discordancia regional de primer orden Intravalanginiana (Zavala, 2000; Leanza *et al.*, 2011). Esta unidad se formó mediante la alternancia de múltiples ciclos transgresivos-regresivos de segundo orden, los cuales fueron agrupados por Carozzi *et al.* (1993) en seis estadios: 1) La formación de una cuenca restringida con depósitos de arcilitas y limolitas, donde se desarrollaron márgenes incipientes más arenosos y calcáreos; 2) El desarrollo de una zona transicional durante un breve período regresivo, en el que la Formación Vaca Muerta quedó expuesta en los márgenes, generando extensas llanuras tidales; 3) La depositación de una extensa plataforma calcárea tras un rápido evento transgresivo; 4) El establecimiento de un sistema deltaico que abarcó gran parte de la cuenca; 5) La acumulación del mayor complejo calcáreo de la cuenca Neuquina; y 6) El desarrollo de un sistema deltaico de gran envergadura, que alcanzó las zonas más internas de la cuenca (correspondientes a las formaciones Mulichinco y Centenario). Sin embargo, pese a la marcada complejidad derivada de los distintos tipos de depósitos de naturaleza mixta, la formación ha sido comunmente subdividida en tres miembros (Carozzi *et al.*, 1993; Olmos *et al.*, 2018): 1) un miembro calcáreo inferior, integrado por un sistema progradante de rampa carbonática con expresión sigmoidal en el registro sísmico (estadio 3 de Carozzi); 2) un miembro arcilloso medio, de carácter agradacional caracterizado por el predominio de facies finas y un potente nivel carbonático de extensión regional, el cual resulta ser un importante reflector sísmico, denominado como nivel guía "Q" (estadio 4 de Carozzi); y 3) un miembro calcáreo superior compuesto por depósitos agradacionales de sedimentación mixta (estadio 5 de Carozzi).

Los paleoambientes de la Formación Quintuco varían según el estadio y la zona de la cuenca en la que se encuentren. Un claro ejemplo de esto se observa en el segundo episodio regresivo de sedimentación carbonática (Valanginiano, Fig. 1), donde se registró la mayor diversidad de ambientes deposicionales. Esta distribución de oeste a este, inicia con depósitos de cuenca profunda en condiciones euxínicas (asociados al sistema Quintuco-Vaca Muerta), que pasan lateralmente a facies de talud. Estos depósitos están rodeados por cinturones neríticos constituidos por barreras de calizas oolíticas y bioclásticas (Carozzi *et al.*, 1993; Olmos *et al.*, 2018). Sobre la plataforma adyacente se desarrollan extensos depósitos de *lagoon* y sedimentación calcárea-mixta (plataforma oolítica/bioclástica), los cuales hacia el margen nororiental transicionan a depósitos de sabkha. Finalmente, en las

zonas más marginales de la cuenca, estas facies son sustituidas por depósitos siliciclásticos acumulados en ambientes de *nearshore* que gradan hacia el techo a depósitos marinos marginales y a sistemas deltaicos de tipo fluvio-dominado (Carozzi *et al.*, 1993; Olivo *et al.*, 2016).

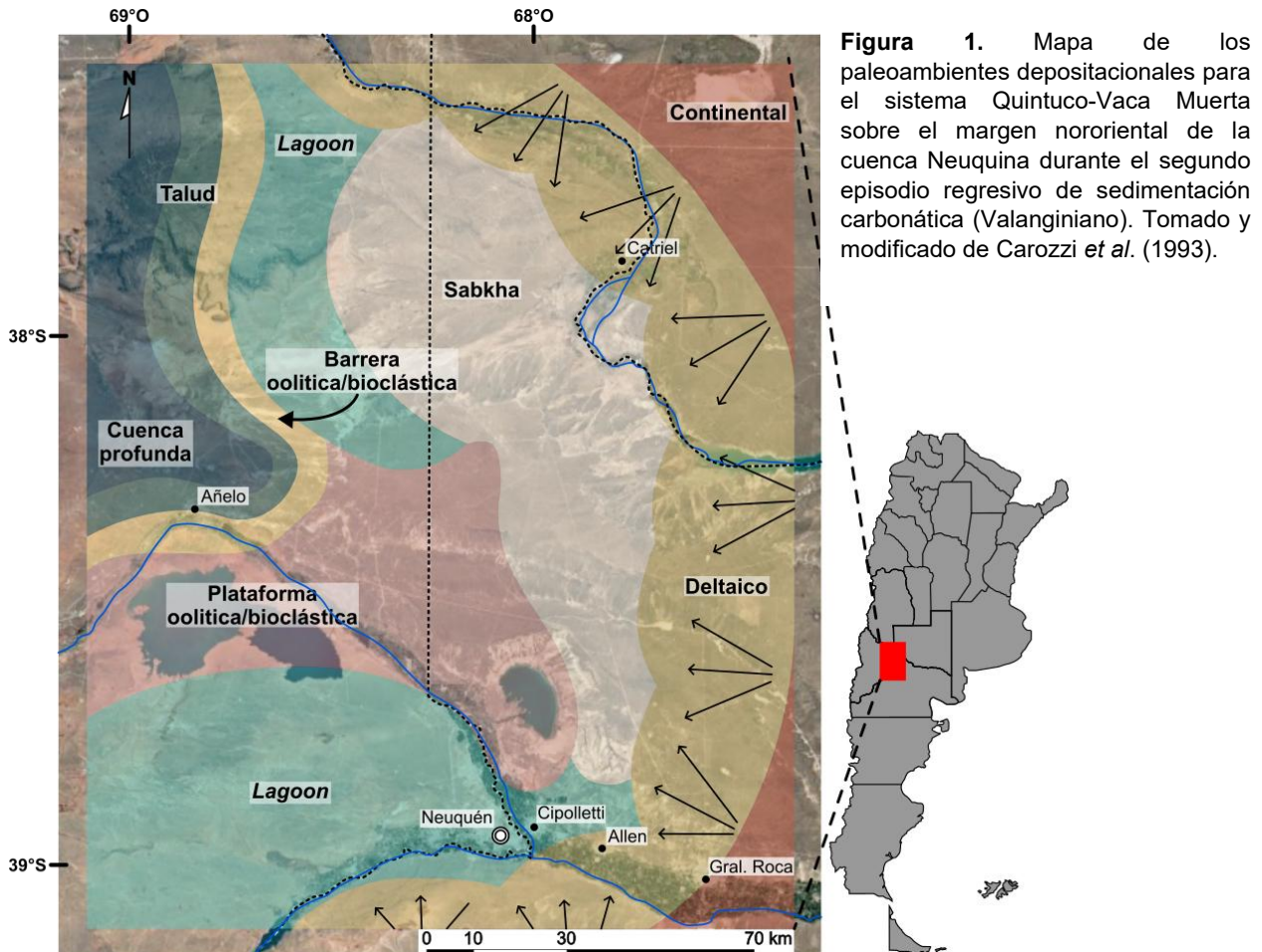


Figura 1. Mapa de los paleoambientes deposicionales para el sistema Quintuco-Vaca Muerta sobre el margen nororiental de la cuenca Neuquina durante el segundo episodio regresivo de sedimentación carbonática (Valanginiano). Tomado y modificado de Carozzi *et al.* (1993).

1.1. Objetivo

Teniendo en cuenta lo anteriormente mencionado, el objetivo principal de este trabajo es ampliar el conocimiento y la comprensión del ambiente deposicional del miembro inferior de la Formación Quintuco en el Yacimiento Estación Fernández Oro, a partir del análisis sedimentológico e icnológico de testigos corona extraídos bajo la llanura de inundación del río Negro, al Sur de la localidad de Allen. Específicamente se pretende elaborar un perfil estratigráfico-sedimentológico que permita la descripción detallada de facies sedimentarias e icnofacies, así como la construcción de asociaciones de facies, con el fin de inferir los controles paleoecológicos y paleoambientales que habrían afectado al establecimiento de la comunidad bentónica.

2. MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Neuquina está localizada en el Centro-Oeste de Argentina, abarcando gran parte de la provincia del Neuquén, el Norte y Este de Río Negro, el Sureste de Mendoza, el Sur de La Pampa. Esta limita al Noreste con el Macizo de Sierra Pintada, al Sureste con el Macizo Norpatagónico, y al Oeste con un arco magmático estacionario (Fig. 2; Howell *et al.*, 2005). Su relleno sedimentario se encuentra integrado por rocas marinas y continentales del Triásico Superior al Paleoceno, brindando un registro estratigráfico casi continuo de hasta 7 km de espesor (Gulisano y Gutiérrez-Pleimling, 1994; Iñigo *et al.*, 2018). La cuenca Neuquina fue definida por Mpodozis y Ramos (1990) como una cuenca de retroarco multiepisódica, originada por procesos termo-tectónicos vinculados al desmembramiento de Gondwana a partir del

Triásico Tardío, exhibiendo tres estadios evolutivos con diferentes estilos estructurales y mecanismos de subsidencia asociados, solapados entre sí (Howell *et al.*, 2005).

En sus inicios, la cuenca se formó a partir de grandes sistemas de fallas de rumbo subparalelas al margen continental de Gondwana, asociadas al colapso del Orógeno Gondwánico (Franzese y Spalletti, 2001). Estas estructuras proporcionaron un área de debilitamiento cortical sobre la cual se generó una extensión de intraplaca, producto del cambio del régimen tectónico ocurrido hacia el Triásico Medio-Tardío, vinculado al desmembramiento de Pangea (Ramos *et al.*, 2011) y a la actividad "Proto-andina" (Franzese y Spalletti, 2001). Esto implicó la apertura de múltiples fosas tectónicas, descritas como sistemas de hemigraben con orientación N-S y NO-SE, los cuales marcaron el inicio de la cuenca Neuquina (Fig. 3a; Gulisano *et al.*, 1984; Arregui *et al.*, 2011). Estas estructuras actuaron como depocentros aislados (Vergani *et al.*, 1995), que durante la etapa de *rift-synrift*, fueron eventualmente colmatados por depósitos volcanoclásticos de origen fluvial, deltaico, lacustre y marino somero, pertenecientes a las formaciones Cordillera del Viento, Lapa, Remoredo y unidades equivalentes (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2006;

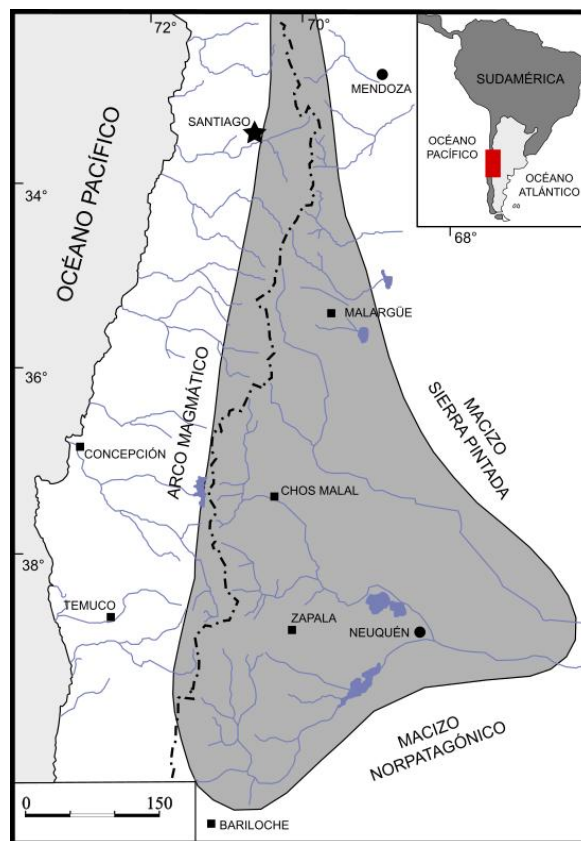


Figura 2. Mapa de la cuenca Neuquina en el mundo, indicando los límites políticos y geográficos. Tomado y modificado de Howell *et al.* (2005).

Pángaro *et al.*, 2009; Carbone *et al.*, 2011), siendo agrupadas dentro del Ciclo Precuyano (Gulisano, 1981). Finalmente, el crecimiento de los sistemas de fallas junto con un aumento en la tasa de subsidencia regional dio lugar a un aumento sustancial en el espacio de acomodación, resultando en una mayor distribución de las secuencias marinas y lacustres a fines del Jurásico Temprano (Howell *et al.*, 2005).

A partir del Toarciano superior y durante el Jurásico Medio, se reinicia el sistema de subducción sobre el margen occidental de Gondwana (Franzese *et al.*, 2003), dando lugar al desarrollo de un arco magmático que alcanzó su mayor expresión a finales del Jurásico. Esto implicó el desarrollo de un sistema de *back-arc*, donde la subsidencia estuvo representada por la expansión del fondo marino mediante mecanismos de *roll-back* (Ramos, 1999), y el

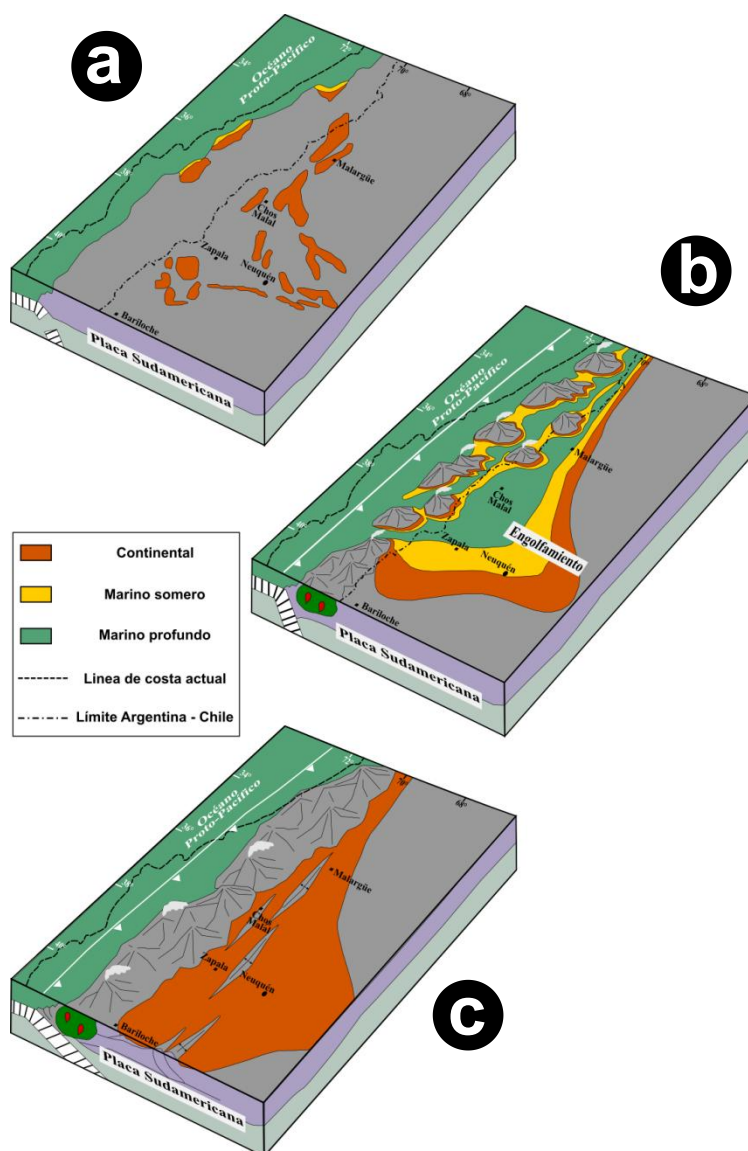


Figura 3. Esquema ilustrado de la evolución tectónica de la cuenca Neuquina desde el Triásico Tardío hasta el Cenozoico. **a)** Triásico Tardío-Jurásico Temprano: etapa de *rift* previa al evento de subducción. **b)** Jurásico Temprano-Cretácico Temprano: etapa de *back-arc*, donde el ángulo pronunciado de la placa subducida generó el levantamiento de una incipiente cadena montañosa en el Oeste de Gondwana. **c)** Cretácico Tardío: etapa de *foreland*, donde la disminución en el ángulo de subducción provocó el levantamiento de la Cordillera de los Andes y la generación de un frente de deformación que se extiende hacia el continente. Tomado y modificado de Howell *et al.* (2005).

hundimiento térmico *post-rift* (sag) (Fig. 3b). La inundación de la cuenca se dio mediante múltiples ciclos transgresivos-regresivos controlados por variaciones en la tasa de subsidencia y la oscilación eustática del nivel del mar (Howell *et al.*, 2005; Cristallini *et al.*, 2009), a través de estrechos pasajes entre los edificios volcánicos que vincularon al océano Proto-Pacífico con el mar epicontinental (Spalletti *et al.*, 2000; Macdonald *et al.*, 2003). Bajo este contexto, se depositaron las secuencias marinas y continentales de mayor envergadura

e importancia económica para la industria petrolera, integrando al Grupo Cuyo (formaciones Los Molles y Lajas), Grupo Lotena (formaciones Bosque Petrificado, Lotena, La Manga y Aquilco), y Grupo Mendoza (formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco y equivalentes, Mulichinco y Agrio).

Hacia finales del Cretácico Temprano, el cambio en la tasa de expansión del continente sudamericano hacia el oeste, junto con la reconfiguración de las placas del Pacífico, dio lugar a una disminución en el ángulo de subducción sobre el margen occidental, cambiando los campos de esfuerzos regionales a un sistema tectónico compresivo. Esto accionó la deformación flexural de la corteza e inversión parcial de las estructuras distensivas previas (Introcaso *et al.*, 1992; Vergani *et al.*, 1995; Ramos, 1999), resultando en un acortamiento cortical de 45 a 57 km, junto con la migración de los depocentros hacia el este, acumulando depósitos continentales de *foreland* (Fig. 3c), con una potencia de hasta 2.000 m, que integran los grupos Bajada del Agrio y Neuquén hacia fines del Cretácico (Vergani *et al.*, 1995; Aguirre-Urreta *et al.*, 2022). Finalmente, a principios del Paleógeno, se produce la primera transgresión marina proveniente del Atlántico, depositando las unidades correspondientes al Grupo Malargüe.

2.1. Estratigrafía del área de estudio

El Yacimiento Estación Fernández Oro (EFO), se encuentra ubicado en el Alto Valle del río Negro, dentro del bloque homónimo ($38^{\circ}58'S$ $67^{\circ}44'O$ - $39^{\circ}4'S$ $67^{\circ}58'O$), próximo a la localidad de Allen. Este abarca un área aproximada de 194 km² dentro del dominio de la Dorsal de Huincul (Fig. 4a), incluyendo gran parte de la llanura de inundación del río Negro, así como el margen Norte de la barda sur (Fig. 4b).

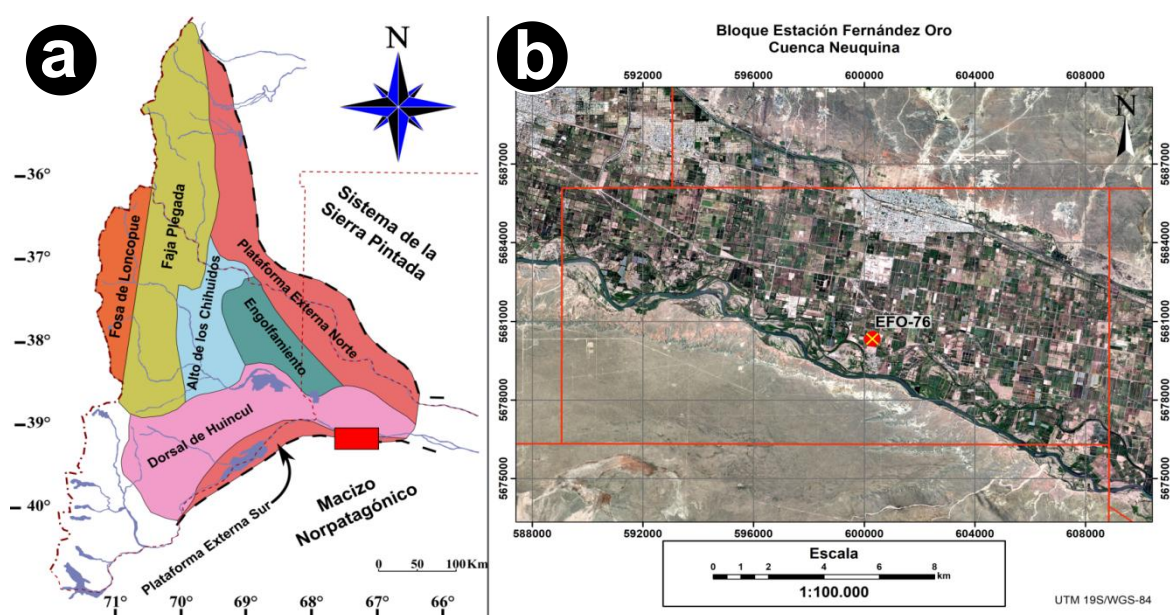


Figura 4. Ubicación del área de estudio. **a)** Mapa morfoestructural de la cuenca Neuquina, donde el recuadro rojo indica la ubicación del Bloque Estación Fernández Oro. **b)** Imagen satelital del Bloque Estación Fernández Oro, con la posición del pozo *Pi.RN.EFO-76* (EFO-76). Tomado y modificado de Sales *et al.* (2014) y Roberts (2018).

Dentro del área de estudio, la Falla de Río Negro constituye la estructura de mayor jerarquía, la cual se mantuvo activa durante gran parte del Ciclo Precuyano. Esta falla experimentó pulsos de deformación significativos durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, controlando en gran medida la depositación del Grupo Cuyo y de las unidades predecesoras, incluyendo el Grupo Mendoza. Esta estructura se encuentra agrupada dentro del sistema de fallas oriental de la Dorsal de Huincul, el cual se caracteriza por lineamientos de rumbo NO con el desarrollo de sistemas transcurrentes (Fig. 5a; Silvestro y Zubiri, 2008). En este sentido, varios autores han definido un sistema de *wrench-tear fault* que divide al yacimiento en un sector norte y un sector sur, separados por una depresión alargada con orientación ONO-ESE, correspondiente al hemigraben principal (Fig. 5b; Roberts, 2018; YPF, 2019).

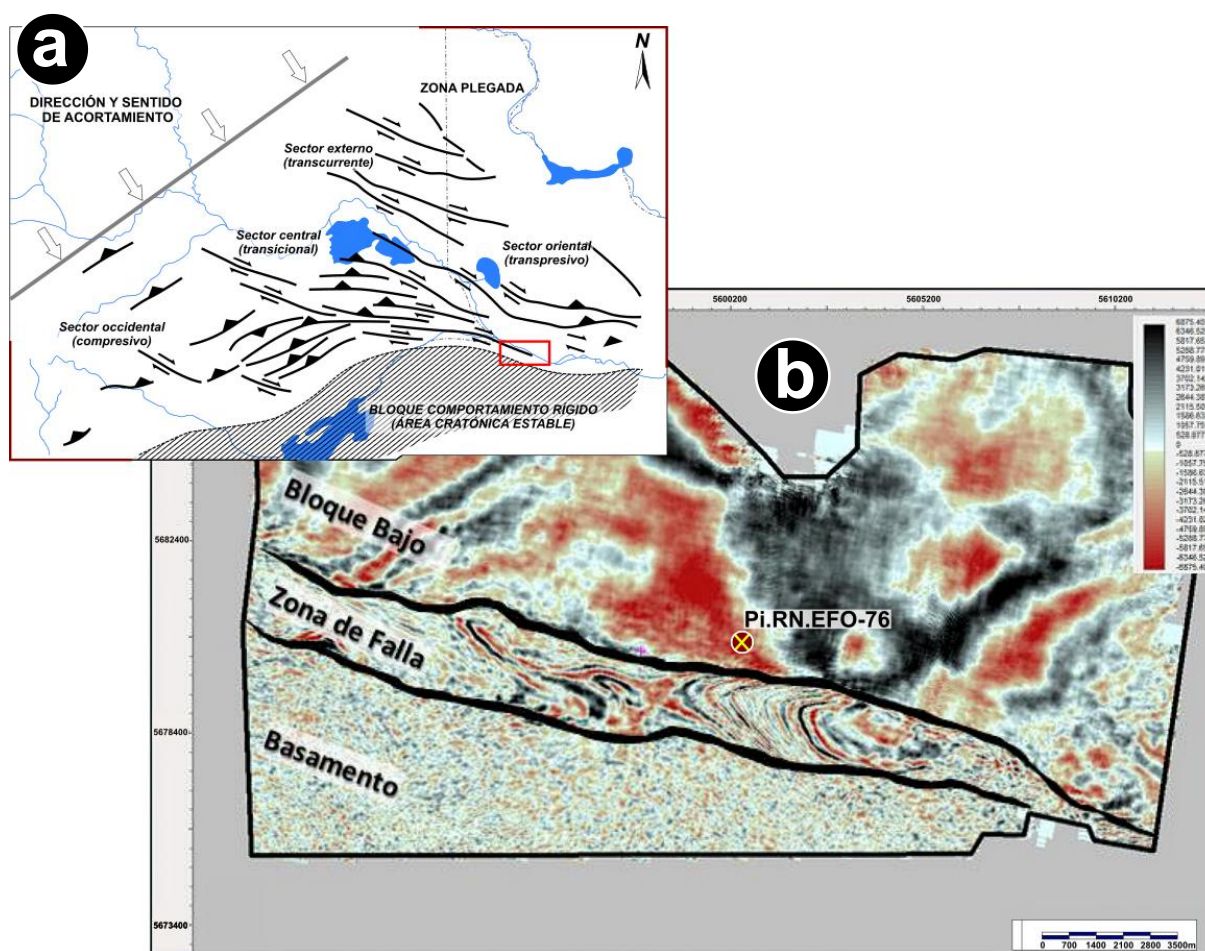


Figura 5. Contexto geológico estructural del área de estudio. **a)** Mapa estructural de la Dorsal de Huincul, donde el recuadro rojo indica la ubicación del Bloque Estación Fernández Oro. **b)** Sísmica del Bloque Estación Fernández Oro visto en planta, donde se distinguen: el basamento, la zona de falla (*wrench-tear fault*) y el bloque bajo (colgante); sobre este último se señala la ubicación del pozo *Pi.RN.EFO-76*. Tomado y modificado de Silvestro y Zubiri (2008) y Roberts (2018).

El termino “basamento técnico” es empleado para señalar a la última unidad litológica que guarda una relación directa con los demás elementos del sistema petrolero. En el caso de EFO, está representado por los depósitos volcánicos y piroclásticos, equivalentes

temporales a la Formación Cordillera del Viento, correspondiente al Grupo Choiyoi de edad Pérmico-Triásico Temprano, que podría extenderse hasta el Triásico Medio en sus fases finales, como es el caso del Yacimiento 25 de Mayo-Medanito S.E. (Barrionuevo *et al.*, 2013).

Por encima se depositaron las “sedimentitas precuianas”, que agrupan a las formaciones Planicie Morada y Barda Alta, incluidas junto al Grupo Choiyoi dentro del Ciclo Precuiano (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984). Cabe destacar que estos depósitos están ausentes al Sur de la Falla de Río Negro, donde los incipientes depósitos correspondientes a la Formación Punta Rosada-Vaca Muerta se apoyan directamente sobre el basamento cristalino (Roberts, 2018). Este último está asociado a las metasedimentitas y metavolcanitas de la Formación Colohuincul (Devónico Superior) y la Formación Piedra Santa (Silúrico-Devónico), así como con los granitos foliados de la Formación Mamil Choique (Devónico-Carbonífero), aflorantes en las inmediaciones del Umbral de Sañico, al Sur de la Dorsal de Huincul (Cingolani *et al.*, 2011).

La secuencia normal es sucedida por los depósitos de *offshore*-plataforma de la Formación Los Molles, los depósitos deltaicos de la Formación Lajas y los depósitos aluviales de la Formación Punta Rosada, todas estas unidades correspondientes al Grupo Cuyo. Por encima, y en discordancia, se encuentran las areniscas y conglomerados fluviales y litorales asociados al Grupo Lotena, las cuales presentan un adelgazamiento considerable en la zona de la dorsal (Roberts, 2018). Sobre esta unidad se reconocen acumulaciones del Grupo Mendoza, representadas por las areniscas y conglomerados fluviales y eólicos de la Formación Sierras Blancas, las margas bituminosas de la Formación Vaca Muerta, los depósitos de *shoreface* y *sabkha* de las Formaciones Quintuco-Loma Montosa y los depósitos fluviales de la Formación Centenario (Fig. 6; Roberts, 2018; YPF, 2019).

Dentro del yacimiento, la Formación Quintuco se encuentra subdividida en dos intervalos. La sección inferior (Titoniano tardío), se depositó en un contexto regresivo, agrupando secuencias de arenisca fina a gruesa y, en menor medida, areniscas calcáreas y limolitas arenosas. Estas han sido interpretadas como un sistema de *shoreface* dominado por oleaje con influencia fluvio-deltaica que prograda hacia el NO. A su vez, esta secuencia constituye el *target* de mayor interés, asociado particularmente a facies de canales fluvio-deltaicos y areniscas calcáreas dolomitizadas, con porosidades entre 14 y 17 %, y permeabilidades de 10 a 20 milidarcys (YPF, 2019). Por encima de estos, y en relación concordante, se depositó la sección superior (Berriasiano), durante un episodio regresivo de sedimentación carbonática. Esta unidad agrupa depósitos predominantemente carbonáticos de plataforma oolítica-bioclástica, frecuentemente intercalados con niveles de sedimentación mixta, asociados con ambientes de *sabkha*, *lagoons* y, en zonas más distales, a abanicos

deltaicos (Carozzi *et al.*, 1993). Esta sección constituye un segundo *target* de exploración, donde los niveles de interés corresponden a facies de *grainstones* bioclásticos y *rudstones* las cuales presentan permeabilidad secundaria por disolución y dolomitización parcial (Olmos *et al.*, 2018).

Es importante destacar que, según los estudios químicos realizados por YPF, se confirmó que el hidrocarburo acumulado en la Formación Quintuco dentro de EFO proviene de la Formación Vaca Muerta. Sin embargo, dentro del área de estudio, ésta no se encuentra en ventana de generación, por lo que se sugiere una migración lateral hacia el este desde la cuenca (YPF, 2019).

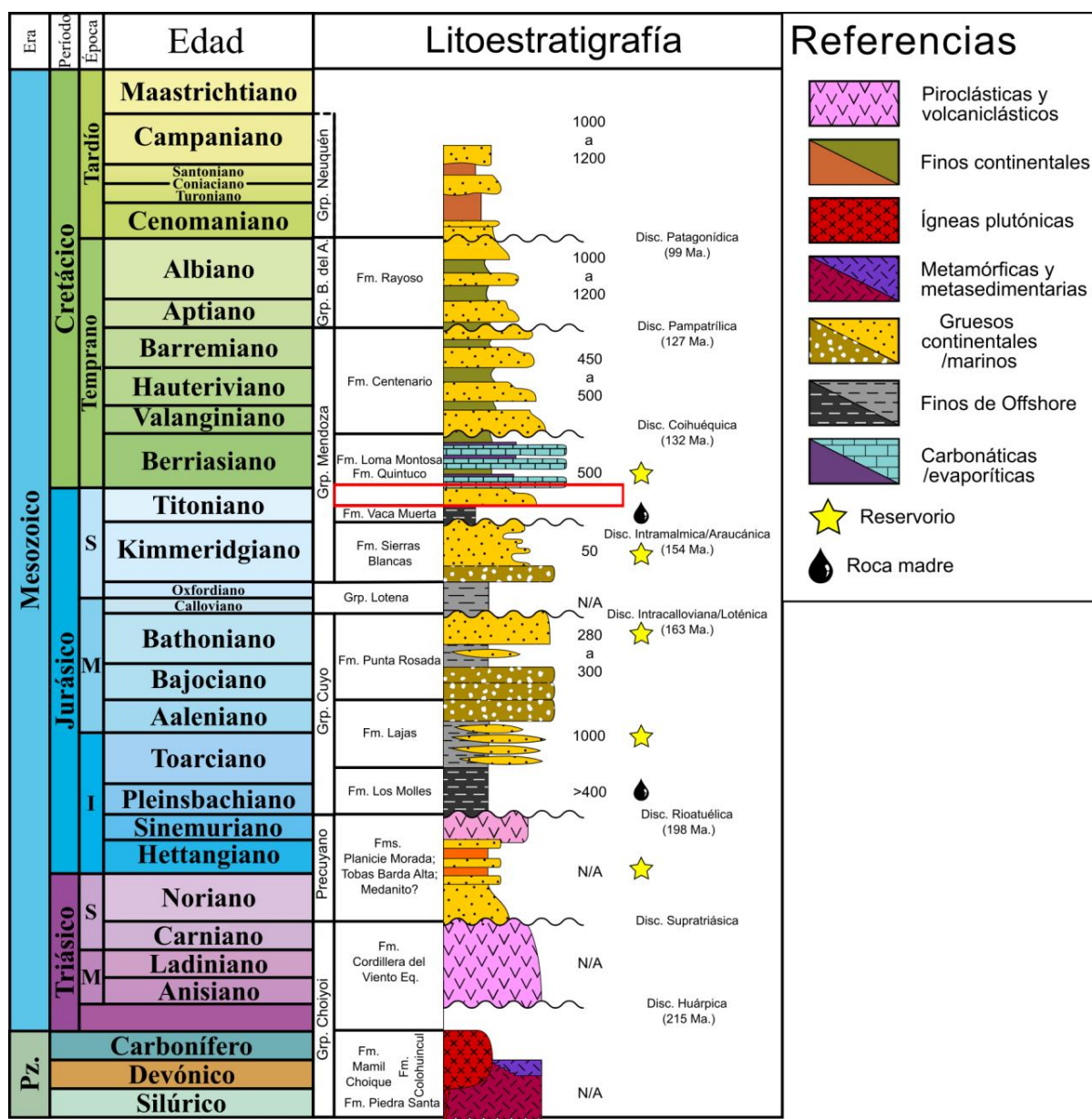


Figura 6. Tabla cronoestratigráfica completa de la columna sedimentaria del Bloque Estación Fernández Oro, y en el recuadro rojo se encuentran señalados los depósitos del miembro inferior de la Formación Quintuco. Tomado y modificado de YPF (2019).

3. CONCEPTOS BÁSICOS

En este apartado se presentan algunos conceptos básicos cuya aplicación fue fundamental para obtener los resultados de esta investigación.

3.1. Icnología e icnofacies

Los estudios icnológicos constituyen una herramienta de gran utilidad para la geología y la paleontología (Buatois *et al.*, 2002). Esta disciplina estudia la interacción que existe entre los organismos y el sustrato (Ekdale *et al.*, 1984; Pemberton *et al.*, 1992), tanto en sucesiones actuales (neicnología) como fósiles (paleoicnología) (Bromley, 1990; Pemberton *et al.*, 1992; Buatois *et al.*, 2002; Buatois y Mángano, 2011). Numerosos autores han propuesto clasificaciones para las estructuras biogénicas, siendo las de Frey (1973), Frey y Pemberton (1984, 1985), Frey y Wheatcroft (1989) y Pemberton *et al.* (1990, 1992) las que gozan de mayor aceptación (Fig. 7). Estas clasificaciones incluyen a las estructuras sedimentarias biogénicas (estructuras de biodepositación, bioturbación y bioestratificación), estructuras de bioerosión (producidas por la abrasión mecánica y química sobre sustratos duros) y otras evidencias de actividad (cáscaras de huevos, telas de arañas, entre otros).

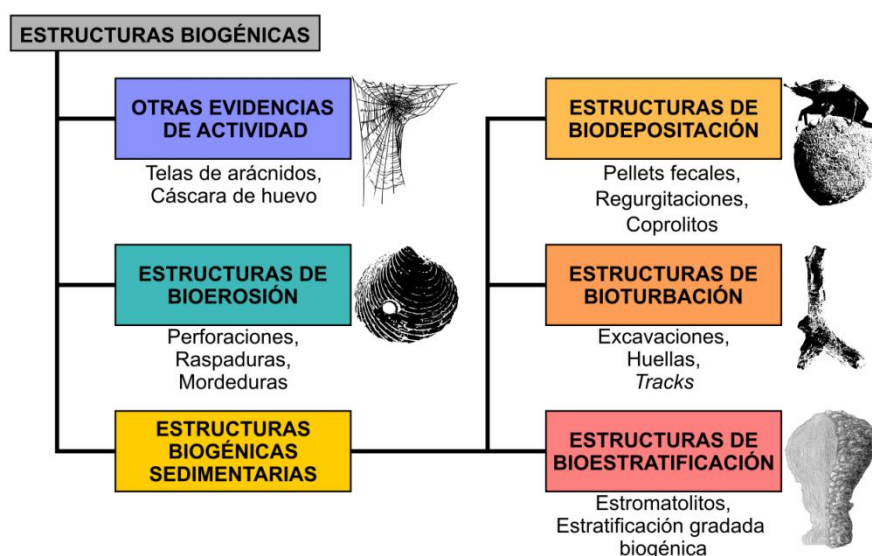


Figura 7. Clasificación de estructuras biogénicas. Basado en Buatois *et al.* (2002).

Los icnofósiles han sido agrupados en el registro fósil teniendo en cuenta su tafonomía, taxonomía y etología, siendo esta última la más relevante, ya que el comportamiento de los organismos y su interacción con los sedimentos refleja indirectamente los controles paleoecológicos y, a menudo, pueden estar asociados a su morfología (Pemberton *et al.*, 1992). La clasificación etológica de las trazas fósiles fue introducida por Seilacher (1964a), logrando distinguir estructuras de descanso o actividad estacionaria (**cubichnia**), locomoción (**repichnia**), habitación (**domichnia**), alimentación en

asociación con habitación (**fodinichnia**) y pastoreo, que involucra locomoción y alimentación (**pascichnia**). Posteriormente, surgieron nuevas clasificaciones que se sumaron a las ya establecidas, como las trazas de escape (**fugichnia**, Frey, 1973), cultivo o trampas (**agricchnia**, Ekdale *et al.*, 1984), depredación (**praedichnia**, Ekdale, 1985) y equilibrio (**equilibrichnia**, Bromley, 1990), entre otras (Fig. 8).

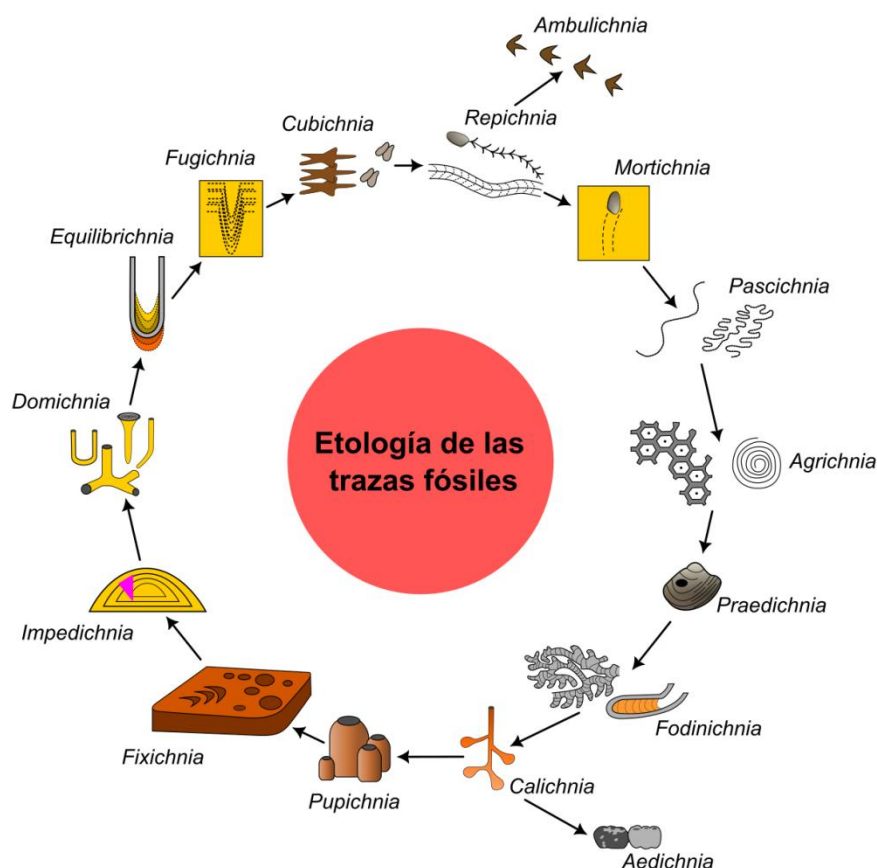


Figura 8. Clasificación de las trazas fósiles basadas en el comportamiento etológico, donde se reflejan los dominios pertenecientes a: **domichnia** (trazas de habitación), **equilibrichnia** (trazas de equilibrio), **fugichnia** (trazas de escape), **cubichnia** (trazas de descanso), **repichnia** (trazas de locomoción), **ambulichnia** (trazas de locomoción para autópodos), **mortichnia** (trazas de muerte), **pascichnia** (trazas de pastoreo), **agricchnia** (trazas de cultivo o trampas de alimento), **praedichnia** (trazas de predación), **fodinichnia** (trazas de alimentación), **calichnia** (trazas de nidificación), **aedichnia** (trazas de parasitación), **pupichnia** (producto de los organismos en estado de pupación), **fixichnia** (trazas de fijación) e **impedichnia** (trazas de bioclaustración). Tomado y modificado de Buatois *et al.* (2002).

El concepto de icnofacies fue introducido en la década del 50' a partir de las publicaciones de Seilacher, para caracterizar asociaciones de trazas fósiles desarrolladas bajo condiciones ambientales equivalentes (Seilacher, 1964b, 1967; Frey y Pemberton, 1985; Buatois *et al.*, 2002; MacEachern *et al.*, 2005; Buatois y Mángano, 2011). Esto se refleja en el desarrollo de un número limitado de asociaciones arquetípicas, repetidas a lo largo del tiempo geológico y restringidas a un determinado rango facial. Estas asociaciones definidas como "Icnofacies Seilacherianas", permiten estimar de forma indirecta los parámetros ambientales, incluyendo las características fisicoquímicas que controlan la distribución de

las trazas fósiles, como el tipo de sustrato, el contenido de nutrientes, la energía del sistema, la oxigenación, la salinidad y la tasa de erosión/sedimentación (Frey y Pemberton, 1984; Frey *et al.*, 1990; Gingras *et al.*, 2025). Actualmente, se han definido dieciocho icnofacies, agrupadas según su origen, en: ambientes marinos de sustratos blandos y sustratos controlados, y ambientes continentales (Buatois *et al.*, 2002; Buatois y Mángano, 2011; Gingras *et al.*, 2011; Gingras *et al.*, 2025). Estas icnofacies son: **Scoyenia**, **Mermia**, **Coprinisphaera**, **Termitichnus**, **Celliforma**, **Octopodichnus-Entradichnus**, **Gnathichnus**, **Trypanites**, **Teredolites**, **Glossifungites**, **Pylonichnus**, **Skolithos**, **Cruziana**, **Zoophycos**, **Nereites**, **Phycosiphon**, **Rosselia** y **Teichichnus** (Fig. 9). Las últimas once corresponden a icnofacies de uso común en ambientes marinos, de las cuales: *Skolithos*, *Cruziana*, *Glossifungites*, *Phycosiphon*, *Rosselia* y *Teichichnus*, guardan una relación discreta con ambientes de transición. A continuación, se describen las principales características de cada una de ellas.

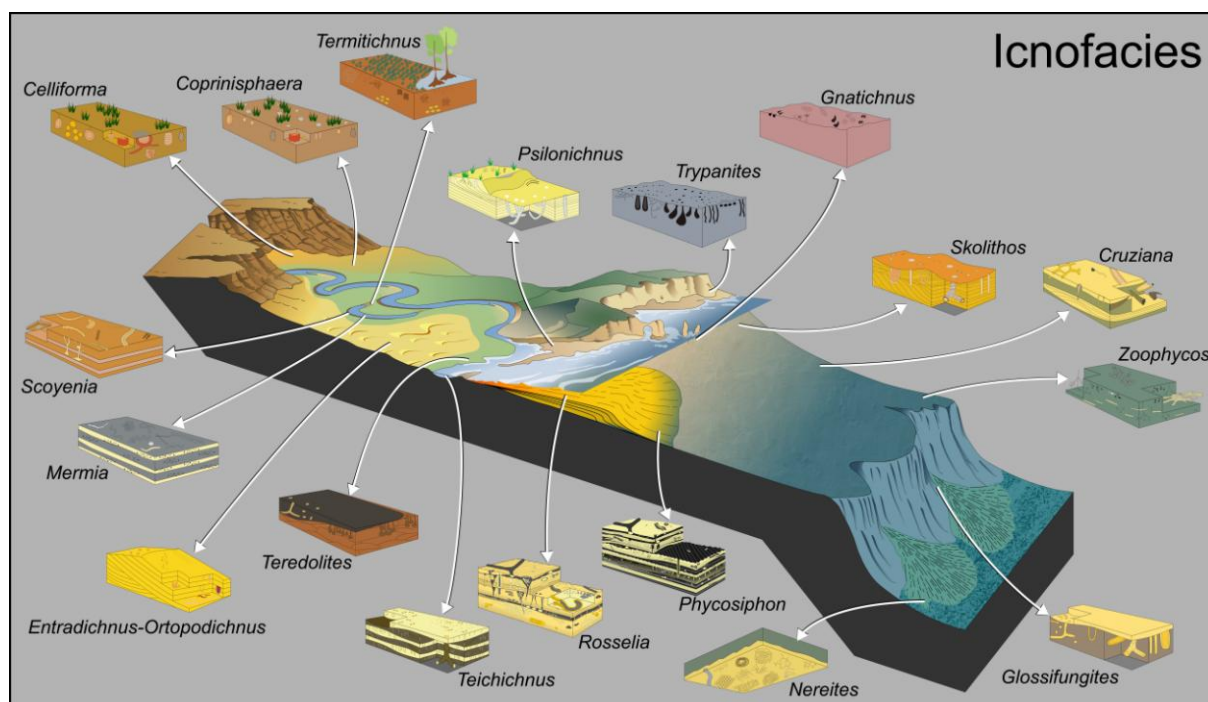


Figura 9. Esquema ilustrado de las icnofacies y su distribución en la naturaleza. Tomado y modificado de Buatois y Mángano (2011), MacEachern y Bann (2020) y Gingras *et al.* (2025).

3.1.1. *Skolithos*

La icnofacies de *Skolithos* (Fig. 10) comprende principalmente trazas asociadas a domichnia y, en menor medida, a equilibrichnia-fugichnia, agrupando excavaciones verticales simples (***Skolithos***), cónicas (***Conichnus***) o en forma de U (***Arenicolites***), frecuentemente con desarrollo de *spreiten* (***Diplocraterion***) (Seilacher, 1967; Frey y Pemberton, 1984, 1985; Pemberton *et al.*, 1992), y sistemas de galerías ramificadas verticales e inclinadas, con paredes construidas (***Ophiomorpha***). Estas estructuras

biogénicas están asociadas principalmente a organismos suspensívoros y depredadores pasivos, bajo condiciones de energía moderada-alta, con abundancia de nutrientes en suspensión y aguas bien oxigenadas (Buatois *et al.*, 2002; Buatois y Mángano, 2011; Ponce *et al.*, 2018). Se desarrollan en sustratos que van desde heterolitas arenosas hasta arenas finas a gruesas, exhibiendo una baja icnodiversidad y una abundancia variable, desde unas pocas excavaciones hasta la obliteración completa de la fábrica sedimentaria primaria (p. ej. *pipe rocks*; Buatois *et al.*, 2002).

La icnofacies de *Skolithos* arquetípica, comúnmente se encuentra representada en ambientes de *foreshore* y *shoreface* superior a medio en costas dominadas por oleaje (Buatois y Mángano, 2011). También pueden estar presentes algunas de las trazas asociadas a *Skolithos* en albardones y los lóbulos distales vinculados a depósitos turbidíticos (Uchman, 1991; MacEachern *et al.*, 2005) y ambientes transicionales como los deltas y estuarios (Buatois y Mángano, 2011; Ponce *et al.*, 2018), todos ellos sometidos a condiciones de estrés.

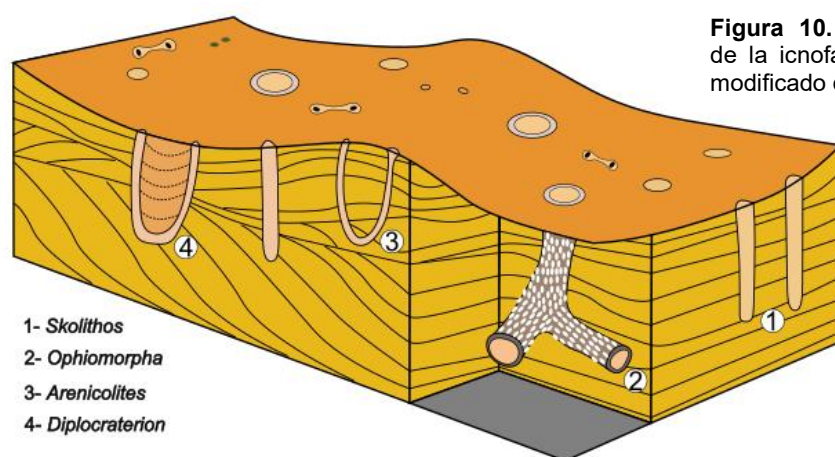


Figura 10. Reconstrucción esquemática de la icnofacies de *Skolithos*. Tomado y modificado de Buatois y Mángano (2011).

Sin embargo, la alteración sostenida de las condiciones fisicoquímicas marinas normales, atribuible a la combinación de la influencia de sistemas fluviales-escorrentías, la acción del oleaje normal y de tormentas, y la marea, introduce nuevos parámetros ambientales que afectan directamente la etología de los organismos productores, incluyendo sus estrategias tróficas (MacEachern y Bann, 2020; Jumars, 1988). Estos cambios generan variaciones significativas en la morfología de las trazas, junto con su diversidad, abundancia y distribución, registrables en depósitos sedimentarios a lo largo del Fanerozoico. Por ende, varios de los icnotaxones asociados a *Skolithos* y, en menor medida, a *Cruziana* fueron también agrupados en la icnofacies de *Rosselia* para ambientes de transición (MacEachern y Bann, 2020).

3.1.2. Cruziana

La icnofacies de *Cruziana* (Fig. 11), se caracteriza por tener una gran icnodiversidad, agrupando trazas de repichnia (*Cruziana*, *Gyrochorte*, *Protovirgularia*, *Curvolithus*), cubichnia (*Asteriacites*, *Lockeia*), estructuras de alimentación (*Rhizocorallium*, *Teichichnus*, *Asterosoma*), excavaciones verticales (*Rosselia*, *Schaubcylindrichnus*, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*) y, con menor frecuencia, trazas de pastoreo (*Gordia*, *Helminthopsis*) (Buatois *et al.*, 2002; Buatois y Mángano, 2011). Estas estructuras biogénicas están vinculadas a organismos bentónicos predadores, suspensívoros, depositívoros y detritívoros, desarrolladas en ambiente de energía moderada a baja, en sustratos entre arenosos y limosos bien seleccionados a heterolíticos ricos en materia orgánica (Buatois *et al.*, 2002).

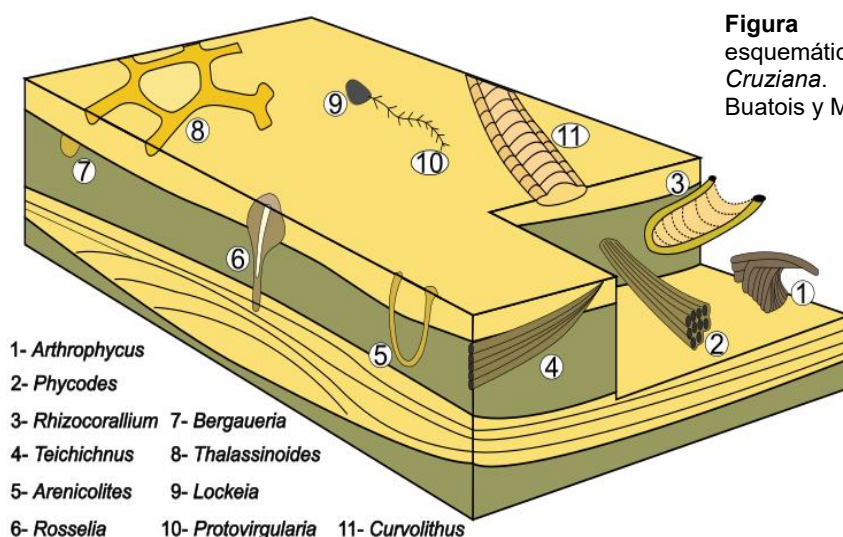


Figura 11. Reconstrucción esquemática de la icnofacies de *Cruziana*. Tomado y modificado de Buatois y Mángano (2011).

La icnofacies de *Cruziana* se desarrolla comúnmente entre el nivel de olas de buen tiempo y el nivel de olas de tormenta, abarcando desde el *shoreface* inferior (transicional con la icnofacies de *Skolithos*) hasta el *offshore* inferior (transicional con la icnofacies de *Zoophycos*) para costas dominadas por oleaje (MacEachern y Pemberton, 1994; MacEachern *et al.*, 1999). Varios de los icnogeneros de *Cruziana* pueden presentarse en conjunto con elementos de *Skolithos* en el espacio intermareal para costas dominadas por marea (Mángano *et al.*, 1996; Mángano y Buatois, 2004) y en ambientes marinos marginales y salobres, tales como estuarios, deltas y *lagoons*, aunque su desarrollo se ve afectado por las evidentes condiciones de estrés (MacEachern y Pemberton, 1994; MacEachern *et al.*, 2005; Buatois y Mángano, 2011). Sin embargo y de manera análoga a lo observado con la icnofacies de *Rosselia*, varios icnotaxones presentes en las icnofacies de *Cruziana* y, en menor medida, de *Skolithos* fueron también agrupados en las icnofacies de *Phycosiphon* (MacEachern y Bann, 2020) y *Teichichnus* (Gingras *et al.*, 2025).

3.1.3. Glossifungites

La icnofacies de *Glossifungites* (Fig. 12), corresponde a aquellas trazas desarrolladas en sustratos estables y cohesivos (*firmgrounds*). Esta icnofacies presenta una baja diversidad, aunque puede llegar a desarrollar una gran abundancia, con estructuras biogénicas de tipo domichnia, agrupando pseudoperforaciones y excavaciones horizontales en forma de U (***Fuersichnus***), cilíndricas verticales (***Skolithos***), en forma de U con desarrollo de *spreiten* (***Arenicolites***, ***Diplocraterion***, ***Rhizocorallium***), en forma de gota (***Gastrochaenolites***) y ramificada (***Thalassinoides*** y ***Spongeliomorpha***) (Buatois *et al.*, 2002). Las estructuras biogénicas están vinculadas a organismos suspensivos y depredadores pasivos, algunos capaces de abandonar de manera periódica las excavaciones en busca de alimento (Pemberton *et al.*, 1992). Esta icnofacies se desarrolla en superficies de omisión marina, para sustratos firmes no litificados, entre los que se incluyen carbonáticos semiconsolidados, sustratos fangosos cohesivos y parcialmente deshidratados (Pemberton y Frey, 1985), y muy raramente, en areniscas fuertemente compactadas (MacEachern *et al.*, 1992), bajo condiciones de energía moderada a alta debido a que el sustrato ofrece una gran resistencia a la erosión (Buatois *et al.*, 2002).

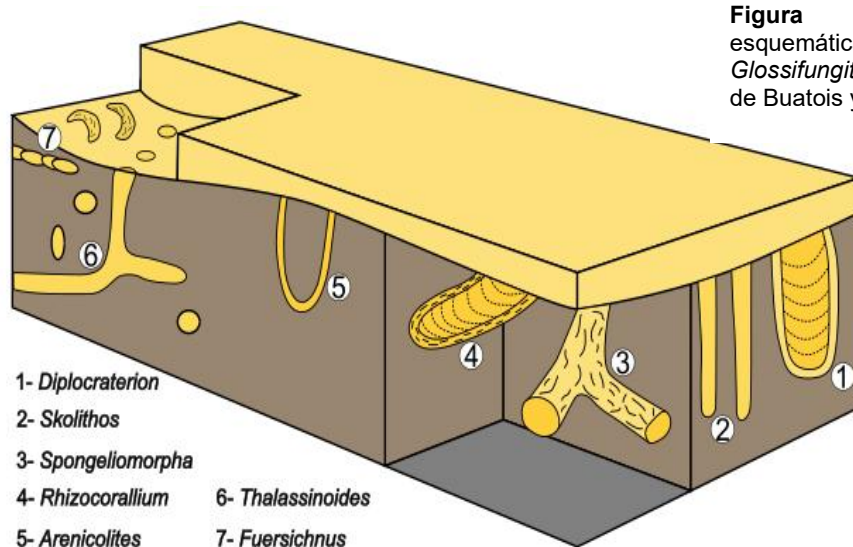


Figura 12. Reconstrucción esquemática de la icnofacies de *Glossifungites*. Tomado y modificado de Buatois y Mángano (2011).

La icnofacies de *Glossifungites* se desarrolla comúnmente a partir de discontinuidades erosivas, producto de la migración de canales, erosión costera, incisiones estuarinas, o retroceso erosivo e incisiones transgresivas del *shoreface* (Pemberton *et al.*, 1992; MacEachern *et al.*, 1992). Sin embargo, también puede darse en asociación con *Zoophycos* en ambientes de plataforma y en las superficies erosivas de los cañones submarinos (Hayward, 1976). Esta icnofacies se encuentra típicamente asociada a la exhumación por erosión de sustratos previamente sepultados, generalmente ligada a procesos alocíclicos, y en particular a cambios en el nivel del mar. Estas características

hacen que la icnofacies de *Glossifungites* sea de gran importancia para el análisis estratigráfico secuencial, permitiendo la identificación de discontinuidades aloestratigráficas en secuencias marinas y marinas marginales (Abdel-Fattah *et al.*, 2016).

3.1.4. *Rosselia*

La icnofacies de *Rosselia* (Fig. 13) está integrada por trazas de domichnia, que agrupan excavaciones verticales simples (***Skolithos***), en forma de U (***Arenicolites***) y ramificadas (***Asterosoma*** y ***Cylindrichnus***), así como horizontales (incluyendo ***Taenidium*** y ***Scolicia***), asociadas a organismos con comportamientos predominantemente depositívoros y depredadores. Muchas de estas trazas presentan un *spreiten* retrusivo muy marcado (como en ***Teichichnus***, ***Diplocraterion*** y ***Siphonichnus***), y generalmente cuentan con la capacidad de atravesar varios niveles sedimentarios (incluyendo ***Rosselia***, ***Macaronichnus***, ***Palaeophycus***, ***Ophiomorpha*** en sustratos arenosos y ***Thalassinoides*** en sustratos fangosos). Esta icnofacies se desarrolla en sustratos predominantemente arenosos, en ambientes de alta energía, con el desarrollo frecuente de estructuras de equilibrichnia-fugichnia, así como criptobioturbación, siendo esta última asociada a la actividad de la meiofauna en depósitos de tempestitas colonizados post-evento (MacEachern y Bann, 2020).

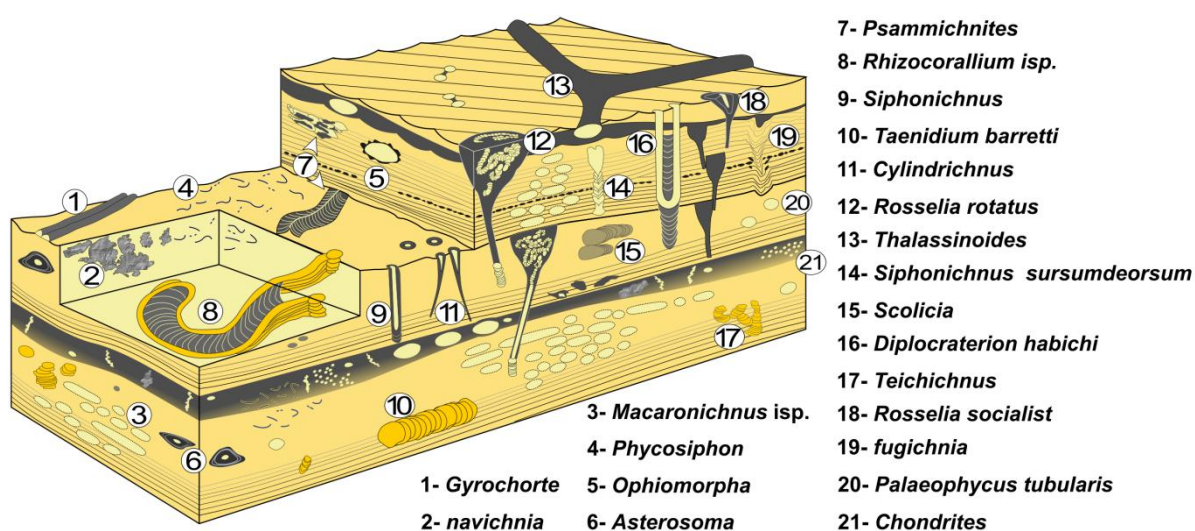


Figura 13. Reconstrucción esquemática de la icnofacies de *Rosselia*. Tomado y modificado de MacEachern y Bann (2020).

La icnofacies de *Rosselia* se desarrolla en posiciones del frente deltaico (Fig. 9), exhibiendo una abundancia, diversidad y distribución de las trazas muy variable, controlada por la granulometría, la consistencia del sustrato, la frecuencia de los episodios de sedimentación, y las fluctuaciones en los niveles de salinidad. Asimismo, se observa una disminución progresiva en la abundancia hacia la cabecera del sistema. Esta icnofacies es

transicional a la icnofacies *Skolithos*, lo que permite diferenciar entre depósitos deltaicos y de plataformas clástica en costas dominadas por oleaje. A su vez, en ambientes de menor energía, pueden aparecer trazas asociadas a organismos depositívoros infaunales en sustratos heterolíticos (*Planolites*), transicionando gradualmente a la icnofacies de *Phycosiphon* en posiciones más distales. Finalmente, la caracterización tafonómica de estos depósitos presenta múltiples desafíos debido a la dinámica del sistema, que frecuentemente produce una amalgama sedimentaria resultante de los sucesivos ciclos de erosión-depositación (MacEachern y Bann, 2020).

3.1.5. *Phycosiphon*

La icnofacies de *Phycosiphon* (Fig. 14), agrupa principalmente trazas asociadas a organismos depositívoros, tanto infaunales (incluyendo *Planolites*, *Macaronichnus*, *Scolicia* y *Phycosiphon*), como epifaunales (incluyendo *Asterosoma*, *Chondrites*, *Rosselia*, *Siphonichnus*, *Taenidium*, *Teichichnus* y *Zoophycos*), donde algunas de las estructuras biogénicas constituyen domicilios permanentes para organismos depredadores (particularmente *Thalassinoides*). Hacia zonas más distales, de menor energía, predominan las trazas de pastoreo y locomoción (como *Cruziana*, *Gyrochorte*, *Diplichnites* y *Treptichnus*), en asociación con cubichnia (*Lockeia* y *Rusophycus*). Esta icnofacies también incluye trazas asociadas a equilibrichnia-fugichnia, y en menor medida, a *navichnia* en sustratos fangosos (depósitos de fango fluido), así como criptobioturbación en niveles arenosos (tempestitas), lo que refleja un sistema dinámico con una elevada tasa de sedimentación (MacEachern y Bann, 2020).

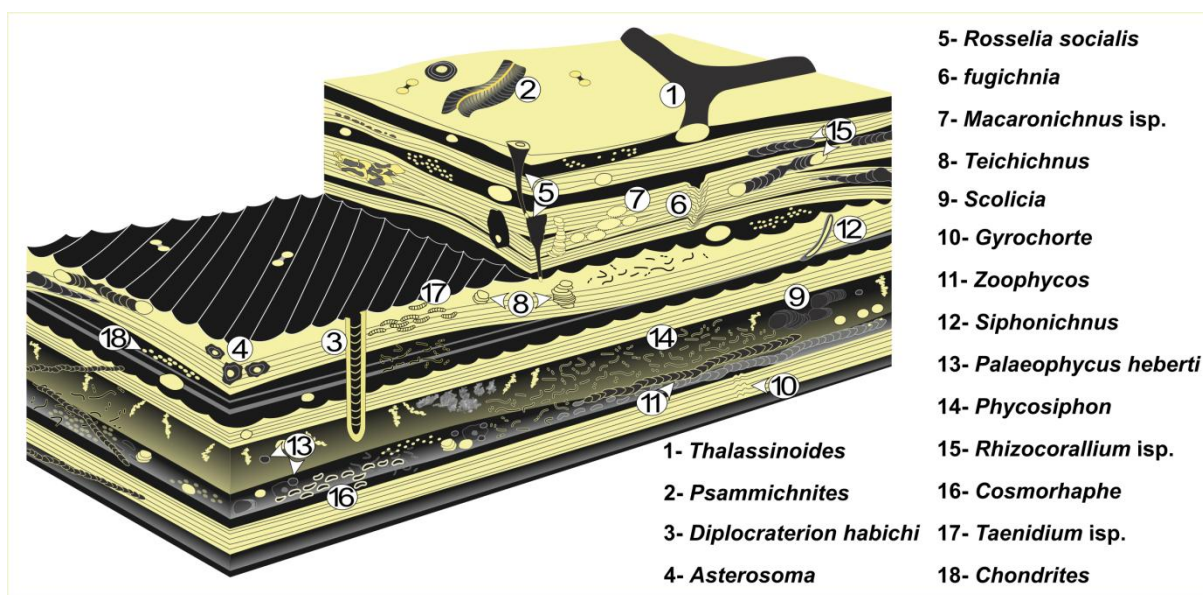


Figura 14. Reconstrucción esquemática de la icnofacies de *Phycosiphon*. Tomado y modificado de MacEachern y Bann (2020).

La icnofacies de *Phycosiphon* se encuentra representada en posiciones de prodelta (Fig. 9), en sustratos que varían de fangosos a heterolíticos, donde la presencia de intervalos estratigráficos que registran incrementos en la tasa de sedimentación están vinculados a pulsos de descargas hiperpícnicas, controlados por la dinámica entre las descargas fluviales, y el oleaje normal y de tormenta (Bhattacharya, 2006). Esta icnofacies presenta una diversidad y abundancia de trazas altamente variables, controladas por la granulometría, la consistencia del sustrato y la frecuencia de los episodios de sedimentación. Cabe destacar que la icnofacies de *Phycosiphon* es transicional con la icnofacies de *Cruziana*, observándose de forma recurrente intercalaciones que registran la alternancia entre pulsos de sedimentación rápida y períodos de estabilidad ambiental. Asimismo, esta transición permite diferenciar lateralmente las facies de prodelta de las de plataforma clástica (MacEachern y Bann, 2020).

3.1.6. *Teichichnus*

La icnofacies de *Teichichnus* (Fig. 15), agrupa trazas verticales y horizontales producidas por organismos depositívoros epifaunales (incluyendo ***Arenicolites***, ***Cilindrichnus*** y ***Skolithos***), depositívoros infaunales (incluyendo ***Planolites***, ***Teichichnus*** y trazas escalonadas asignadas a ***Thalassinoides***), y, en menor medida, filtradores (***Siphonichnus***). Esta asociación, predominantemente marina, presenta altos índices de bioturbación y estrategias oportunistas de colonización (*top-down colonization*), junto con baja icnodiversidad (frecuentemente representada por un único icnogénero), una marcada reducción en el tamaño de las estructuras biogénicas (1 a 10 mm), y una distribución espacial heterogénea de carácter esporádico (Gingras *et al.*, 2025). Se desarrolla en ambientes de energía moderada a baja, en sustratos heterolíticos (predominantemente arenosos) con elevado contenido de materia orgánica, cuyo aporte está controlado por la dinámica de las mareas (Gingras *et al.*, 2025).

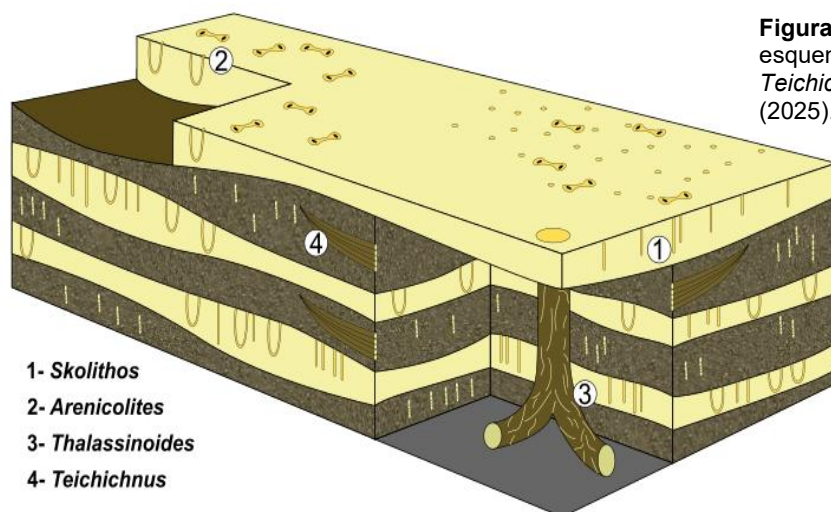


Figura 15. Reconstrucción esquemática de la icnofacies de *Teichichnus*. Basado en Gingras *et al.* (2025).

La icnofacies de *Teichichnus* indica condiciones de estrés ambiental, particularmente asociadas a fluctuaciones de salinidad o a condiciones eurihalinas persistentes, donde los organismos productores adoptan estrategias de “tipo-r”. Esto implica el desarrollo de comunidades dominadas por organismos juveniles (principalmente anfípodos, poliquetos, artrópodos y bivalvos), con capacidad de osmoregulación mediante preadaptaciones metabólicas y ciclos de vida acelerados, con altas tasas de reproducción y mortalidad (MacEachern *et al.*, 2005; Gingras *et al.*, 2025). Esta icnofacies se desarrolla típicamente en ambientes de dominio parálico (zonas intermareales) y ambientes de *nearshore*, caracterizados por una fuerte influencia de mareas y parcialmente resguardados del oleaje, como bahías, *lagoons*, *inlets*, estuarios y algunos deltas en posiciones proximales (Gingras y MacEachern, 2012; Gingras *et al.*, 2025).

3.2. Deltas

Un delta se define como “la protuberancia que se genera en la línea de costa cuando un río desemboca en un ambiente marino o lacustre, aportando un volumen de sedimentos mayor al que puede ser redistribuido por los procesos activos en la cuenca” (Elliott, 1978; Coleman y Prior, 1982). Los deltas son uno de los sistemas de transferencia de sedimentos a cuencas oceánicas y continentales más importantes. En consecuencia, el estudio de sistemas actuales permite comprender los principales mecanismos y procesos de

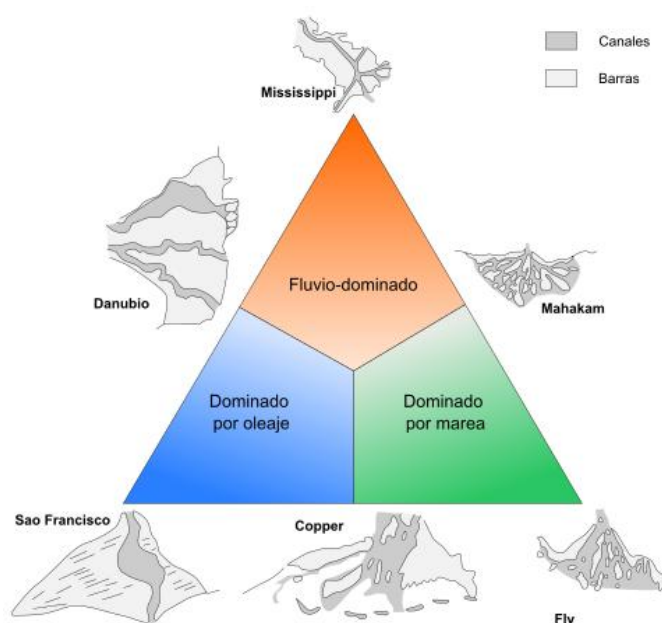


Figura 16. Esquema ilustrado de la división tripartita de los deltas en fluvio-dominados, dominados por oleaje y dominados por marea, ejemplificados con ilustraciones de sistemas actuales. Tomado y modificado de Galloway (1975).

sedimentación, así como las variaciones en las propiedades físico-químicas que afectan a la columna de agua, logrando de este modo un mejor entendimiento de los análogos fósiles (Barrie, 2000). Existen varias clasificaciones para diferenciar entre tipos de deltas, siendo el esquema de Galloway (1975) uno de los más usados. Este autor subdividió los sistemas deltaicos de acuerdo con los procesos dominantes (fluviales, olas y mareas, Fig. 16), los cuales controlan su morfología, pudiendo variar de manera sistemática a lo largo de la transición fluvio-marina (Dalrymple y Choi, 2007). Bhattacharya (2006, 2010) sugiere que la morfología externa y la distribución de facies en un delta dependen de varios factores, entre

los que se encuentran: 1) la densidad de las descargas fluviales; 2) la interacción con los procesos cuencales; 3) la posición del delta en la cuenca; 4) el tamaño de los sedimentos que llegan a la costa; 5) el gradiente depositacional; y 6) el grado de retrabajo de los sedimentos fluviales. La interacción de todas estas variables a través del tiempo y el espacio permiten explicar la presencia de deltas afectados por diferentes procesos de sedimentación, como es el caso del delta del Danubio (Dalrymple y Choi, 2007).

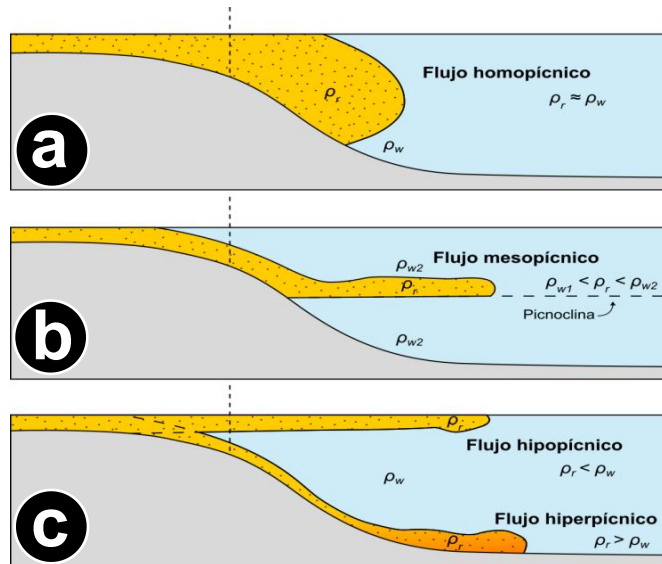


Figura 17. Tipos de flujos de densidad. donde ρ_r corresponde a la densidad del flujo aportado y ρ_w corresponde a la densidad medio hospedante. **a)** Flujo homopícnico. **b)** Flujo mesopícnico. **c)** Flujo hipopícnico e hiperpícnico. Tomado y modificado de Bates (1953).

Teniendo en cuenta la diferencia que existe entre las densidades del flujo aportado por las descargas fluviales (ρ_r), y la del medio hospedante (ρ_w), se reconocen cuatro tipos de flujos: 1) hiperpícnicos ($\rho_r > \rho_w$); 2) mesopícnicos ($\rho_{w1} < \rho_r < \rho_{w2}$); 3) homopícnicos ($\rho_r \approx \rho_w$); e 4) hipopícnicos ($\rho_r < \rho_w$) (Bates y Freeman, 1953). Los flujos hiperpícnicos ocurren cuando la densidad de la descarga producida por un río es mucho mayor que la del medio hospedante, provocando el repentino hundimiento del flujo, el cual continúa desplazándose cuenca adentro, manteniéndose próximo al lecho. (Fig. 17c). Los flujos mesopícnicos, son frecuentes en cuencas marinas y lacustres con una marcada diferencia en la estratificación de la columna de agua, haciendo que el flujo se mueva a través de la pycnoclina o termoclina (Fig. 17b). Los flujos Homopícnicos o de tipo Gilbert ocurren principalmente en cuencas de agua dulce, donde la densidad de la descarga fluvial es similar a la del medio hospedante, ocasionando el colapso repentino del flujo de descarga y depositación del material clástico (Fig. 17a). Por último, los flujos hipopícnicos ocurren cuando la densidad de la descarga producida por un río es menor que la del medio hospedante, dando lugar a plumas clásticas que pueden viajar cientos de kilómetros cuenca adentro, flotando sobre la columna de agua (Fig. 17c). La mayoría de los deltas se construyen bajo condiciones de descargas hipopícnicas; sin embargo, durante fluctuaciones importantes en el régimen de la descarga fluvial (p. ej. cambios climáticos estacionales), muchos ríos experimentan condiciones de descargas alternantes entre hipopícnicas e hiperpícnicas (Nemec, 1995; Mulder y Syvitsky, 1995; Parsons *et al.*, 2001; Zavala *et al.*, 2021).

Los deltas constituyen sistemas progradantes (Boyd *et al.*, 1992), con una expresión subaérea, asignada a la llanura deltaica, y una expresión subacuática, que agrupa al frente deltaico y al prodelta (Fig. 18). La llanura deltaica se encuentra en la sección más proximal del sistema y está constituida por las áreas cercanas a las zonas de descarga, donde se emplazan los canales distributarios que transportan los sedimentos hacia el frente deltaico (Elliott, 1978). Esta, a su vez, está subdividida, según su fisiografía, en una sección superior o interna y una sección inferior o externa (Coleman y Prior, 1982). La llanura deltaica superior, situada por encima de la influencia litoral, es considerada una extensión del sistema fluvial, desarrollando complejos de canales principalmente de tipo meandriforme o entrelazado (Nichols, 2009). Además, al encontrarse por encima de la intrusión efectiva de la cuña de agua marina, presenta depósitos y asociaciones de trazas característicos de ambientes continentales (MacEachern *et al.*, 2005; Buatois y Mángano, 2011). En contraste, la llanura deltaica inferior se ubica en la zona intermareal, donde el dominio está compartido entre las influencias continental y litoral. Aquí, los procesos activos de la cuenca están presentes, y en aquellos casos en los que la descarga fluvial se mantiene como rasgo dominante dentro del sistema, el número de canales aumenta a costa de la disminución del caudal individual (canales distributarios terminales), mostrando una arquitectura ramificada o incluso anastomosada, vinculados por áreas y bahías inter-distributarias (Coleman y Prior, 1982). Sin embargo, la morfología de los canales puede adoptar una arquitectura más simple y estable debido a la influencia indirecta del oleaje y la marea (Bhattacharya, 2006).

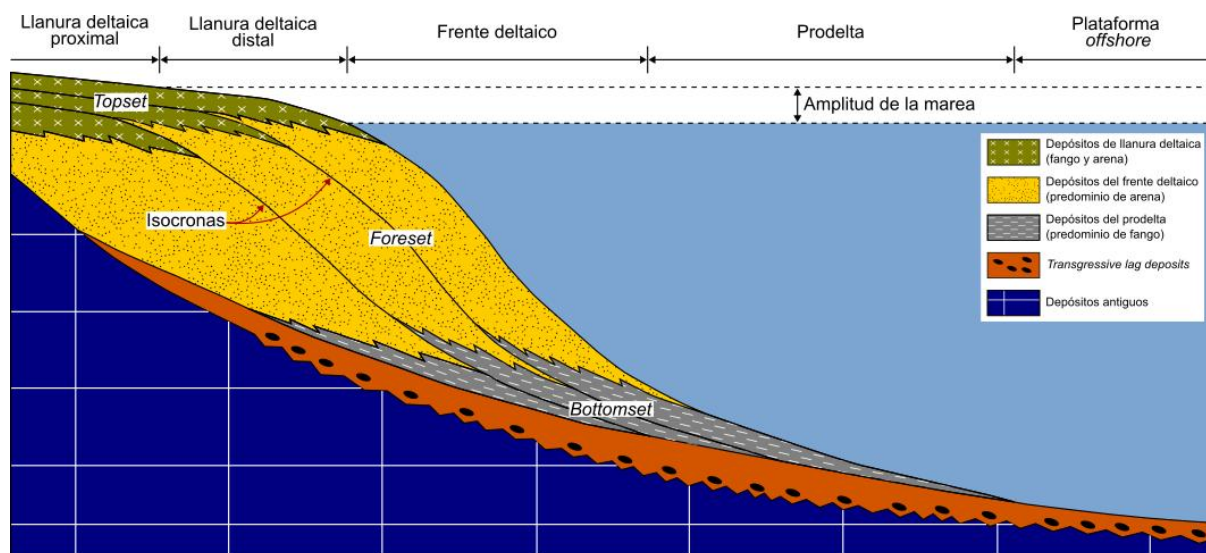


Figura 18. Esquema ilustrado en sección de corte que muestra la arquitectura interna y el desarrollo de facies en sistemas deltaicos dentro de una progradación normal. Tomado y modificado de Bhattacharya (2006).

El frente deltaico constituye la sección intermedia del sistema, donde el flujo pierde su confinamiento al entrar en la cuenca, siendo el ambiente en el que mayor influencia tienen los procesos activos de la cuenca. El repentino cambio en las condiciones hidráulicas

es causado por la expansión y desaceleración del flujo, permitiendo la depositación de la fracción clástica más gruesa como carga de lecho próxima a la desembocadura (grabas y arena), y el transporte por flotación de los finos en suspensión (limos y arcillas), hacia el interior de la cuenca (Elliott, 1978; Coleman y Prior, 1982). Esto permite caracterizar al frente deltaico como la zona más activa de sedimentación, contando con el desarrollo de complejos sistemas de canales distributarios y barras de desembocadura (Bhattacharya y Walker, 1992). Finalmente, la posición más distal de un sistema deltaico está representada por el prodelta, ocupando la planicie adyacente al talud del frente deltaico, por debajo de la influencia de las olas de buen tiempo, donde se produce principalmente la acumulación de limos y arcillas debido a procesos de floculación y decantación (Coleman y Prior, 1982).

3.2.1. Delta fluvio-dominado

La llanura deltaica en los deltas fluvio-dominados comprende extensas áreas de escaso relieve, que con frecuencia exhibe una morfología lobular. Sobre esta, se desarrollan múltiples canales distributarios separados por llanuras de inundación y bahías interdistributarias, como en la desembocadura del río Lena (Fig. 19a; Bhattacharya y Walker, 1992). Sin embargo, dentro de la clasificación de Galloway, los miembros terminales de los deltas fluvio-dominados desarrollan una morfología de tipo “bird-foot”, como en la desembocadura del Mississippi (Fig. 19b; Bhattacharya, 2006).



Figura 19. Imágenes satelitales con composición RGB en color natural que ilustra la morfología en planta para deltas fluvio-dominados. **a)** Desembocadura del río Lena en el Ártico ruso. **b)** Desembocadura del río Mississippi en el Golfo de México. Tomada y modificada de los servidores *Bing-Maps*.

Los canales suelen desarrollarse de forma similar a los sistemas fluviales, con depósitos formados bajo la influencia de un flujo unidireccional y siguiendo una tendencia estrato-decreciente, culminando hacia el tope con bancos de materiales finos que a menudo desarrollan trazas de raíces (Fig. 20; Elliott, 1978). Tras la avulsión del sistema, los canales distributarios quedan abandonados, siendo rellenados por intercalaciones entre las arenas desplazadas desde los bordes y la decantación de finos (Bhattacharya, 2006).

La bahía inter-distributaria comprende la transición entre el frente deltaico y la llanura deltaica en ausencia de un *foreshore* arenoso, desarrollando una zona semiconfinada y poco profunda donde predominan los procesos de floculación-decantación-evaporación. Estas condiciones favorecen el desarrollo de tapetes microbiales, la precipitación de nódulos de yeso y halita, y la formación de concreciones calcáreas, dependiendo de las condiciones climáticas (Bhattacharya, 2006). Además, es frecuente el desarrollo de estratos de arenas finas con estructuras tractivas, tanto en bahías inter-distributarias abiertas como en depósitos de *crevasse-splay* (Fig. 20; Elliott, 1978; Coleman y Prior, 1982).

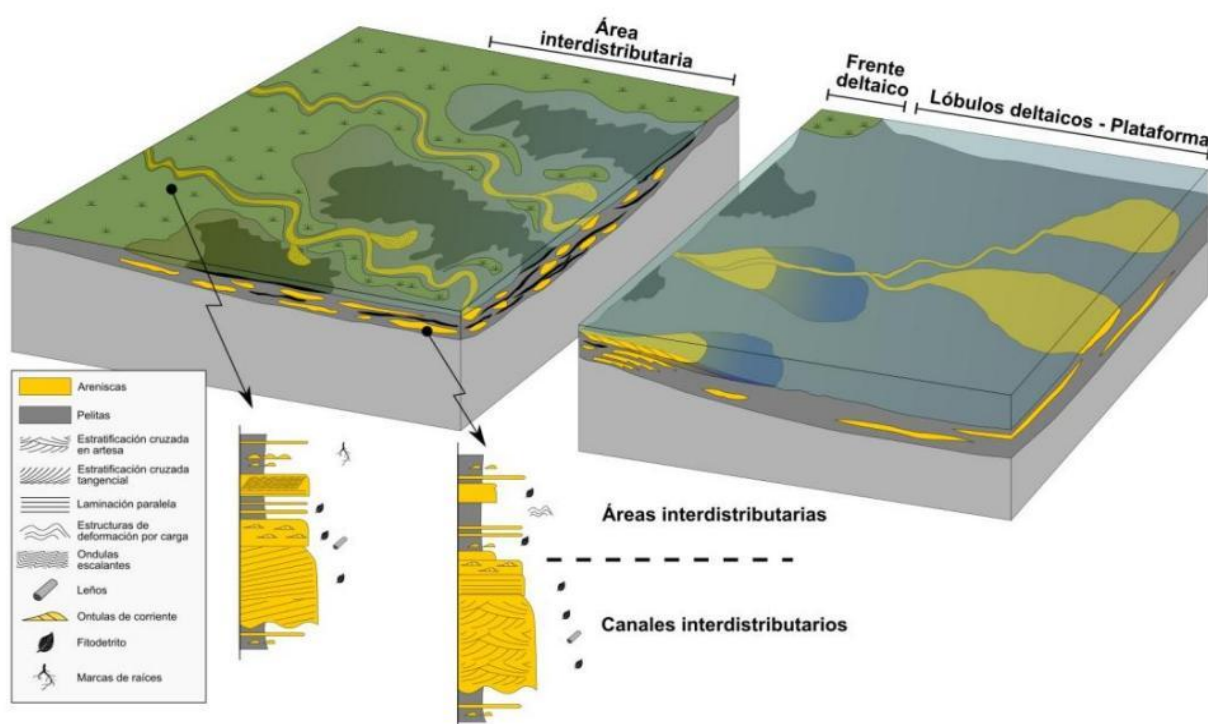


Figura 20. Esquema en el que se muestra la típica transición entre una llanura de inundación y el frente deltaico para las bahías inter-distributarias. Tomado y modificado de Torresi (2020).

Los deltas fluvio-dominados presentan una de las mayores tasas de progradación, asociada con una gran heterogeneidad en los depósitos del frente deltaico. Estos comprenden secuencias estratocrecientes, intercaladas con bancos de finos que a menudo presentan grietas de sinéresis debido a la fluctuación en los niveles de salinidad (MacEachern *et al.*, 2005; Bhattacharya, 2006). Los depósitos de barras, que reflejan la repentina desaceleración del flujo unidireccional (Wright, 1977; Bhattacharya y Walker, 1992), están integrados por conglomerados y areniscas con estratificación cruzada, laminación paralela y masiva, con gradación normal (Fig. 21). El prodelta usualmente está conformado por fangolitas finamente laminadas a masivas, aunque es posible que se desarrolle una composición heterolítica con la intercalación de arenas, generalmente gradadas y masivas, depositadas mediante flujos de densidad, particularmente durante las

descargas extraordinarias (Wright *et al.*, 1988; Mulder y Syvitski, 1995). Esta secuencia presenta una marcada agradación y ocasionalmente muestra hacia el tope de las arenas, ondulitas de oleaje y estratificación cruzada tipo *hummocky* debido a eventos de tormenta, aunque en menor abundancia respecto a los deltas dominados por oleaje. Además, como consecuencia de la alta tasa de sedimentación, es frecuente encontrar estructuras de deformación por carga en los bancos de finos y estructuras de escape de fluidos en las arenas (Fig. 21; Bhattacharya, 2006).

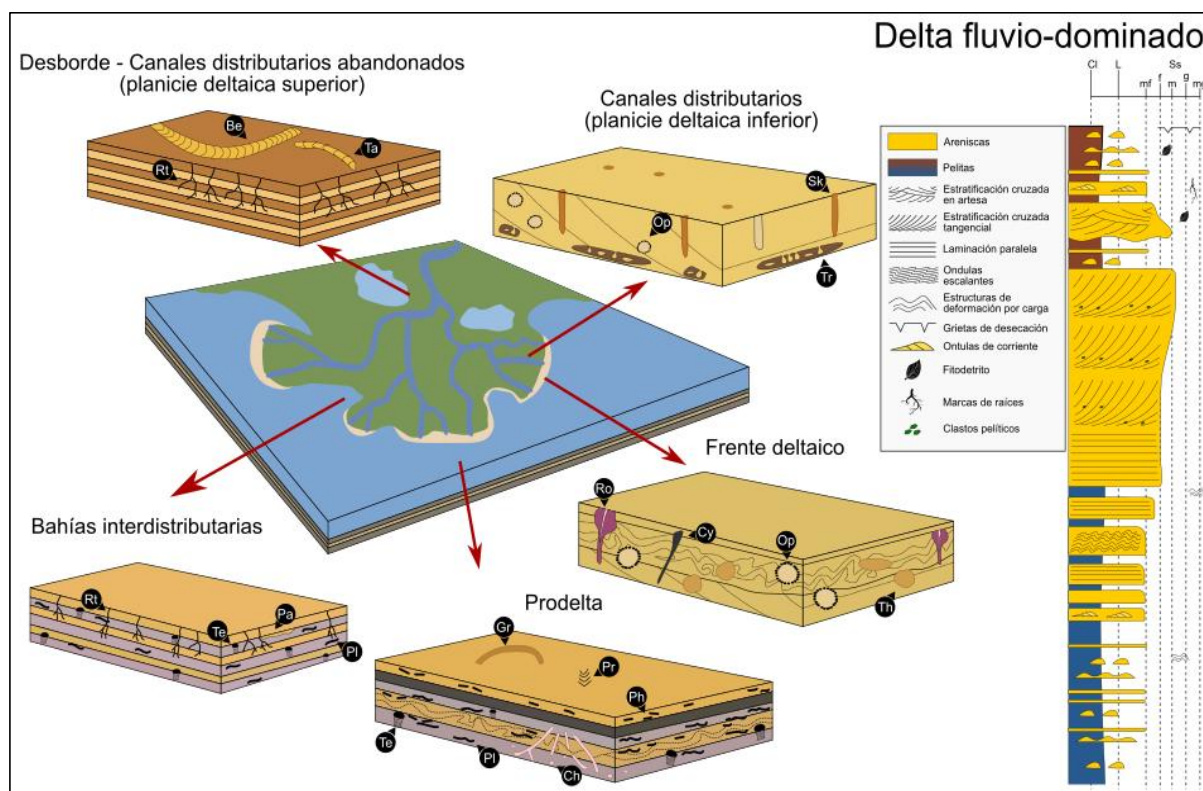


Figura 21. Reconstrucción esquemática de los principales subambientes en deltas fluvio-dominado, con su asociación de facies y la distribución de las principales asociaciones de trazas fósiles: Los **depósitos de desborde-canales distributarios abandonados** comúnmente alojan *Beaconites* (Be), *Taenidium* (Ta) y Rizolitos (Rt). Los **depósitos de canales distributarios** comúnmente alojan *Skolithos* (Sk), *Ophiomorpha* (Op) y *Terebratulites* (Tr). Los **depósitos de frente deltaico** comúnmente alojan *Rosselia* (Ro), *Cylichnus* (Cy), *Ophiomorpha* (Op) y *Thalassinoides* (Th). Los **depósitos de bahías interdistributarias** comúnmente alojan rizolitos (Rt), *Teichichnus* (Te), *Palaeophycus* (Pa) y *Planolites* (Pl). Los **depósitos de prodelta** comúnmente alojan *Gyrogonites* (Gr), *Protovirgularia* (Pr), *Phycosiphon* (Ph), *Teichichnus* (Te), *Planolites* (Pl) y *Chondrites* (Ch). Tomado y modificado de Buatois y Mángano (2011) y Torresi (2020).

Los deltas fluvio-dominados constituyen uno de los ambientes más hostiles para la fauna bentónica (Bhattacharya, 2006), donde el estrés es inducido por la fluctuación en la tasa de sedimentación, la turbidez, la salinidad, la oxigenación, la temperatura y la iluminación, así como por la ocurrencia de flujos de densidad (Thrush *et al.*, 2004; MacEachern *et al.*, 2005; Buatois y Mángano, 2011). En la llanura deltaica superior es frecuente la coexistencia de trazas de organismos terrestres y de agua dulce, muy similares a las desarrolladas en ambientes fluviales (Buatois y Mángano, 2011). Las trazas

predominantes corresponden a la icnofacies de *Scoyenia* (*Taenidium* y *Beaconites*) y, ocasionalmente, trazas de reposo asociadas a bivalvos, como *Lockeia*. Los canales distributarios suelen ser invadidos por la cuña de agua salina, estableciendo de forma temporal un ambiente salobre donde se instalan organismos pertenecientes a la icnofacies de *Rosselia* (MacEachern y Bann 2020). Además, la fluctuación en los niveles de salinidad cobra gran importancia en las bahías inter-distributarias y en las barras de desembocadura en el frente deltaico proximal. Sin embargo, el frente deltaico distal y el prodelta, al encontrarse relativamente alejados de la desembocadura, no están tan afectados por las variaciones de salinidad, lo cual permite un mayor grado de bioturbación (Fig. 21; MacEachern *et al.*, 2005).

3.2.2. Delta dominado por oleaje

Los deltas influenciados por el oleaje son sistemas en los que la intensa acción del tren de olas inhibe la formación de barras de desembocadura, erosiona los depósitos del frente deltaico, distribuyendo los sedimentos a lo largo de la línea de costa por deriva litoral, resultando en una de las tasas más bajas de progradación (Elliott, 1978; Bhattacharya, 2006). La llanura deltaica comúnmente se encuentra integrada por un prominente lóbulo arenoso, producto de la progradación del *shoreface* y los cordones litorales, exhibiendo una morfología en planta cuspidal (Bhattacharya y Walker, 1992; Bhattacharya, 2006), como en la desembocadura del río São Francisco (Fig. 22). Los deltas dominados por oleaje cuentan con un único canal o un número muy reducido de estos, aunque en algunos casos pueden desarrollarse complejos sistemas de *tidal-inlets* tras la desembocadura (Bhattacharya y Walker, 1992).



Figura 22. Imagen satelital con composición RGB en color natural de la desembocadura del río São Francisco en la costa brasileña, ilustrando la morfología en planta para deltas dominados por oleaje. Tomada y modificada de los servidores *Bing-Maps*.

Una característica intrínseca de los deltas dominados por oleaje es que la arquitectura del depósito cambia según el ángulo en el que el tren de olas incide sobre la desembocadura, permitiendo distinguir entre deltas simétricos y deltas asimétricos respectivamente (Wright, 1977). Para los deltas simétricos, la incidencia normal del tren de olas modifica directamente la tasa de expansión y la desaceleración del flujo de descarga. Esto ocasiona la repentina pérdida de capacidad de carga y la formación de una cresta o

barra temporal, próxima a la desembocadura (Rodríguez-López y Arche, 2010). Además, la deriva litoral redistribuye los sedimentos del frente deltaico de manera similar hacia ambos lados del canal, resultando en la acreción continua de los cordones litorales (Fig. 23a; Wright, 1977; Bhattacharya y Giosan, 2003; Rodríguez-López y Arche, 2010). Estos depósitos se encuentran principalmente integrados por arenas bien seleccionadas, desarrollando campos de dunas 2D y 3D con estratificación cruzada o laminación paralela, estratificación cruzada tipo *hummocky* (HCS) y *swaley* (SCS), y óndulas de oleaje (Dominguez, 1996; Rodríguez-López y Arche, 2010).

Para los deltas asimétricos, el tren de olas incide de forma oblicua a la desembocadura y, según Komar (1973), el ángulo de incidencia debe ser mayor o igual a 10° para que la asimetría del sistema sea perceptible. Adicionalmente, Bhattacharya y Giosan (2003) establecieron un índice de asimetría (A) mediante la relación entre la tasa neta de sedimentos transportados a lo largo de la costa y el promedio de descarga fluvial. Ante este escenario, la deriva litoral deflecta la descarga sobre la costa adyacente (Wright, 1977), dando lugar a dos tipos diferentes de depósitos a ambos lados de la desembocadura (Fig 23b). Por un lado, el "*updrift*" se desarrolla aguas arriba de la deriva litoral, con una composición predominantemente arenosa madura, exhibiendo una asociación de facies casi idéntica a las presentes en costas dominadas por oleaje (Dominguez, 1996). Por otro lado, el "*downdrift*" se desarrolla aguas abajo de la deriva litoral, sujeta a la influencia directa de la descarga fluvial, con depósitos heterolíticos de areniscas finas, fangos y abundante fitodetrito, estando sujeto a un dominio parálico (Dominguez, 1996).

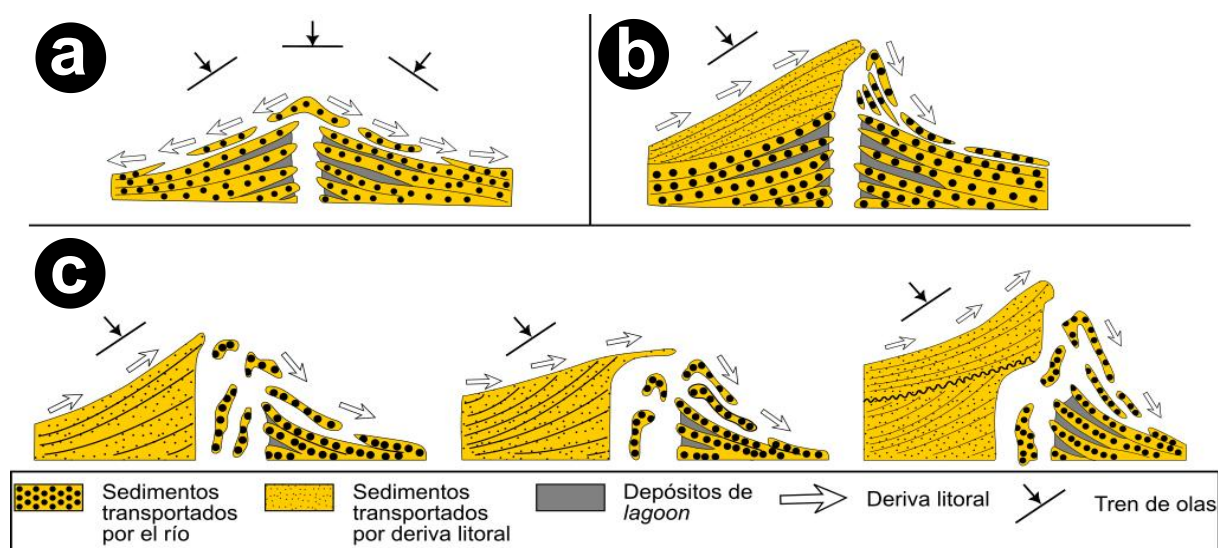


Figura 23. Esquema ilustrado que representa la distribución de los sedimentos en los deltas dominados por oleaje, haciendo énfasis en los procesos que intervienen de manera activa en la génesis del depósito. **a)** Diagrama que ilustra la morfología en planta y la distribución de los depósitos en deltas simétricos. **b)** Diagrama que ilustra la morfología en planta y la distribución de los depósitos en deltas asimétricos. **c)** Construcción de los depósitos en deltas asimétricos donde la evolución del sistema se muestra de izquierda a derecha. Tomado y modificado de Dominguez (1996).

Los depósitos de *updrift* se acumulan formando un prisma de acreción que prograda hacia el *offshore*, exhibiendo una mayor tasa de sedimentación en comparación con el *downdrift* (Komar, 1973; Dominguez, 1996). Cuando la descarga fluvial es baja, el tren de olas erosiona el lóbulo arenoso, depositando el material clástico a lo largo de la costa y formando una espiga (Bhattacharya y Giosan, 2003). Durante este período, se produce la deflexión del curso del río hacia el *downdrift* (Dominguez, 1996). Cuando la descarga fluvial se recupera, el cauce corta la espiga y restablece su curso original. Esto genera, por un lado, el truncamiento del *updrift*, el cual comprende una amalgama de cordones litorales unidos por suturas, producto de los sucesivos episodios de erosión-depositación y, por otro lado, en el *downdrift*, parte de la espiga queda preservada y separada por bahías interdistributarias donde predomina la depositación de finos (Figs. 23c, 24; Dominguez, 1996; Bhattacharya y Giosan, 2003).

Entre los sistemas deltaicos, aquellos dominados por oleaje son los menos estresantes para la fauna bentónica, debido a la incidencia constante del tren de olas sobre la línea de costa, amortiguando los efectos de las descargas fluviales al dispersar la carga en suspensión y normalizar los niveles de salinidad (MacEachern *et al.*, 2005; Buatois y Mángano, 2011). Sin embargo, en los deltas asimétricos, se puede observar una marcada diferencia entre las comunidades de *updrift* y *downdrift*. En las posiciones de *updrift*, donde no impactan las descargas fluviales, se desarrollan asociaciones de trazas típicas de costas dominadas por el oleaje. En contraste, en el *downdrift*, al estar directamente afectado por las descargas de agua dulce y finos en suspensión, se observan estructuras biogénicas con claros signos de estrés (Fig. 24; MacEachern *et al.*, 2005; Dalrymple y Choi, 2007).

La icnofauna de la llanura deltaica superior suele estar compuesta por trazas de agua dulce combinadas con elementos terrestres, característicos de la icnofacies de *Scoyenia*. En cambio, la llanura deltaica inferior, es considerada la zona más estresante, alojando conjuntos de estructuras verticales y horizontales de las icnofacies de *Teichichnus* y *Rosselia*, muchas de las cuales se organizan en suites monoespecíficas. Tanto el canal distributivo como los *lagoons* presentan escasa bioturbación, aunque es posible encontrar trazas asignadas a *Skolithos* y *Ophiomorpha* asociadas a pausas en la sedimentación, además de *Planolites*, *Palaeophycus* y *Teichichnus* en áreas protegidas (Buatois y Mángano, 2011).

Los depósitos del frente deltaico proximal y distal presentan una suite de trazas asociadas a la icnofacies de *Rosselia*, siendo relativamente diversas y guardando una gran similitud con las asociaciones de trazas correspondientes a las icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana* desarrolladas en ambientes de *shoreface* en costas dominadas por oleaje (Fig. 24;

MacEachern *et al.*, 2005). Sin embargo, en aquellos deltas con fuerte influencia de tormentas, es común observar depósitos asociados a flujos de densidad, los cuales suelen presentar trazas incipientes asociadas a *Skolithos* y *Arenicolites*, desarrolladas post-evento mediante colonización oportunista (*top-down colonization*), acompañadas por trazas asociadas a fugichnia (Buatois y Mángano, 2011). Particularmente en las tempestitas, a esta suite de trazas se suma la criptobioturbación ocasionada por la actividad de la meiofauna (MacEachern y Bann, 2020).

Finalmente, las facies de prodelta se caracterizan comúnmente por sucesiones heterolíticas que albergan comunidades correspondientes a la icnofacies de *Cruziana* (Fig. 24), las cuales muestran una elevada diversidad de estructuras biogénicas (Buatois y Mángano, 2011). No obstante, estos ambientes pueden verse afectados periódicamente por el aporte de arenas durante eventos de tormenta, lo que genera una disminución aparente de la diversidad, junto con el desarrollo de una suite de trazas asociadas a la icnofacies de *Phycosiphon*, la cual incluye trazas de escape en capas distales (MacEachern y Bann, 2020).

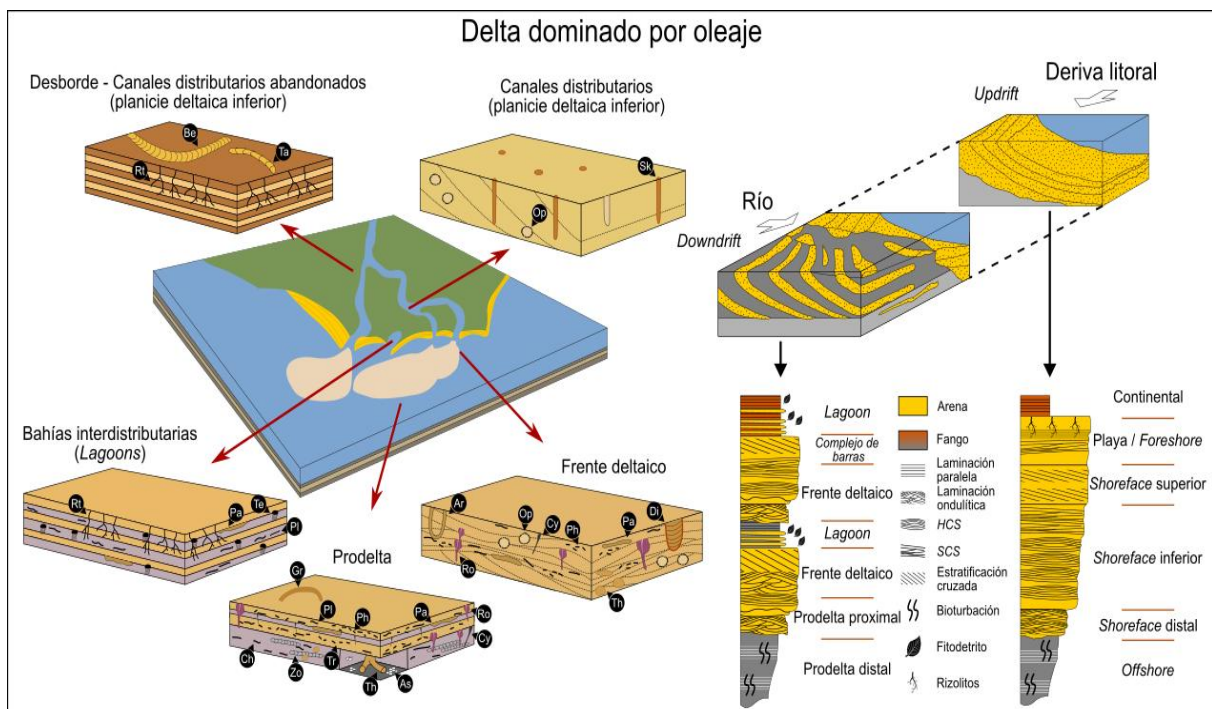


Figura 24. Reconstrucción esquemática de los principales subambientes en deltas dominados por oleaje, con la asociación de facies para el *updrift* y el *downdrift*, y la distribución de las principales asociaciones de trazas fósiles: Los **depósitos de desborde-canales distributarios abandonados** comúnmente alojan *Bea*, *Ta* y rizolitos (*Rt*). Los **depósitos de canales distributarios** comúnmente alojan *Skolithos* (*Sk*), *Ophiomorpha* (*Op*) y *Teredolites* (*Tr*). Los **depósitos de bahías interdistributarias** comúnmente alojan rizolitos (*Rt*), *Teichichnus* (*Te*), *Palaeophycus* (*Pa*) y *Planolites* (*Pl*). Los **depósitos de frente deltaico** comúnmente alojan *Arenicolites* (*Ar*), *Ophiomorpha* (*Op*), *Cylindrichnus* (*Cy*), *Phycosiphon* (*Ph*), *Palaeophycus* (*Pa*), *Diplocraterion* (*Di*), *Rosselia* (*Ro*) y *Thalassinoides* (*Th*). Los **depósitos de Prodelta** comúnmente alojan *Gyrochorte* (*Gr*), *Planolites* (*Pl*), *Phycosiphon* (*Ph*), *Palaeophycus* (*Pa*), *Rosselia* (*Ro*), *Chondrites* (*Ch*), *Zoophycos* (*Zo*), *Trichichnus* (*Tr*), *Thalassinoides* (*Th*), *Asterosoma* (*As*) y *Cylindrichnus* (*Cy*). Tomado y modificado de Battacharya y Giosan (2003), y Buatois y Mángano (2011).

3.2.3. Delta dominado por marea

Los deltas dominados por marea se desarrollan en costas protegidas donde la gran amplitud mareal o la amplificación de sus efectos debido a factores fisiográficos, se impone sobre los demás procesos activos de la cuenca (Dalrymple, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992). Estos deltas suelen adoptar una morfología típica de bahía o embudo, como en la desembocadura del río Ord (Fig. 25). De todos los sistemas deltaicos, los dominados por marea son los menos comprendidos desde el punto de vista sedimentológico e icnológico; en consecuencia, muchos sistemas que fueron tradicionalmente definidos como estuarios se encuentran actualmente bajo revisión (Dalrymple, 1992).

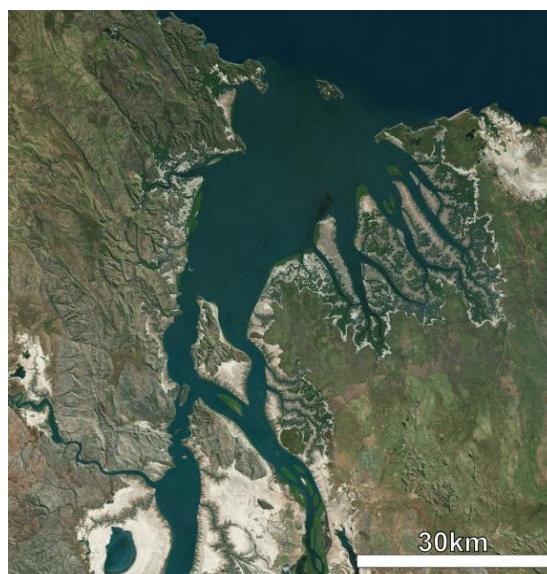


Figura 25. Imagen satelital con composición RGB en color natural de la desembocadura del río Ord en la costa australiana, ilustrando la morfología en planta para deltas dominados por marea. Tomada y modificada de los servidores Bing-Maps.

Un fenómeno sumamente importante en estos sistemas es la convergencia en el transporte de sedimentos. Este proceso se refiere a la interacción entre la descarga del sistema fluvial y el prisma de marea entrante, la cual determina la posición en la que tendrá lugar la convergencia (ya sea en la desembocadura fluvial o en la plataforma, respectivamente). El punto de convergencia en el transporte de sedimentos produce una alta concentración de partículas en suspensión, acompañada de una elevada tasa de sedimentación por floculación y decantación, lo cual favorece el desarrollo de sustratos formados por fango fluido (Dalrymple y Choi, 2007). En general, los ríos con altas descargas presentan zonas de convergencia de transporte de sedimentos mar adentro (Dalrymple *et al.*, 2003). El delta del Amazonas, por ejemplo, tiene una zona de convergencia de transporte de sedimentos que se ubica en la plataforma continental, entre 60 y 90 km de su desembocadura (Kuehl *et al.*, 1986; Nittrouer *et al.*, 1986a, b).

Las planicies deltaicas muestran una gran variedad de ambientes sedimentarios, al igual que en deltas dominados por oleaje o fluvio-dominado, pudiendo incluir sistemas fluviales, eólicos, pantanos, manglares y extensas planicies mareales con canales asociados (Middleton, 1991). El frente deltaico muestra un arreglo general grano-estrato creciente con preservación de estructuras sedimentarias vinculadas a procesos de difusión mareal. En estos deltas son frecuentes las barras de desembocadura con retrabajo mareal y el

desarrollo de estructuras de acreción lateral en los sistemas de canales (Willis, 2005). Entre las estructuras sedimentarias diagnósticas se incluyen bandas mareales (*tidal bundles*), óndulas con cortinas de fango simples o dobles, estratificación entrecruzada bimodal y superficies de reactivación (Dalrymple, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992). La presencia de grietas de sinéresis se da localmente debido a fluctuaciones en los niveles de salinidad (Fig. 26; MacEachern *et al.*, 2005). Otra estructura diagnóstica de ambientes mareales son las tidalitas tubulares, las cuales se originan a partir de estructuras biogénicas (a menudo con morfología tubular), que tras ser abandonadas, son rellenadas de forma pasiva mediante procesos de sedimentación controlados por la dinámica de las mareas. Estas estructuras reflejan la interacción entre la actividad biológica y los regímenes sedimentarios mareales (Wetzel *et al.*, 2014; Gingras y Zonneveld, 2015).

La alta estabilidad que muestran los canales distributarios y las barras de desembocadura en estos deltas (cientos a miles de años) se relaciona con la capacidad de las mareas de dejar los canales libres de sedimento (Olariu *et al.*, 2010), lo que resulta en cuerpos de arena más elongados, dispuestos de manera perpendicular a la línea de costa, siguiendo los vectores de esfuerzo dominantes de las corrientes tidales. Sin embargo, esta cualidad propia de los ambientes fuertemente influenciados por el accionar de las mareas dificulta el reconocimiento de tendencias estratigráficas a gran escala (Dalrymple y Choi, 2007). Las facies de prodelta están formadas por sucesiones heterolíticas que alternan entre pelitas, acumuladas por floculación y decantación desde una pluma hipopícnica, y delgados niveles de areniscas con laminación ondulítica o lenticular, asociada a corrientes tractivas de baja densidad (Fig. 26).

En términos de contenido icnológico, la planicie deltaica en deltas dominados por mareas comparte similitudes con las desarrolladas en deltas fluvio-dominados y dominados por oleaje, alojando trazas de agua dulce y elementos terrestres (p. ej. estructuras típicas de la icnofacies de *Scoyenia*). En la planicie deltaica inferior se combinan factores de estrés como la floculación de arcillas y la deposición de fangos fluidos (MacEachern *et al.*, 2005). El frente deltaico y el prodelta presentan elementos representativos de la icnofacies de *Cruziana*, junto con estructuras de equilibrio (Fig. 26; MacEachern *et al.*, 2005; Carmona *et al.*, 2008, 2009). Las barras y dunas subtidales de alta energía se encuentran sin bioturbación o con escasos elementos de la icnofacies de *Skolithos*, reflejando pequeñas ventanas de colonización durante pausas en la sedimentación (Buatois y Mángano, 2011). Las cortinas de fango en los *foresets* están escasamente bioturbadas, con ejemplares asignados a *Planolites*. MacEachern *et al.* (2005) mencionan tamaños reducidos, bioturbación escasa y niveles con baja icnodiversidad, con trazas concentradas a lo largo de los planos de pausa.

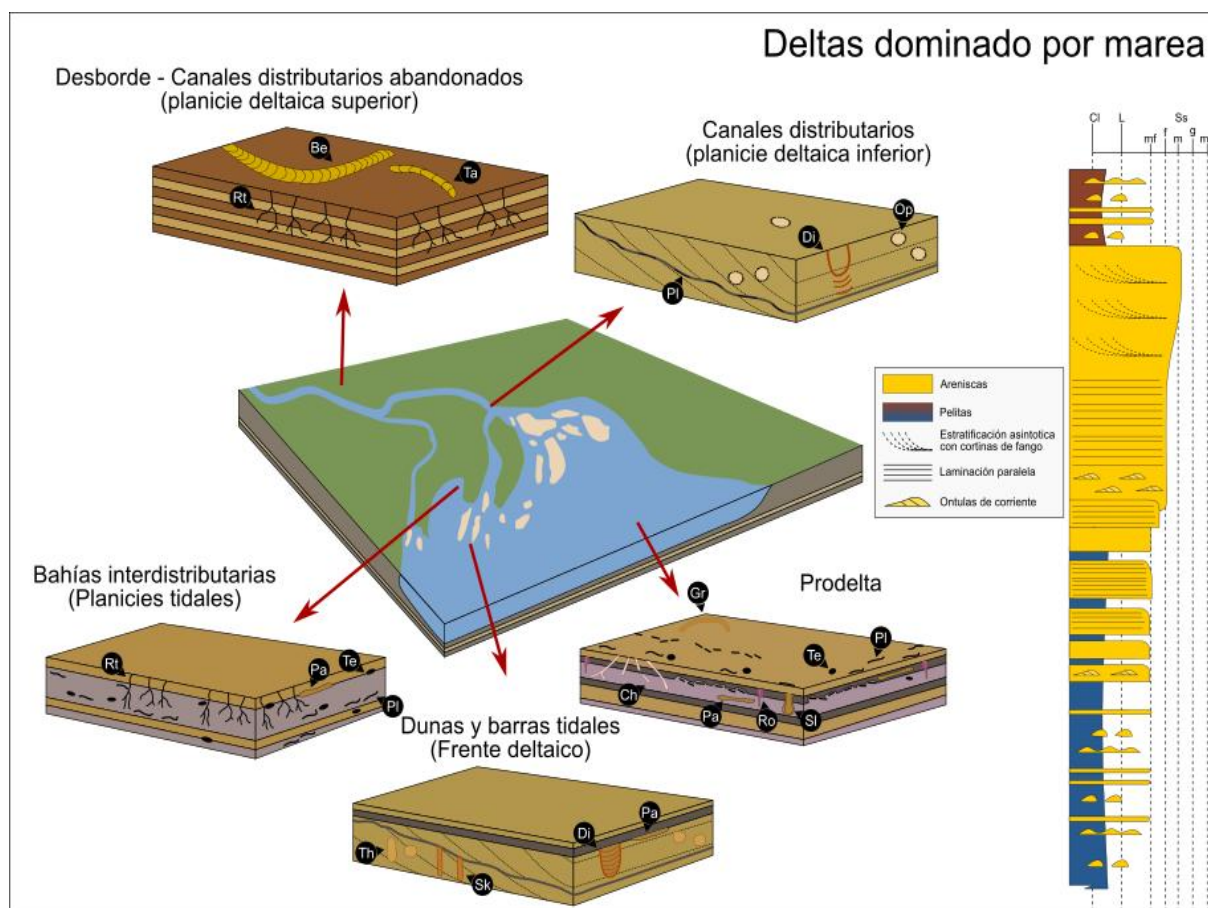


Figura 26. Reconstrucción esquemática de los principales subambientes en deltas dominado por marea, con su asociación de facies y la distribución de las principales asociaciones de trazas: Los **depósitos de desborde-canales distributarios abandonados** comúnmente alojan *Beaconites* (Be), *Taenidium* (Ta) y rizolitos (Rt). Los **depósitos de canales distributarios** comúnmente alojan *Diplocraterion* (Di), *Ophiomorpha* (Op) y *Planolites* (Pl). Los **depósitos de bahías interdistributarias** comúnmente alojan rizolitos (Rt), *Palaeophycus* (Pa), *Teichichnus* (Te) y *Planolites* (Pl). Los **depósitos de dunas y barras tidales** comúnmente alojan *Palaeophycus* (Pa), *Diplocraterion* (Di), *Thalassinoides* (Th) y *Skolithos* (Sk). Los **depósitos de prodelta** comúnmente alojan *Gyrochorte* (Gr), *Teichichnus* (Te), *Planolites* (Pl), *Chondrites* (Ch), *Palaeophycus* (Pa), *Rosselia* (Ro) y *Scalichnu* (Sl). Tomado y modificado de Buatois y Mángano (2011) y Torresi (2020).

4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología empleada en esta investigación tiene un enfoque multidisciplinario que integra aspectos de sedimentología, icnología, estratigrafía y petrografía sedimentaria, abarcando tanto la recopilación y análisis bibliográfico como el trabajo de laboratorio y gabinete. En particular, se analizó la bibliografía relacionada con la cuenca Neuquina y la Formación Quintuco, con especial énfasis en temas como estratigrafía, sedimentología, icnología y evolución tectónica, cruciales para el análisis paleoambiental. El trabajo de laboratorio incluyó el análisis y la descripción mesoscópica de 27 m de testigos corona, distribuidos en tres carreras, extraídos del pozo *Pi.RN.EFO-76* por *Pioneer Natural Resources Argentina*. Estos testigos fueron donados por YPF S. A. a la Carrera de Licenciatura en Geología de la Universidad Nacional de Río Negro y, al momento de

presentar este trabajo, se encuentran almacenados en los depósitos de la sede de Alto Valle y Valle Medio, ubicada en la localidad de General Roca (calle Estados Unidos 750). Durante el relevamiento, se empleó una cinta métrica para referenciar la ubicación exacta de las estructuras diagnósticas, un comparador visual para definir la granulometría, redondez y selección en psefitas y psamitas, y una lupa binocular para identificar componentes de menor tamaño. Todo esto fue documentado mediante un registro fotográfico exhaustivo. Este proceso permitió definir las litologías, los tipos de contactos entre ellas, la gradación, las estructuras sedimentarias y el contenido icnológico. Finalmente, se elaboró un perfil tipo *Selley* para cada carrera y se identificaron las principales facies sedimentarias e icnofacies, resumidas en las tablas I y II, para establecer el modelo paleoambiental.

5. RESULTADOS

5.1. Análisis de testigos corona para el pozo *Pi.RN.EFO-76*

A continuación se presenta una breve descripción acompañada de un perfil *Selley* (escala 1:20) para las carreras #1, #2 y #3 del sondeo *Pi.RN.EFO-76*, correspondientes al miembro inferior de la Formación Quintuco en el Yacimiento Estación Fernández Oro (2463 a 2429 mbbp). Los perfiles quedan divididos en once *tracks*: 1) posición relativa de las coronas dentro de la carrera (carrera y cajón); 2) escala numérica de los metros bajo boca de pozo (mbbp), junto con una escala gráfica dividida en intervalos de 50 centímetros; 3) fotografía del testigo corona (1/3); 4) perfil tipo *Selley*; 5) componentes, estructuras sedimentarias y trazas fósiles; 6) facies sedimentarias; 7) icnofacies; 8) ambiente depositacional; 9) arreglos internos en la estratificación y tendencia general de la gradación; 10) Observaciones; y 11) Registro fotográfico.

5.1.1. Carrera #1 (2436 a 2429 mbbp)

Descripción: Esta carrera puede subdividirse en tres secciones principales (inferior, media y superior), basándose en la composición litológica predominante y las estructuras sedimentarias asociadas (Fig. 27). La sección inferior se encuentra integrada por los cajones 1, 2 y 3 (profundidad en el intervalo de 2436 a 2433.61 mbbp), y presenta una alternancia entre conglomerados finos a medios y potentes sucesiones de areniscas de grano medio, generalmente con gradación normal (Figs. 27, 28a). Los conglomerados son de naturaleza polimíctica, con selección intermedia a moderada y clastos imbricados de forma subangular a redondeada (Figs. 27, 28b). Los clastos de mayor tamaño están compuestos por líticos volcánicos básicos, plutónicos andesíticos y carbonáticos, cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa, minerales argilizados (como clorita), bioclastos y, ocasionalmente, oolitas y fitodetritos asociados con pirita y pirita-hematita secundaria, en una matriz de arena media a

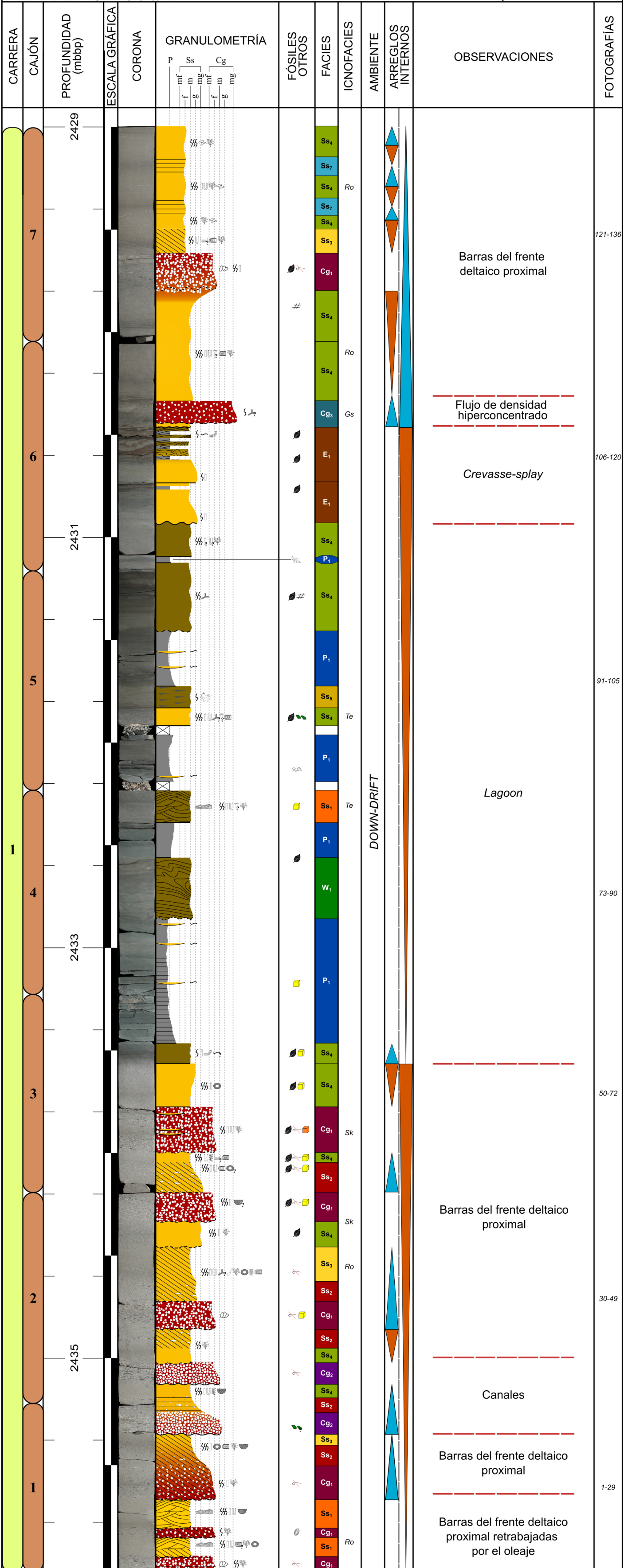
Facies	Litología	Estructura sedimentaria	Trazas fósiles	Origen
P₁	Fangolitas intercaladas con escasos lentes de arenisca fina	Laminación paralela a masiva	<i>Palaeophychus</i>	Floculación y decantación de finos en suspensión.
W₁	Fanfolita arenosa media	Estratificación convoluta	_____	Licuefacción parcial del sustrato limo-arenoso ocasionada por carga litostática.
E₁	Arenisca media a fina, con intercalaciones de fango	Estratificación mixta con laminación paralela, y gradación normal	_____	Depósito formado por la pérdida de confinamiento, donde las arenas y los limos en suspensión se depositan durante eventos de <i>crevasse-splay</i> .
Ss₁	Arenisca/arenisca fangolítica fina a media	Laminación ondulítica de oleaje	fugichnia/equilibrichnia, <i>Arenicolites</i> , <i>Diplocraterion</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Taenidium</i> , <i>Haentzschelina</i> , <i>Cylindrichnus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Skolithos</i>	Depósito producto del flujo oscilatorio en celdas circulares en la interfaz agua-sedimento, ocasionado por el oleaje.
Ss₂	Arenisca media a gruesa con líticos de grava	Estratificación cruzada paralela de bajo ángulo, clastos flotantes, puede mostrar gradación normal	fugichnia/equilibrichnia, <i>Skolithos</i>	Migración de formas de lecho bajo la influencia de una corriente tractiva unidireccional, con una alta concentración de material en suspensión.
Ss₃	Arenisca fina a media	Estratificación cruzada tabular planar y laminación paralela, puede presentar gradación normal	fugichnia/equilibrichnia, <i>Arenicolites</i> , <i>Helicodromites</i> , <i>Taenidium</i> , <i>Lockeia</i> , <i>Diplocraterion</i> , <i>Cylindrichnus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Phycosiphon</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Rosselia</i> , <i>Skolithos</i>	Depósito producido por corrientes tractivas unidireccionales bajo un alto régimen de flujo.
Ss₄	Arenisca/arenisca fangolítica fina a gruesa con fitodetrito	Masiva, a menudo seccionada por múltiples superficies de reactivación y con gradación inversa-normal	fugichnia/equilibrichnia, <i>Ophiomorpha</i> , <i>Arenicolites</i> , <i>Rosselia</i> , <i>Taenidium</i> , <i>Lockeia</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Helicodromites</i> , <i>Gyrolithes</i> , <i>Cylindrichnus</i> , <i>Haentzschelina</i> , <i>Planolites</i> , <i>Diplocraterion</i> , <i>Gastrochaenolites</i> , <i>Palaeophychus</i> , <i>Skolithos</i>	Obliteración completa de la fabrica sedimentaria por la actividad biológica. ----- Agradación progresiva de arenas mediante un flujo de densidad sostenido con una gran carga en suspensión.

Tabla I. Cuadro de facies reconocidas en el testigo corona analizado, donde se indican litología, estructuras sedimentarias, trazas fósiles y origen.

Facies	Litología	Estructura sedimentaria	Trazas fósiles	Origen
Ss₅	Arenisca fangolítica media con fitodetritos	Laminación <i>flaser</i>	<i>Thalassinoides, Cyldrichnus, fugichnia/equilibrichnia</i>	Variación en la energía del sistema donde predominan los procesos de tracción en arenas sobre la decantación de finos.
Ss₆	Arenisca media a gruesa con líticos de grava	Masiva	<i>fugichnia/equilibrichnia, Ophiomorpha</i>	Depósito formado hacia la base de un flujo de densidad concentrado.
Ss₇	Arenisca fina intercalada con cortinas de fango	Laminación paralela difusa	<i>fugichnia/equilibrichnia, Skolithos, Arenicolites, Diplocraterion, Ophiomorpha, Helicodromites, Teichichnus, Taenidium, Lockeia, Gyrolithes, Rosselia</i>	Depósito producto de la precipitación desde una pluma hipopícnica.
Ss₈	Arenisca fangolítica fina	Estratificación ondulítica	<i>Palaeophychus, Cyldrichnus, Phycosiphon fugichnia/equilibrichnia</i>	Variación en la energía del sistema donde se alternan los procesos de tracción en arenas y la depositación de fangos fluidos.
Cg₄	Conglomerado fino clasto-matriz-sostén	Laminación ondulítica de oleaje difusa, intercalada con lentes de arenisca fina	_____	Corrientes oscilatorias de muy alto régimen de flujo, concentrando la fracción clástica más gruesa.
Cg₃	Conglomerado matriz-sostén muy grueso	Masivo	_____	Depósito residual transportado por un flujo de densidad hiperconcentrado, depositado mediante <i>freezing</i> .
Cg₂	Conglomerado medio clasto-sostén, con bioclastos y fitodetritos	Masivo, apoyado sobre una base erosiva	_____	Depósitos producidos por corrientes tractivas unidireccionales de muy alto régimen de flujo.
Cg₁	Conglomerado muy fino a fino, clasto-matriz-sostén con fitodetrito y bioclastos	Masivo o con estratificación difusa cruzada tabular planar y paralela, apoyado sobre una base de reactivación, imbricación de líticos hacia la base	<i>fugichnia/equilibrichnia, Arenicolites, Skolithos</i>	Depósitos producidos por corrientes tractivas unidireccionales de alto régimen de flujo.

Tabla II. Cuadro de facies reconocidas en el testigo corona analizado, donde se indican litología, estructuras sedimentarias, trazas fósiles y origen.

Pi.RN.EFO-76 / #1Escala 1:20



REFERENCIAS DEL SELLEY

LITOLOGÍA

Fangolita

Arenisca fangolítica

Arenisca

Conglomerado matriz-sostén

Conglomerado clasto-matriz-sostén

Conglomerado clasto-sostén

CONTACTOS

Base neta

Base erosiva

Base de reactivación

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Estratificación cruzada tabular planar

Laminación paralela

Laminación ondulítica de oleaje-HCS

Estratificación convoluta

Líticos flotantes

Estratificación flaser

Estratificación ondulítica

Óndulas de oleaje hacia el techo

Clastos imbricados

COMPONENTES/ ESTRUCTURAS SECUNDARIAS

Clastos pelíticos

Bioclastos

Oolitas

Fitodetritos

Pirita

Pirita-hematita

Impregnaciones de hidrocarburos

Deformación por carga/flames

Parches diagenéticos

Nódulos

TRAZAS FÓSILES

Skolithos

Arenicolites

Diplocraterion

Rosselia

equilibrichnia/fugichnia

Teichichnus

Thalassinoides

Ophiomorpha

Cylindrichnus

Gyrolithes

Helicodromites

Haentzschelina

Macaronichnus

Lockeia

Taenidium

Phycosiphon

Planolites

Palaeophychus

Gastrochaenolites

Chondrites

ICNOFACIES

Skolithos

Rosselia

Teichichnus

Phycosiphon

Glossifungites

GRADO DE BIOTURBACIÓN

Bajo

Moderado

Alto

Figura 27. Perfil Selley de la carrera #1, corona Pi.RN.EFO-76

gruesa y cemento calcáreo-arcilloso (Figs. 27, 29a, b, c y d). Los conglomerados con empaquetamiento clasto-sostén (Cg2) son masivos, mal seleccionados, con clastos líticos de 5,5 a 1 cm de diámetro, apoyados sobre un contacto erosivo. Por otro lado, los conglomerados con empaquetamiento clasto-matriz-sostén y matriz-sostén, son masivos (Cg1), apoyados sobre superficies de reactivación y, ocasionalmente, intercalados con lentes arenosos de espesores no mayores a 15 milímetros. Algunos conglomerados presentan clastos imbricados, junto con una sutil estratificación cruzada tabular de bajo ángulo ($<10^\circ$) o laminación paralela.



Figura 28. Imágenes de la sección inferior de la carrera 1, para la corona *PI.RN.EFO-76*. **a)** Base del cajón 1, que muestra la intercalación entre los conglomerados con base erosiva y estratificación cruzada tabular planar, que gradan a areniscas con *HCS*. presenta trazas fósiles asignadas a *Skolithos* (*Sk*), *Arenicolites* (*Ar*), y *equilibrichnia* en "V" (*eq*). **b)** Base del cajón 3, que muestra un conglomerado masivo con base erosiva intercalado por lentes de arenisca. Presenta trazas fósiles asignadas a *Skolithos* (*Sk*) y *equilibrichnia* en "V" (*eq*).

Los conglomerados son sucedidos por potentes bancos de areniscas, predominantemente de grano medio, que muestran contactos netos a transicionales. En algunos sectores del perfil, las areniscas se organizan en un arreglo triple (Fig. 30a), que va desde estratificación cruzada tangencial, con líticos flotantes no mayores a 10 mm (*Ss2*) hasta estratificación cruzada tabular planar (*Ss3*, Fig. 30b), finalizando con bancos masivos hacia el techo (*Ss4*). Además, en la parte inferior del perfil se han reconocido estructuras con laminación ondulítica de oleaje y tormenta (*HCS*) (*Ss1*, Tab. I; Fig. 30c). A lo largo de esta sección, se reconocieron trazas fósiles asignadas a *Skolithos*, *Arenicolites*, *Diplocraterion*, *Helicodromites*, *Planolites*, *Cylindrichnus*, *Lockeia* y *Taenidium*, frecuentemente acompañadas por trazas de escape/equilibrio.

La sección media de la carrera se encuentra integrada por los cajones 3, 4, 5 y 6 (profundidad en el intervalo de 2433.61 a 2430.8 mbbp), y comienza hacia su base con espesos bancos fangolíticos intercalados con estratos más delgados de areniscas de grano

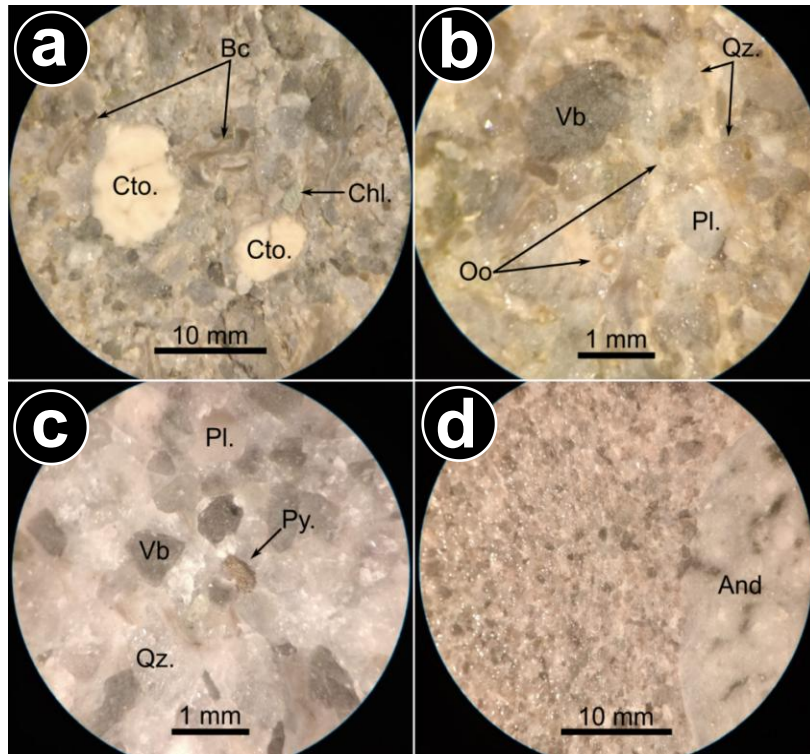


Figura 29. Detalle en lupa binocular de los componentes de las psefitas y psamitas de la sección inferior de la carrera 1, para la corona *PI.RN.EFO-76*. **a)** Detalle de la base del cajón 1, donde se distinguen bioclastos (Bc), líticos calcáreos (Cto.) y cristaloclastos alterados a clorita (Chl.). **b)** Detalle de la interfase conglomerado-arenisca hacia la base del cajón 1, donde se distinguen líticos volcánicos básicos (Vb), cristaloclastos de cuarzo (Qz.) y plagioclasa (Pl.), y oolitas (Oo). **c)** Foto de detalle de los lentes de arenisca del cajón 3, donde se distingue un fragmento de fitodetrito tapizado por pirita (Py.). **d)** Detalle del lente de arenisca en el conglomerado hacia la base del cajón 3, donde se distingue un lítico de andesita (And), en contacto con la arenisca.

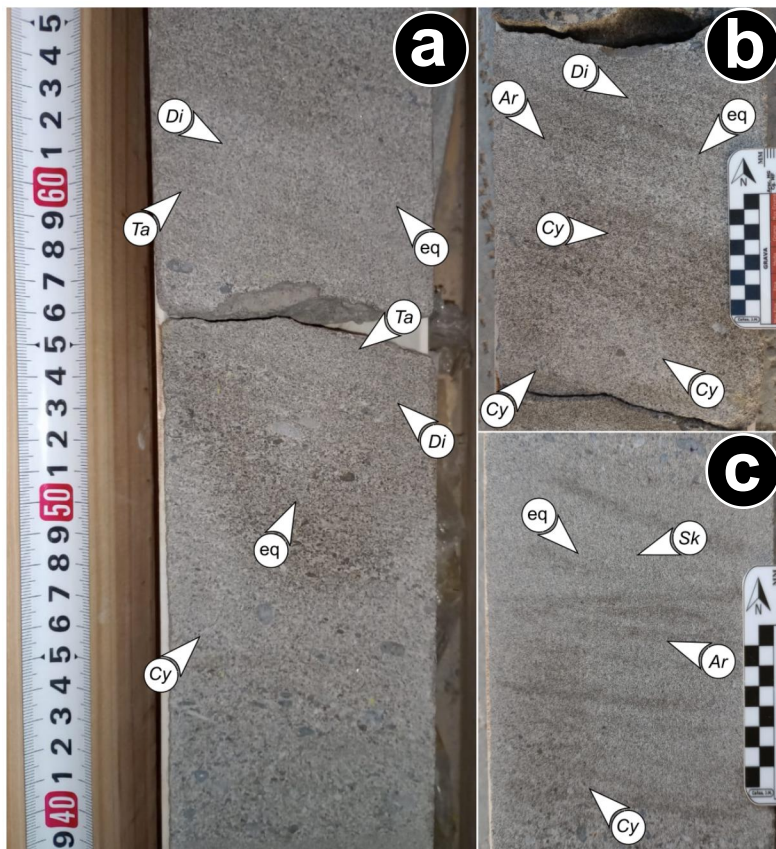


Figura 30. Imágenes de la sección inferior de la carrera 1, para la corona *PI.RN.EFO-76*. **a)** Sector intermedio del cajón 2, que muestra la secuencia completa comenzando con conglomerados hacia la base, que pasan a areniscas con estratificación cruzada tabular planar con líticos flotantes, luego a areniscas con estratificación cruzada tabular planar y finalmente a areniscas masivas. Presenta trazas fósiles asignadas a *Cylindrichnus* (Cy), *Diplocraterion* (Di), *Taenidium* (Ta) y *equilibrichnia* en "V" (eq). **b)** Detalle de arenisca con estratificación cruzada tabular planar hacia el techo del cajón 2. Presenta trazas fósiles asignadas a *Cylindrichnus* (Cy), *Arenicolites* (Ar), *Diplocraterion* (Di), y *equilibrichnia* en "V" (eq). **c)** Detalle de arenisca con HCS, hacia la base del cajón 1. Presenta trazas fósiles asignadas a *Skolithos* (Sk), *Arenicolites* (Ar) y *equilibrichnia* en "U" (eq).

medio, que presentan un alto contenido de finos en la matriz (arenisca fangolítica). Sin embargo, a medida que se asciende en el perfil, esta relación se invierte, quedando la fangolita reducida a unos escasos 13 centímetros. La fangolita puede encontrarse de manera masiva o con laminación paralela, frecuentemente con intercalaciones de lentes arenosos (P1), donde se hallan restringidas trazas asignadas a *Palaeophycus* y, ocasionalmente, cristales aislados de pirita (Tab. I; Fig. 31a). Las areniscas fangolíticas muestran una granulometría y selección uniformes a lo largo de toda la sección, apoyadas sobre contactos netos o de reactivación. Estas pueden presentar estructuras de deformación por carga (W1), y hacia el techo de la sección, muestran una intercalación mixta con fangolitas (E1, Tab. I; Fig. 31b). También se pueden encontrar con laminación ondulítica de oleaje normal y de tormenta (Ss1), laminación *flaser* (Ss5) o ser masivas (Ss4, Tab. I). Cabe destacar que la mayoría de las trazas se encuentran restringidas a los estratos arenosos, donde se pueden distinguir comunidades empobrecidas con ejemplares asignados a *Skolithos*, *Arenicolites*, *Taenidium* y, ocasionalmente, *Thalassinoides*, *Gastrochaenolites* y *equilibrichnia/fugichnia*.

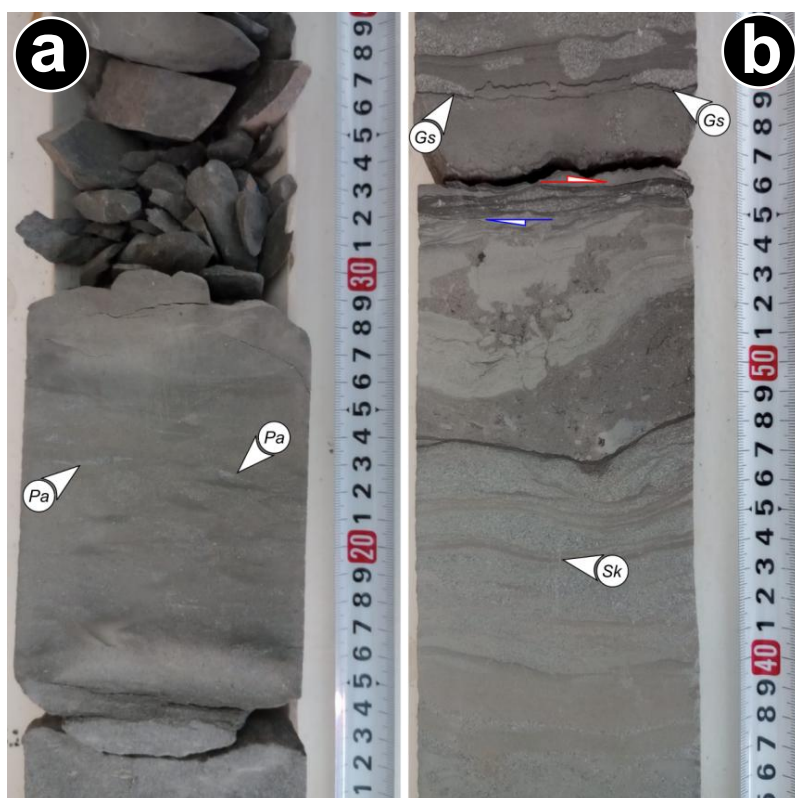


Figura 31. Imágenes de la sección media de la carrera 1, para la corona *PI.RN.EFO-76*. **a)** Base del cajón 5, que muestra el contacto entre la arenisca fangolítica con laminación *flaser* hacia la base y la fangolita masiva con lentes arenosos hacia el techo. Presenta trazas fósiles asignadas a *Palaeophycus* (*Pa*). **b)** Sector medio del cajón 6, que muestra una estructura de flujo bimodal (la dirección del flujo aparente está indicada por las flechas roja y azul), separada por una cortina de fango (*mud drapes*). Presenta trazas fósiles asignadas a *Skolithos* (*Sk*) y *Gastrochaenolites* (*Gs*).

La sección superior se encuentra integrada por los cajones 6 y 7 (profundidad en el intervalo de 2430.8 a 2429 mbbp), y comienza en la base con unos 14 cm de conglomerado muy grueso, monomítico, con empaquetamiento matriz-sostén y muy mala selección. Los líticos están conformados por bloques de sedimentitas (arenisca media), con aparente estratificación interna, inmersos en una matriz de arenisca fina con una apreciable cantidad

de finos (~15 %) y cemento calcáreo-arcilloso (Cg3, Fig. 32a). Por encima se apoya un espeso banco de areniscas medias, masivas, bien seleccionadas, con gradación inversa, culminando en un conglomerado muy fino, con empaquetamiento matriz-sostén hacia el techo. Estas areniscas presentan asociaciones icnológicas empobrecidas, con trazas asignadas a *Skolithos*, *Arenicolites*, *Rosselia*, *Taenidium* y fugichnia. Por encima, apoyado sobre una base de reactivación, se encuentra un conglomerado clasto-matriz-sostén polimíctico, con bioclastos y fitodetritos (Figs. 32b, d), presentando imbricación de clastos, principalmente hacia la base (Cg1). Finalmente, se apoya una espesa sucesión de areniscas finas, muy bien seleccionadas, que alterna entre estratos con laminación paralela y delgadas cortinas de fango con escasa bioturbación (Ss7) y estratos masivos (Ss4), con trazas asignadas a *Skolithos*, *Arenicolites*, *Macaronichnus* y *equilibrichnia* (Fig. 32c).

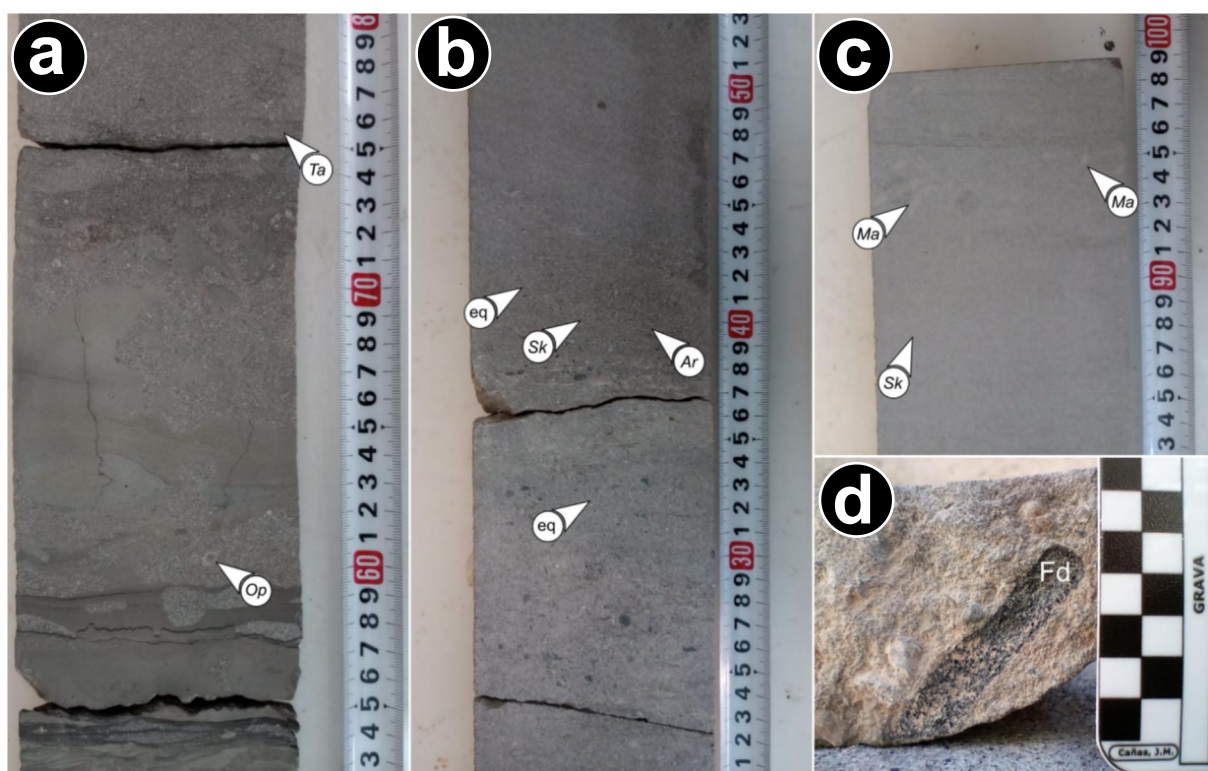


Figura 32. Imágenes de la sección superior de la carrera 1, para la corona *PI.RN.EFO-76*. **a)** Tope del cajón 6, que muestra el conglomerado residual a la base de la sección. Presenta trazas fósiles asignadas a *Taenidium* (Ta) y *Ophiomorpha* (Op). **b)** Sector medio del cajón 7, que muestra el pasaje del conglomerado clasto-matriz sostén a las areniscas con estratificación cruzada tabular planar. Presenta trazas fósiles asignadas a *Skolithos* (Sk), *Arenicolites* (Ar) y *equilibrichnia* (eq). **c)** Tope del cajón 7, que muestra las areniscas masivas. Presenta trazas fósiles asignadas a *Skolithos* (Sk) y *Macaronichnus* (Ma). **d)** Detalle de la base del conglomerado en los 2/3 del cajón 7, que muestra la impresión de un fitodetrito leñoso (Fd).

Interpretación: Frente a la heterogeneidad que presenta la carrera #1, podemos hacer una primera distinción entre las sucesiones de areniscas y conglomerados depositados en un ambiente de alta energía, agrupando las secciones inferior y superior, que están asociadas a canales distributarios y sistemas de barras de desembocadura deltaica. Por otro lado, las sucesiones de fangolitas y areniscas fangosas, depositadas en

condiciones de energía muy baja a moderada en la sección media, están asociadas principalmente a un ambiente de *lagoon* que hacia el techo, muestra areniscas acumuladas por eventos de derrame (*crevasse-splay*).

Los depósitos asociados a sistemas de barras de desembocadura deltaica comienzan con conglomerados finos que presentan estratificación cruzada tabular planar, paralela y masiva, con imbricación de clastos hacia la base y trazas asignadas a *Skolithos*, *Arenicolites* y fugichnia, agrupados en la facies Cg1 (Tab. II). Estos depósitos son sucedidos por areniscas medias a muy gruesas, que también muestran estratificación cruzada tabular planar, laminación paralela y masiva, a menudo con líticos flotantes que intercalan niveles con abundantes fitodetritos. Estas areniscas alojan una icnofacies de *Rosselia* (*Arenicolites*, *Diplocraterion*, *Cylindrichnus*, *Macaronichnus*, *Taenidium* y *equilibrichnia/fugichnia*) agrupadas en las facies Ss2, Ss3 y Ss4 (Tab. I), así como elementos aislados de la icnofacies de *Cruziana* (*Lockeia* y *Planolites*) y *Skolithos* (*Gyrolithes*). Esta secuencia está asociada a la migración de grandes formas de lecho 2D y 3D, producidas por flujos unidireccionales de alta energía. Algunas de las areniscas masivas ubicadas en la sección superior de la carrera, indican un ambiente de mayor energía, debido a que la suite de trazas fósiles está dominada por *Macaronichnus*. Una variación de esta secuencia se reconoce en la parte basal de la sección inferior, donde se identificaron areniscas medias con laminación ondulítica, agrupadas en la facies Ss1 (Tab. I), indicando un retrabajo parcial del sustrato por una corriente oscilatoria normal y de tormenta. Finalmente, la carrera culmina hacia el techo con areniscas finas masivas que transicionalmente pasan a laminación paralela con sutiles cortinas de fango. Estas últimas, son agrupadas en la facies Ss7 (Tab. II), siendo asociadas a superficies de reactivación que podrían haber sido originadas por procesos de difusión mareal (Dalrymple, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992).

Los depósitos asociados a sistemas de canales menores, se encuentran hacia la mitad de la sección inferior de la carrera #1, donde la secuencia comienza con conglomerados finos a medios con empaquetamiento clasto-sostén, apoyados sobre contactos netamente erosivos, agrupados en la facies Cg2 (Tab. II). Estos son sucedidos por depósitos de areniscas masivas o con laminación paralela, que desarrollan una icnofacies de *Rosselia* (trazas asignadas a *equilibrichnia/fugichnia*, *Skolithos*, *Arenicolites*, *Gyrolithes* y *Planolites*) agrupadas en las facies Ss2 y Ss4 (Tab. I). Estos depósitos representan el transporte de material clástico grueso como carga de lecho, bajo un régimen de flujo muy alto. Hacia la mitad superior del cajón 6, se encuentra de manera aislada un conglomerado de grano muy grueso con empaquetamiento matriz-sostén, compuesto por bloques de sedimentitas y una matriz de arenisca fina, con trazas asignadas a *Ophiomorpha* (Cg3, Tab. II). Estos depósitos se interpretan como descargas hiperpícnicas vinculadas al

repentino incremento de la presión poral y, consecuentemente, a la licuefacción del sustrato (Iverson, 1997), atribuido principalmente a la sobrecarga en zonas costeras ocasionada por descargas extraordinarias del sistema fluvial, eventos de tormentas y actividad tectónica (Mulder y Alexander, 2001). Cabe señalar que los conglomerados descritos para los sistemas de barras y canales presentan, dentro de su composición, bioclastos integrados por conchillas fragmentadas, así como oolitas en la matriz arenosa, lo que evidencia un importante retrabajo del oleaje durante la formación del depósito. Además, los componentes de mayor tamaño (incluyendo líticos y cristaloclastos) presentan, en general, una buena redondez y selección, derivadas del reciclaje de sedimentos terrígenos y volcánoclastos triásicos procedentes de la dorsal, la cual constituyó un alto estructural durante el desarrollo de los sistemas deltaicos de Quintuco (Carozzi *et al.*, 1993; YPF, 2019).

Los depósitos asociados a *lagoon* se encuentran representados a lo largo de la sección media de la carrera donde las fangolitas con laminación paralela o masiva, y ocasionalmente con deformación por carga, que incluyen trazas fósiles aisladas asignadas a *Palaeophycus*, son dominantes (P1, Tab. I). Estos depósitos son producto de la floculación y decantación de materiales finos (limos y arcillas) en un ambiente de baja energía, asociado con cuerpos de agua calmos en áreas protegidas. Estas fangolitas están intercaladas regularmente con estratos de areniscas fangolíticas de grano muy fino y, en menor medida, con estratos de areniscas fangosas finas que pueden presentar una amplia variedad de estructuras sedimentarias. Entre las principales fábricas sedimentarias se reconocieron:

- Estratificación convoluta, agrupadas en la facies W1 (Tab. I).
- Laminación *flaser* con trazas fósiles asignadas a *Thalassinoides*, agrupadas en la facies Ss5 (Tab. II).
- Laminación ondulítica de oleaje con trazas fósiles asignadas a *Skolithos*, *Arenicolites* y *equilibrichnia/fugichnia*, agrupadas en la facies Ss1 (Tab. I).
- Estructuras masivas, con trazas fósiles asignadas a *Skolithos*, *Arenicolites*, *Taenidium*, *Gastrochaenolites* y *equilibrichnia*, correspondientes a la Ss4 (Tab. I).

La formación de estas areniscas está asociada a eventos puntuales de rápida depositación, como lo sugiere el desarrollo de estructuras de deformación por carga a lo largo de la sección y, a menudo, la presencia de una asociación monoespecífica de trazas, que muestran una colonización del sustrato superficial (*top-down colonisation*), junto con una significativa reducción de tamaño, siendo agrupadas dentro de la icnofacies de *Teichichnus*. Además, es importante resaltar que la notable influencia del oleaje podría estar asociada a eventos de *washover* (Bhattacharya y Giosan, 2003), mientras que la acción secundaria de la marea habría generado laminación *flaser* en ciertos intervalos. Esto sugiere una combinación de procesos tractivos y de decantación.

Esta secuencia culmina hacia el techo de la sección media, con areniscas gruesas que alojan trazas fósiles asignadas a *Skolithos*. Estas areniscas gradan a areniscas fangolíticas finas, intercaladas con fangolitas que presentan deformación por carga, en las que se reconocen trazas fósiles asignadas a *Gastrochaenolites* (E1, Tab. I), asociadas a depósitos de derrame (*crevasse-splay*). Cabe destacar que únicamente esta sección presenta trazas asociadas a la icnofacies sustrato controlada de *Glossifungites* (incluyendo *Skolithos* y *Gastrochaenolites*). Estas superficies han sido interpretadas como autigénicas y resultan de la erosión generada por los flujos que producen los depósitos de derrame.

Desde una perspectiva icnológica, las facies de areniscas a lo largo de la carrera #1 comúnmente presentan trazas asignadas a *equilibrichnia/fugichnia*, *Diplocraterion* y *Rosselia*, lo que sugiere un sustrato móvil susceptible a variaciones en la tasa de sedimentación. Además, los depósitos se encuentran dominados por excavaciones verticales poco desarrolladas que corresponden a la icnofacies de *Rosselia* (sección inferior y superior) y *Teichichnus* (sección media), integradas por organismos depositívoros, suspensívoros y depredadores pasivos (MacEachern y Bann, 2020; Gingras *et al.*, 2025). Estos factores son complementados por variaciones en los niveles de salinidad, evidenciado por la reducción del tamaño de las trazas y un descenso general en la icnodiversidad (a menudo representada por un único icnogénero), lo que sugiere una estrategia ecológica de tipo-r (MacEachern *et al.*, 2005; Gingras *et al.*, 2025). Sin embargo, algunos intervalos estratigráficos presentan una mayor diversidad de trazas respecto a otros, con ejemplares asignados a *Gyrolithes*, *Skolithos*, *Arenicolites*, *Diplocraterion*, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Taenidium* y *Lockeia*.

Cabe resaltar que los icnogéneros *Arenicolites* y *Skolithos* constituyen elementos diagnósticos de la icnofacies de *Skolithos*, típicamente desarrollada en plataformas clásticas someras de alta energía (Buatois *et al.*, 2002; Buatois y Mángano, 2011). No obstante, según MacEachern y Bann (2020), estas trazas fósiles pueden presentar asociaciones puntuales con *Rosselia* en contextos sedimentarios particulares, donde predominan pulsos episódicos de sedimentación vinculados a eventos de alta energía. Estas asociaciones pueden manifestarse tanto en sistemas deltaicos como en transiciones *shoreface-offshore*, particularmente en secuencias relacionadas con tormentas (tempestitas) y flujos de densidad (hiperpícnitas). Por último, la asociación de trazas integrada por *Macaronichnus*, *Rosselia* y *Cylindrichnus*, y en menor medida por *Ophiomorpha* y *Palaeophycus*, en sustratos arenosos, está fuertemente vinculada con un frente deltaico dominado por oleaje de buen tiempo (MacEachern *et al.* 2005; MacEachern y Bann, 2020).

5.1.2. Carrera #2 (2445.4 a 2437 mbbp)

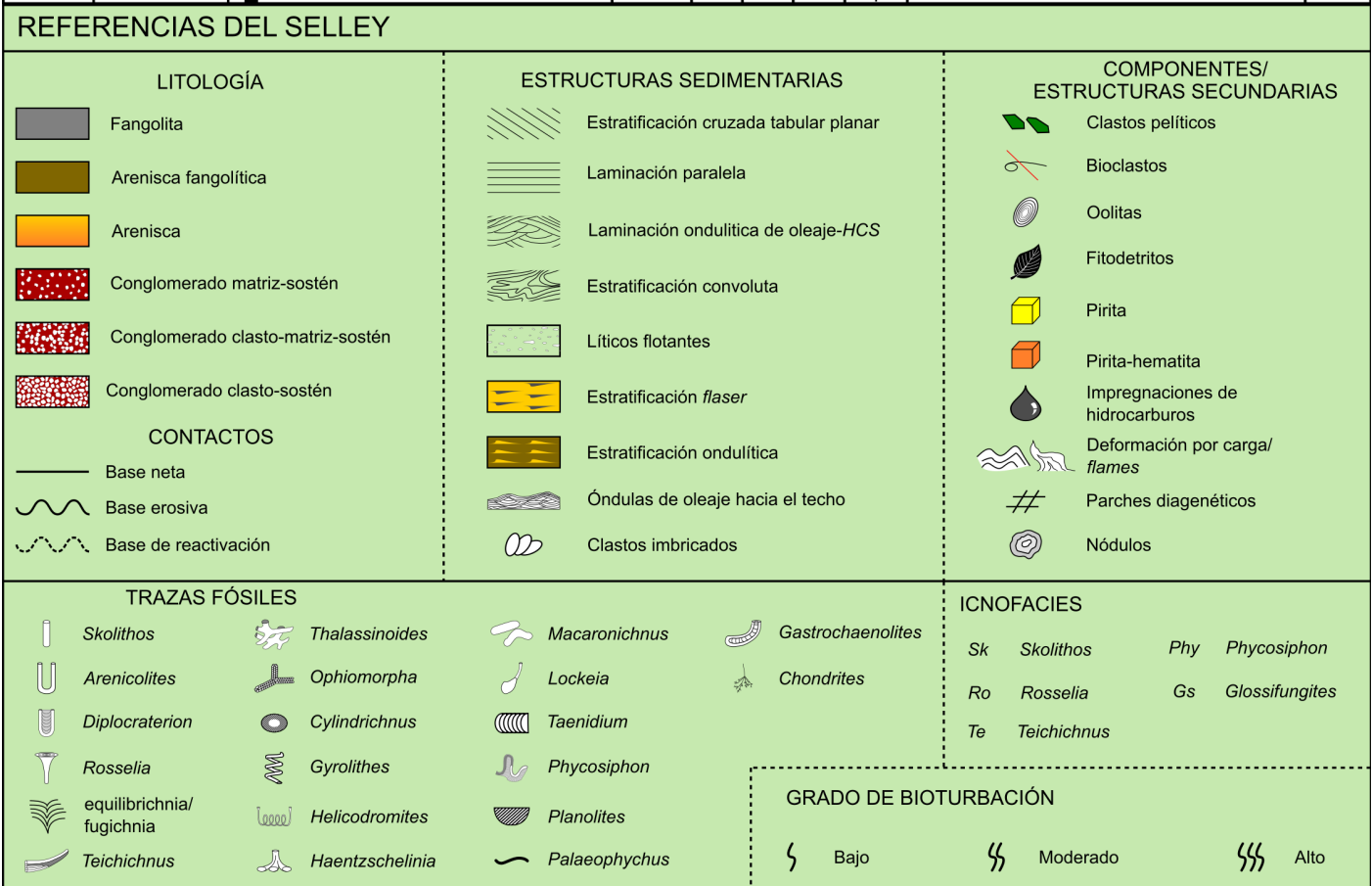
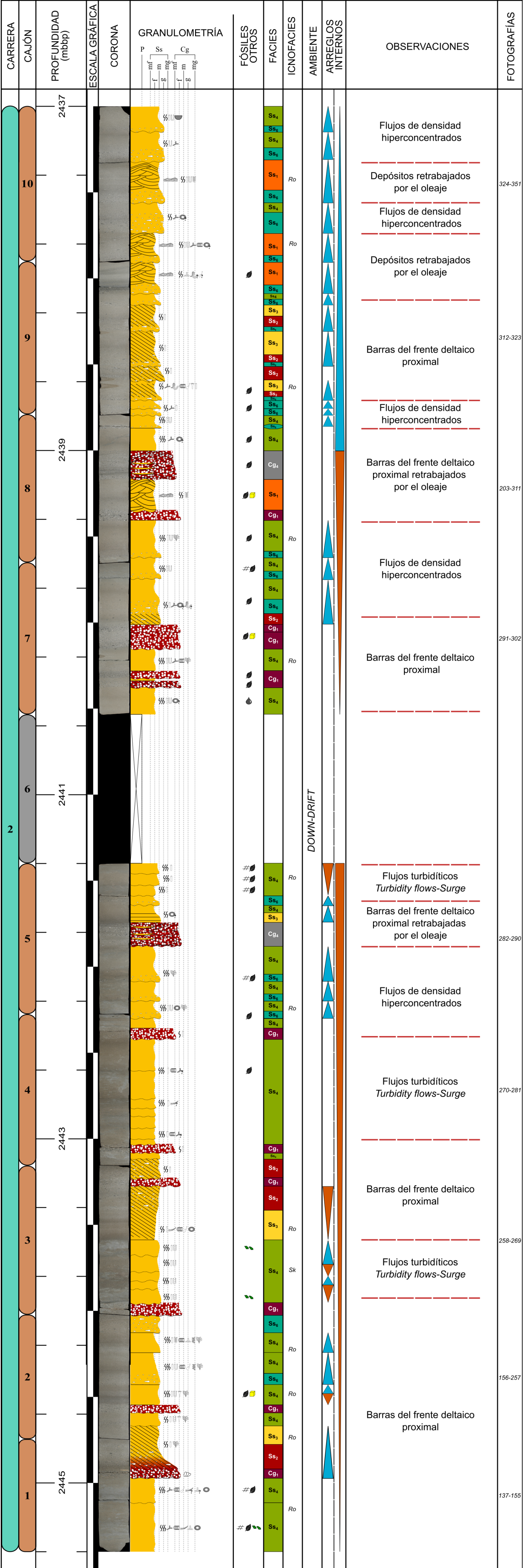
Descripción: Esta carrera presenta, en general, un aspecto uniforme, compuesto mayormente por espesos bancos de areniscas maduras, finas a gruesas, con un porcentaje de finos que ronda el 10 %. La presencia de líticos hacia la base o aislados en la estratificación es común. Además, se han registrado impregnaciones de hidrocarburos en la base del cajón 7. Las areniscas se intercalan regularmente con conglomerados finos a muy finos, de naturaleza polimíctica generando acumulaciones no mayores a los 15 cm de espesor, que presentan un empaquetamiento matriz-sostén, con selección intermedia a moderada, y a menudo con clastos imbricados subangulares a redondeados hacia la base (Fig. 33). Los clastos de mayor tamaño están compuestos por líticos volcánicos básicos, plutónicos andesíticos y carbonáticos, cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa y minerales argilizados (como clorita), así como fitodetrito asociado a pirita, inmersos en una matriz de arena fina a media y cemento calcáreo-arcilloso.

Se observan múltiples secuencias con un ordenamiento grano-decreciente (Fig. 34a) que se repite a lo largo de toda la carrera. La secuencia más representativa comienza con conglomerados masivos o con estratificación cruzada tabular planar, en ocasiones difusa, y clastos imbricados en la base (Cg1), o areniscas gruesas masivas con líticos flotantes (Ss6, Tab. II), ambas desarrolladas sobre una superficie de reactivación y con ausencia de trazas fósiles. Por encima, se encuentran, en aparente concordancia, potentes bancos de areniscas medias a finas, masivas, con niveles de fitodetrito asociados con pirita, parches diagenéticos y, en la parte inferior de la carrera, clastos pelíticos (Ss4, Tab. I). Algunos de estos bancos suelen estar intensamente bioturbados por una suite de trazas fósiles mono-específica, integrada principalmente por ejemplares asignados a *Skolithos* y de manera subordinada por una asociación de trazas fósiles que muestra un ligero incremento de la icnodiversidad, integrada por *Skolithos*, *Arenicolites* y trazas de equilibrio.

Los depósitos de areniscas desarrollan internamente arreglos complejos, los cuales incluyen sutiles variaciones en la granulometría y la presencia de múltiples superficies de reactivación dentro de un mismo estrato. En la mitad superior de la carrera (cajones 8, 9 y 10), se observa una variación en la secuencia, donde la facies Ss4 es sustituida por areniscas medias con estratificación cruzada tabular planar y líticos flotantes (Ss2), que gradan de forma normal a areniscas finas con estratificación cruzada tabular planar (Ss3), o puede estar enteramente integrada por areniscas medias con laminación ondulítica de oleaje normal y de tormenta (Ss1, Tab. I; Fig. 34b). De manera subordinada se reconocieron niveles de conglomerados clasto-matriz-sostén con lentes de arenisca fina y estratificación ondulítica de oleaje normal y HCS (Cg4, Tab. I; Fig. 34c).

Pi.RN.EFO-76 / #2

Escala 1:20



A lo largo de la carrera #2, se identificaron trazas fósiles asignadas a: *Skolithos*, *Arenicolites*, *Diplocraterion*, *Ophiomorpha*, *Lockeia*, *Taenidium*, *Cylindrichnus*, *Haentzschelina*, *Phycosiphon*, *Planolites*, *Gyrolithes*, *Rosselia* y *equilibrichnia* (Fig. 34d).

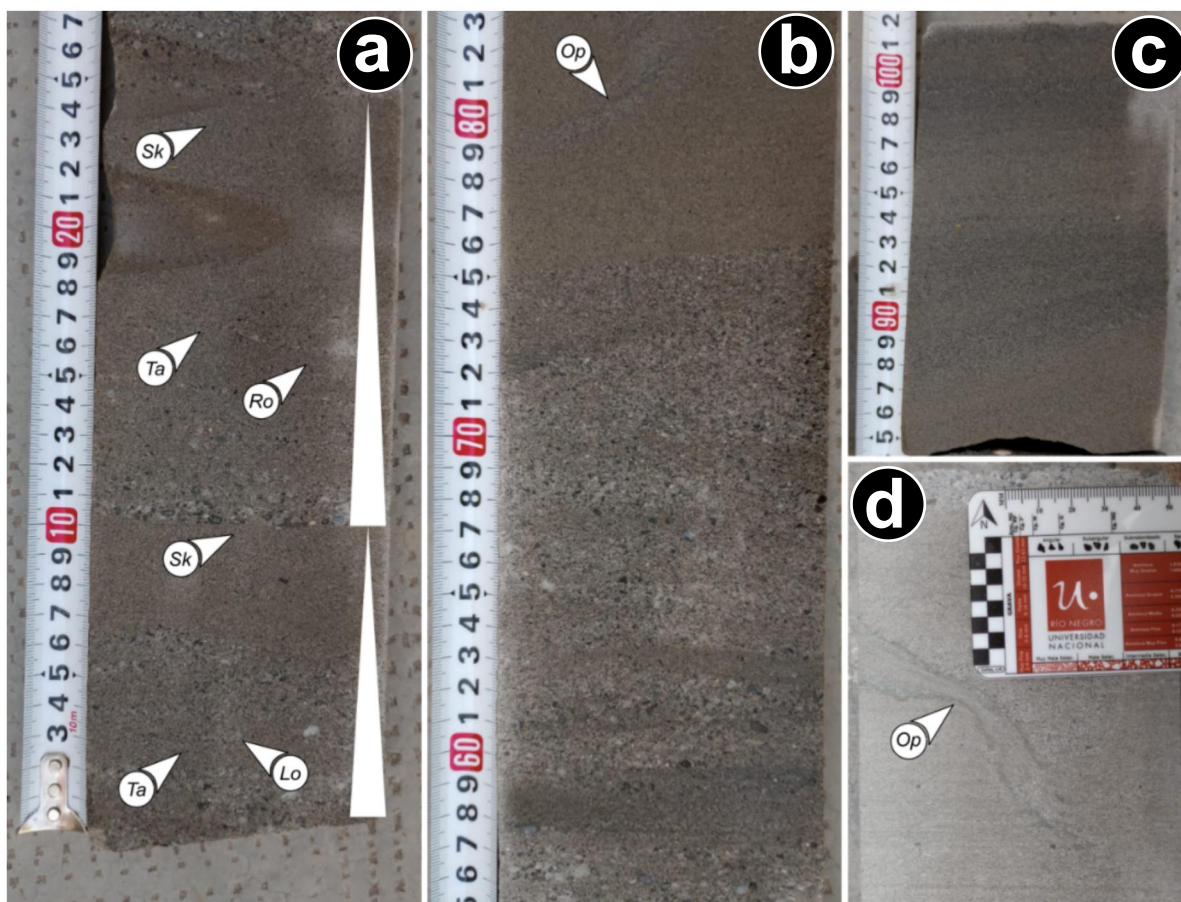


Figura 34. Imágenes de la carrera 2, para la corona PI.RN.EFO-76. **a)** Base del cajón 9, que muestra la secuencia tipo completa, comenzando con un pequeño lente de areniscas con líticos hacia la base, arenisca con estratificación cruzada tabular planar con líticos flotantes, arenisca con estratificación cruzada tabular planar y masiva hacia el techo. Presenta trazas fósiles asignadas a *Skolithos* (Sk), *Ophiomorpha* (Op), *Lockeia* (Lo), *Taenidium* (Ta) y *Rosselia* (Ro). **b)** Tope del cajón 8, que muestra estratificación ondulítica de oleaje en conglomerado fino. Presenta una traza fósil asignada a *Ophiomorpha* (Op). **c)** Tope del cajón 9, que muestra HCS/ondulas de oleaje en arenisca fina. **d)** Imagen de los 2/3 hacia el tope del cajón 8, que muestra una traza de *Ophiomorpha* (Op) en arenisca fina.

Interpretación: Dentro de la carrera #2, podemos observar un dominio absoluto de granulometrías gruesas, que incluyen areniscas y conglomerados. Muchas de estas presentan fábricas sedimentarias que sugieren un sistema de alta energía, en combinación con un sustrato altamente móvil, dando lugar a formas de lecho 2D y 3D de mediana a gran escala y al desarrollo ocasional de flujos de densidad turbidíticos. Hacia el techo, estos depósitos muestran retrabajo por acción del oleaje normal y de tormenta (Ss1 y Cg4, Tab. I).

Los depósitos de conglomerados clasto-matriz-sostén masivos o con estratificación cruzada tabular planar representan depósitos de barras clásticas gruesas. Ocasionalmente se reconocen clastos imbricados hacia la base. Esto sugiere cambios en la energía del sistema que ocurren durante la construcción de la barra generando acumulaciones de

areniscas gruesas con líticos flotantes (Ss6, Tab. II) sobre superficies de reactivación. Las barras en general presentan baja diversidad y abundancia de trazas fósiles siendo *Skolithos* el icnogénero más frecuente (Cg1, Tab. II). Las areniscas medias a finas que desarrollan estratificación cruzada tabular planar con líticos intersticiales también representan sistemas de barras. Estas están integradas por granulometrías de areniscas gruesas sin bioturbación o muestran una baja diversidad y abundancia, siendo *Skolithos* el icnogénero dominante. Las barras integradas por areniscas de grano fino a medio se presentan masivas, con una suite de trazas fósiles empobrecida correspondientes a la icnofacies de *Rosselia* (*Skolithos*, *Arenicolites*, *Diplocraterion*, *Rosselia*, *Ophiomorpha*, *Phycosiphony*, *Rhizocorallium*, *Haentzschelinia*, *Teichichnus*, *Taenidium* y *equilibrichnia*) con incorporación de algunos componentes de la icnofacies de *Cruziana* (*Lockeia* y *Gyrolithes*).

En conjunto estos depósitos se asocian a la migración de formas de lecho 2D y 3D de gran escala que indican moderada a alta energía, reflejando una desaceleración del flujo unidireccional de base a techo. Una variación de esta secuencia, localizada en el cajón 8, muestra un conglomerado que intercala lentes de areniscas finas, acumulados sobre un estrato de areniscas finas a medias, ambos con laminación ondulítica de oleaje normal y de tormenta correspondientes a las facies Cg4 y Ss1 respectivamente (Tab. I), indicando un retrabajo parcial del sustrato por corrientes oscilatorias.

Los depósitos interpretados como flujos de densidad han sido reconocidos en la sección inferior y media de la carrera #2. En la mitad superior se observó un estrato integrado por areniscas gruesas masivas con líticos aislados (Ss6, Tab. II), que gradan a areniscas finas y medias masivas, con una suite de trazas fósiles empobrecidas correspondientes a la icnofacies de *Rosselia* (*Skolithos*, *Arenicolites*, *Ophiomorpha*, *Cylindrichnus*, *Planolites* y *equilibrichnia/fugichnia*), agrupadas en las facies Ss4 (Tab. I). Estos arreglos han sido interpretados como corrientes de densidad hiperconcentradas, que muestran una colonización post-evento. Las turbiditas de baja densidad fueron descriptas en la mitad inferior de la carrera. Estos depósitos están integrados por espesos bancos de areniscas finas a medias, masivas, con gradación interna, niveles de fitodetrito y clastos pelíticos. Estos depósitos muestran múltiples superficies de reactivación asociadas (Ss4, Tab. I), donde se reconoció una suite monoespecífica de trazas fósiles dominada por *Skolithos*, y ocasionalmente también se observaron trazas fósiles asignadas a *Arenicolites* y *Ophiomorpha*.

En general los flujos de densidad forman parte de una secuencia continua dentro del campo de los flujos de densidad no cohesivos (Fig. 35). Esto implica que la incorporación de agua del medio al flujo causa su dilución, generando una transición entre los distintos

mecanismos de soporte de las partículas y, en consecuencia, entre los depósitos resultantes (Mulder y Alexander, 2001). El desarrollo de sucesivos episodios de corrientes de densidad, inhiben la colonización del sustrato, confinando las trazas fósiles a niveles que representan pausas en la sedimentación (como *Skolithos*, *Arenicolites* y *Cylindrichnus*, MacEachern y Bann, 2020). En el caso de las coronas analizadas, los flujos de densidad son frecuentemente reconocidos en sistemas de barras de frente deltaico con predominio de fracciones clásticas gruesas. La continua acumulación de sedimentos en los sistemas de barras produce una recurrente desestabilización de su frente y la consecuente generación de flujos de densidad gravitacionales. Estos flujos transportan considerables cantidades de sedimento hacia la base del talud de la barra. No se descarta que algunos de los flujos de densidad pueden ser originados por eventos de tormenta y descargas fluviales extraordinarias (Bhattacharya, 2006).

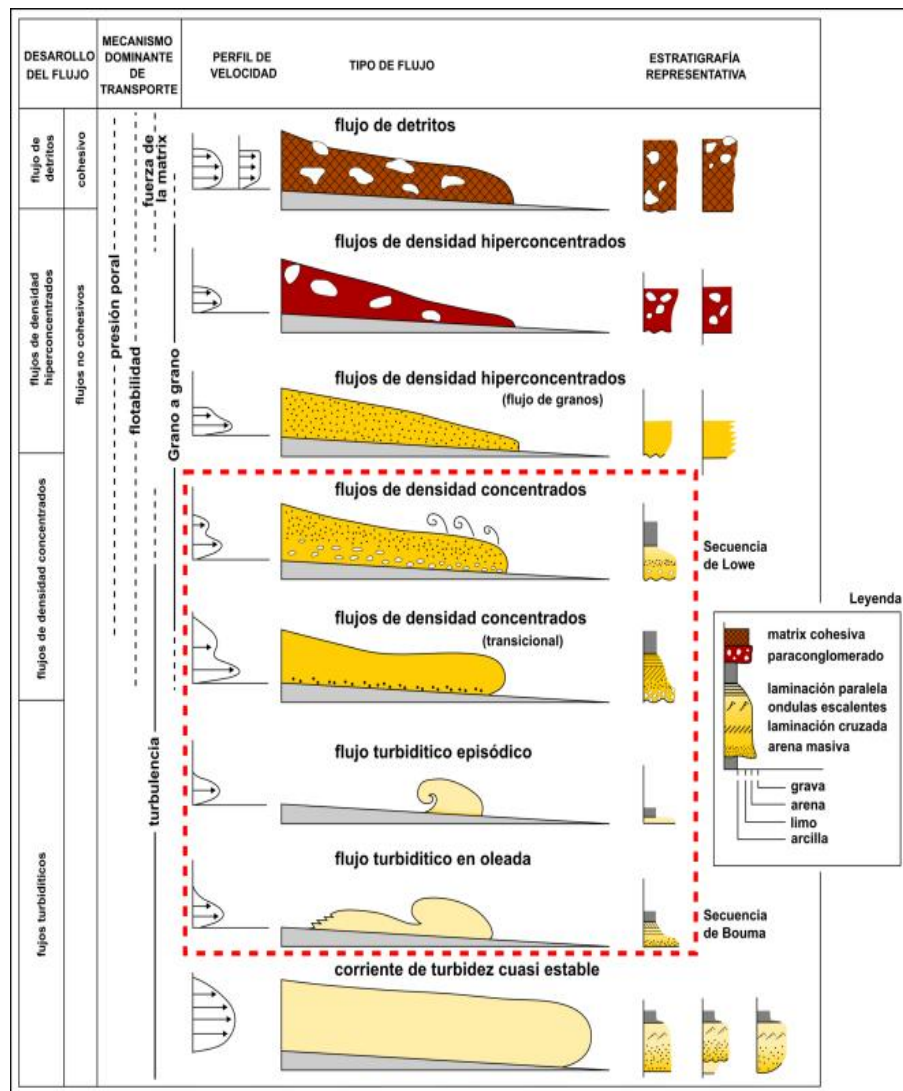


Figura 35. Clasificación de los distintos flujos de densidad en base a los principales mecanismos de soporte de partículas. En el recuadro punteado rojo se destacan los flujos de densidad concentrados y los turbidíticos no sostenidos. Tomado y modificado de Mulder y Alexander (2001).

Desde el punto de vista icnológico, y al igual que en la carrera #1, la presencia de trazas de equilibrio, *Rosselia* y *Diplocraterion* indica que el sistema presenta sustratos móviles y altas variaciones en la tasa de sedimentación. Además, el desarrollo de trazas fósiles asignadas a *Gyrolithes*, *Skolithos*, *Arenicolites*, *Teichichnus*, *Taenidium*, *Lockeia* y *Planolites* sugiere el establecimiento de la fauna post-evento (Buatois y Mángano, 2011; MacEachern y Bann, 2020).

5.1.3. Carrera #3 (2463 a 2454 mbbp)

Descripción: Esta carrera presenta en general un aspecto homogéneo, integrado por areniscas de grano fino a medio, muy bien seleccionadas, con clastos redondeados a subredondeados y cemento arcilloso. Las areniscas tienen espesores regulares y contactos netos. Generalmente desarrollan una fábrica sedimentaria parcial o totalmente obliterada por bioturbación, aunque también se observan intervalos que preservan una estratificación mixta de tipo ondulítica y laminación paralela (Fig. 37). Impregnaciones de hidrocarburos han sido reconocidas en los cajones 1, 2, 5 y 9, con un aspecto similar al de las observadas en la carrera #2. Las trazas fósiles muestran una diversidad que varía de moderada a alta, incluyendo trazas de equilibrio, así como ejemplares asignados a *Skolithos*, *Arenicolites*, *Ophiomorpha*, *Lockeia*, *Cylindrichnus*, *Taenidium*, *Haentzschelina*, *Diplocraterion*, *Gyrolithes*, *Helicodromites*, *Palaeophycus*, *Teichichnus* y *Macaronichnus*.

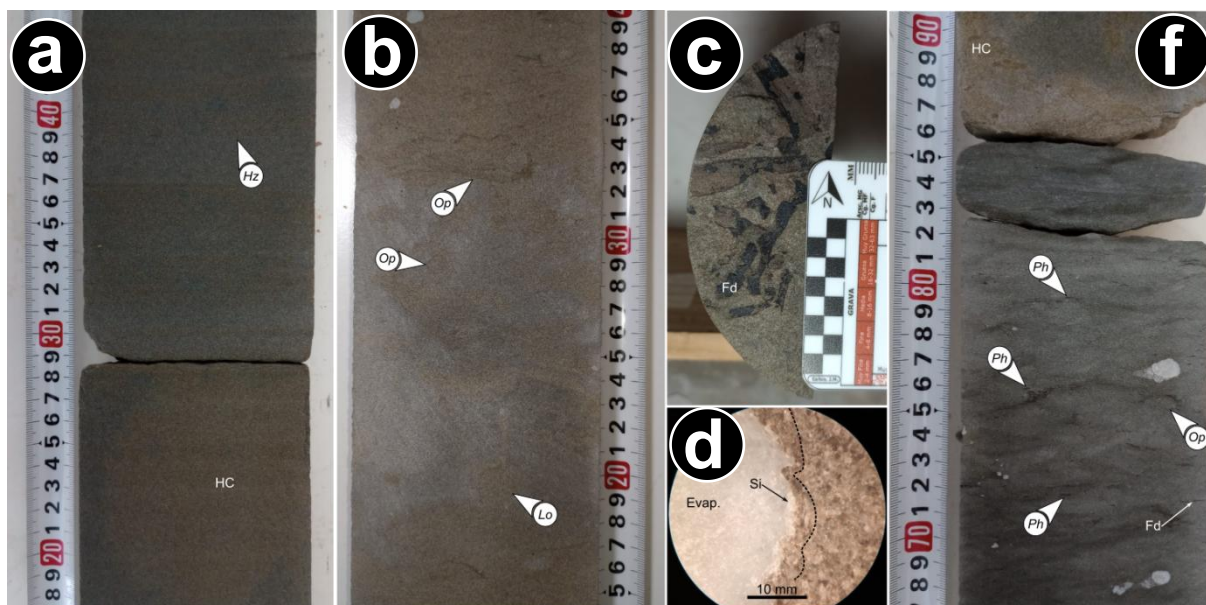
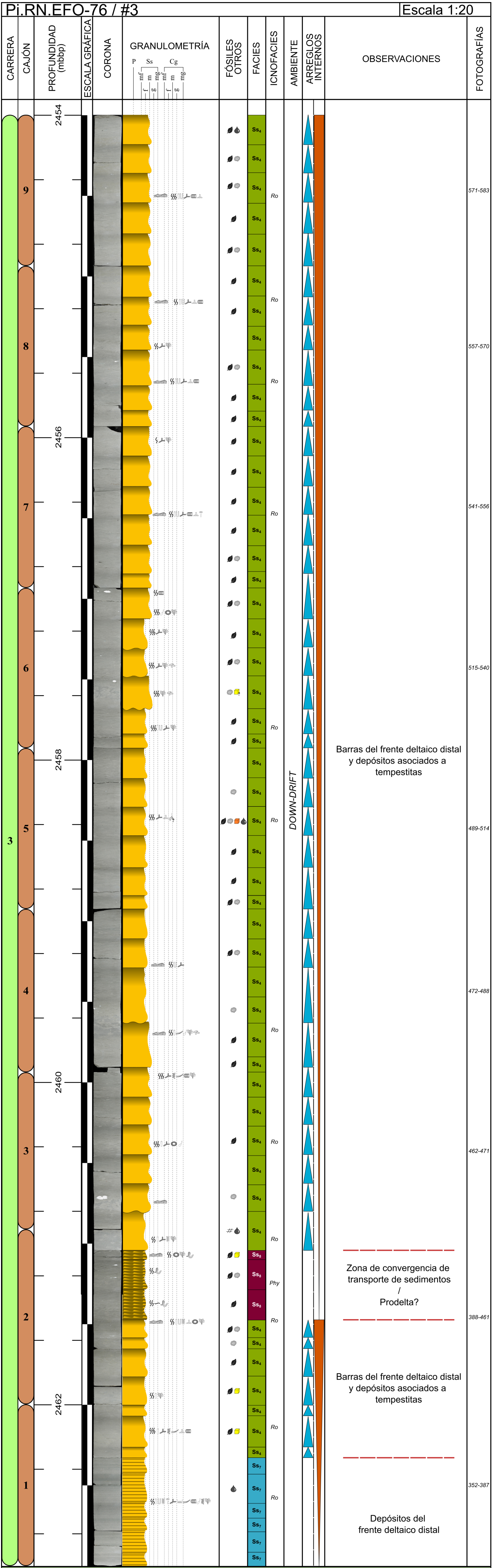


Figura 36. Imágenes de la carrera 3, para la corona *PI.RN.EFO-76*. **a)** Base del cajón 1, que muestra las areniscas finas con estratificación paralela e impregnaciones de hidrocarburos (HC). Presenta trazas fósiles asignadas a *Haenzstschelina* (Hz). **b)** Base del cajón 4, que muestra las areniscas masivas completamente bioturbadas y la ocurrencia de nódulos evaporíticos. Presenta trazas fósiles asignadas a *Ophiomorpha* (Op) y *Lockeia* (Lo). **c)** Sección basal de la base del cajón 8, que muestra los fitodetritos leñosos infraestratales. **d)** Sector medio del cajón 4, vista en lupa binocular de nódulo, donde se observa un núcleo evaporítico rodeado por un borde silíceo y el área en el que los clastos de la arenisca fueron reacomodados. **e)** Tope del cajón 2, que muestra un banco potente de areniscas fangolíticas con estratificación ondulítica, alojando fragmentos leñosos (Fd) e impregnaciones de hidrocarburos. (HC). Presenta trazas fósiles asignadas a *Phycosiphon* (Ph) y *Ophiomorpha* (Op).



REFERENCIAS DEL SELLEY

LITOLOGÍA

Fangolita

Arenisca fangolítica

Arenisca

Conglomerado matriz-sostén

Conglomerado clasto-matriz-sostén

Conglomerado clasto-sostén

CONTACTOS

Base neta

Base erosiva

Base de reactivación

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Estratificación cruzada tabular planar

Laminación paralela

Laminación ondulítica de oleaje-HCS

Estratificación convoluta

Líticos flotantes

Estratificación flaser

Estratificación ondulítica

Óndulas de oleaje hacia el techo

Clastos imbricados

COMPONENTES/ESTRUCTURAS SECUNDARIAS

Clastos pelíticos

Bioclastos

Oolitas

Fitodetritos

Pirita

Pirita-hematita

Impregnaciones de hidrocarburos

Deformación por carga/flames

Parches diagenéticos

Nódulos

TRAZAS FÓSILES

Skolithos

Arenicolites

Diplocraterion

Rosselia

equilibrichnia/fugichnia

Teichichnus

Thalassinoides

Ophiomorpha

Cylindrichnus

Gyrolithes

Helicodromites

Haentzschelina

Macaronichnus

Lockeia

Taenidium

Phycosiphon

Planolites

Palaeophycus

Gastrochaenolites

Chondrites

ICNOFACIES

Sk

Skolithos

Ro

Rosselia

Te

Teichichnus

Phy

Phycosiphon

Gs

Glossifungites

GRADO DE BIOTURBACIÓN

Bajo

Moderado

Alto

Figura 37. Perfil Selley de la carrera #3, corona Pi.RN.EFO-76

El análisis detallado de la carrera #3 permitió reconocer, hacia la base, areniscas finas que presentan laminación paralela, intercalada con finas láminas de fango (Ss7, Tab. II; Figs. 36a, 37). Sobre estas, se deposita una potente sucesión de areniscas finas a medias, bioturbadas (Ss4, Tab. I; Figs. 36b, 37), que intercalan múltiples niveles de fitodetrito y fragmentos leñosos asociados a piritita y hematita-piritita secundaria (Figs. 36c, 37). También se observaron de manera aislada parches arcillosos y nódulos evaporíticos (Fig. 36d). Esta facies presenta una sutil gradación normal, culminando hacia el techo con ondulitas simétricas tapizadas por una difusa cortina de fango. Las areniscas son interrumpidas, en la mitad superior del cajón 2, por un estrato de hasta 50 cm de espesor, integrado por areniscas fangolíticas de grano fino, con estratificación ondulítica difusa, parcialmente bioturbada. En estos paquetes, el contenido de trazas fósiles muestra una baja diversidad y moderada abundancia, principalmente representadas por *Palaeophycus*, *Phycosiphon* y *Cylindrichnus* (Ss8, Tab. II; Figs. 36e, 37).

Interpretación: En la carrera #3, se observa un dominio absoluto de las facies de areniscas, las cuales presentan porcentajes variables de arcilla, indicando un ambiente en el que alternan procesos tractivos y de decantación. Esta interpretación es consistente con la intensa bioturbación, que exhibe una fábrica primaria parcialmente obliterada. Algunos tramos de la misma muestran depósitos de areniscas finas masivas o con estructuras de oleaje o (HCS), siendo interpretadas como eventos de tormenta en posiciones de frente deltaico distal. Los depósitos asociados a tempestitas están integrados exclusivamente por la facies Ss4 (Tab. I), cuya característica más notable es la sutil gradación normal, acompañada por un incremento del material fino en la matriz de base a techo. Estos depósitos se forman por el intenso retrabajo sobre el sustrato de corrientes oscilatorias que remueven grandes volúmenes de sedimentos en el lecho marino. Este proceso provoca la selección del material según la ley de Stokes (lavado del sustrato), generando hacia el techo estructuras asociadas con oleaje de buen tiempo (ondulitas simétricas). A continuación, grandes volúmenes de material clástico fino y fitodetrito son transportados por los ríos y dispersados mediante plumas hipopícnicas hacia el interior de la cuenca, produciendo acumulaciones de fangos ricos en materia orgánica (MacEachern *et al.*, 2005).

Se han reconocido dos asociaciones de trazas fósiles en este tramo de corona. Una de ellas, vinculada a las tempestitas que muestra el desarrollo de una icnofacies de *Rosselia*, donde dominan los icnogéneros *Skolithos*, *Ophiomorpha* y *Diplocraterion*, y otra asociación de trazas fósiles de frente deltaico distal, también con desarrollo de *Rosselia*, la cual exhibe una mayor icnodiversidad integrada por: *Macaronichnus*, *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Diplocraterion* y *Rosselia*, *Cylindrichnus*, *Planolites* y *Phycosiphon*. Los nódulos evaporíticos “fosfáticos” están asociados a la degradación microbiana de la materia orgánica (incluyendo

fitodetritos) durante la diagénesis temprana, lo que resulta en la precipitación de minerales como la fluorapatita carbonatada (CFA) en los espacios porales y en el subsiguiente crecimiento de nódulos. Estos tienden a formarse a pocos centímetros por encima de niveles fangosos ricos en materia orgánica (COT $\geq$ 20 %), en sustratos altamente porosos (incluyendo psefitas y psamitas), pudiendo alojar inclusiones menores de cuarzo, feldespato, glauconita, materia orgánica, pirita y minerales arcillosos (Froelich *et al.*, 1988; Compton *et al.*, 2004).

Los depósitos asociados al frente deltaico distal están vinculados a la facies Ss7 (Tab. II), localizada hacia la base de la carrera. Esta facies presenta una intercalación mixta de areniscas finas con láminas de fango, indicando un ambiente de baja energía, donde los procesos de tracción se alternan con los de decantación. Esto se complementa con el desarrollo de una asociación de trazas correspondiente a la icnofacies de *Rosselia* en un sustrato heterolítico (incluyendo *Skolithos*, *Arenicolites*, *Diplocraterion*, *Rosselia*, *Ophiomorpha*, *Teichichnus*, *Taenidium* y *equilibrichnia*), acompañada de algunos elementos asociados a la icnofacies de *Cruziana* (*Lockeia*), además de trazas asignadas a *Gyrolithes* y *Helicodromites*. Esto indica que nos encontramos próximos al borde del talud del frente deltaico, sin descartar una posible zona de transición hacia el prodelta, ya que las icnofacies de *Rosselia* y *Phycosiphon* comparten los icnogéneros *Diplocraterion*, *Rosselia*, *Teichichnus* y *equilibrichnia* (MacEachern y Bann, 2020).

Finalmente, las areniscas fangolíticas finas con estratificación ondulítica, agrupadas en la facies Ss8 (Tabla II), podrían estar indicando la presencia de una zona de convergencia en el transporte de sedimentos. Este fenómeno ocurre tanto en deltas como en estuarios y tiene lugar cuando el gradiente de salinidad entre el flujo de descarga fluvial y el agua marina genera una cuña salina estratificada en la columna de agua. Esto desencadena una "circulación estuarina", donde las mareas avanzan hacia la costa por el fondo, mientras que las plumas hipopiónicas se desplazan hacia el interior de la cuenca por la superficie, formando una zona de concentración de sedimentos en suspensión o (CSS) que genera depósitos de fangos fluidos (Fig. 38; Kineke *et al.*, 1996; Dalrymple y Choi, 2007). Este proceso también permite explicar la disminución abrupta en diversidad y abundancia de trazas fósiles debido a las fluctuaciones en la salinidad junto con la alta concentración de finos en suspensión. Sin embargo, la presencia de trazas asignadas a *Palaeophycus*, *Phycosiphon* y *Cylindrichnus*, agrupadas en la icnofacies de *Phycosiphon*, podría estar indicando un ambiente de prodelta.

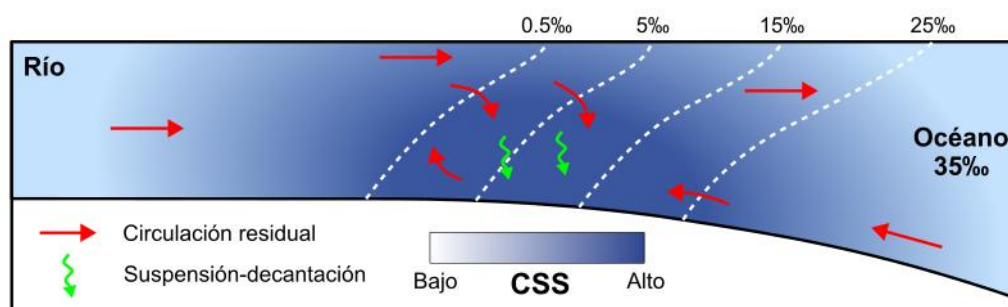


Figura 38. Diagrama ilustrado de la zona de convergencia en el transporte de sedimentos donde se desarrolla la cuña salina en la interfaz agua dulce-salada. En esta zona interactúan el transporte por la cuña salina, la corriente residual de marea y los retrasos en la dinámica sedimentaria. Estos mecanismos generan un área de turbidez máxima con concentraciones de sedimentos finos ($10 < 400 \text{ g/l}$), formando depósitos de fango fluido hacia el fondo del lecho. Tomado y modificado de Kineke *et al.* (1996).

6. DISCUCIONES

El análisis de las carreras #1, #2 y #3, extraídas del pozo *Pi.RN.EFO-76* en el Yacimiento Estación Fernández Oro, correspondientes al miembro inferior de la Formación Quintuco, permitió identificar una secuencia de apilamiento estratocreciente que evidencia un sistema netamente progradante, acompañado por una marcada disminución en la diversidad y abundancia de trazas fósiles de base a techo. En este sentido, el arreglo progradante, la distribución de la granulometría y la presencia dominante de la icnofacies de *Rosselia* son características propias de un ambiente deltaico. Dentro de este contexto, se diferenciaron depósitos de *lagoon* y de frente deltaico, estando este último subdividido en un frente deltaico proximal, con depósitos de canales y barras de desembocadura deltaica (carreras #1 y #2) y de un frente deltaico distal afectado por eventos de tormenta (carrera #3).

Las fracciones clásticas gruesas predominantes señalan un sustrato altamente móvil, mientras que la presencia de óndulas simétricas y *HCS* sugiere que el oleaje de buen tiempo y tormenta, fueron dominantes en la evolución del sistema. La presencia de materiales finos ricos en fitodetritos y restos leñosos indican el desarrollo y pasaje de una pluma hipopícnica. Los niveles interpretados como corrientes de densidad episódicas se asocian con deslizamiento de sedimentos producidos por la desestabilización del frente deltaico. Todas estas características permiten inferir que el depósito analizado representa posiciones de *downdrift* en un delta dominado por oleaje (Fig. 39).

En la sección media de la carrera #1 (cajón 6), los elementos asociados a la icnofacies de *Glossifungites* indican la exhumación de un sustrato cohesivo no litificado, en el cual se mantuvieron condiciones de no depositación, lo que permitió la colonización y excavación por parte de organismos epifaunales. Estos hiatos suelen estar vinculados a discontinuidades aloestratigráficas, generalmente asociadas a variaciones en el nivel de base. Sin embargo, también podría tratarse de un evento erosivo aislado generado por el

mismo sistema deposicional, ya que, según diversos informes de exploración, este modelo se relaciona con una zona de *bypass* para los sedimentos provenientes de la dorsal, asociada a períodos prolongados de no depositación. Esta interpretación se ve respaldada por el adelgazamiento observado en las formaciones Punta Rosada y Vaca Muerta al Sur de la falla de Río Negro. Para corroborar si se trata de un evento puntual o regional, es necesario analizar testigos de perforación (coronas) extraídos del mismo nivel estratigráfico en varias locaciones sobre el margen de la cuenca, lo que permitirá evaluar la extensión lateral de esta superficie.

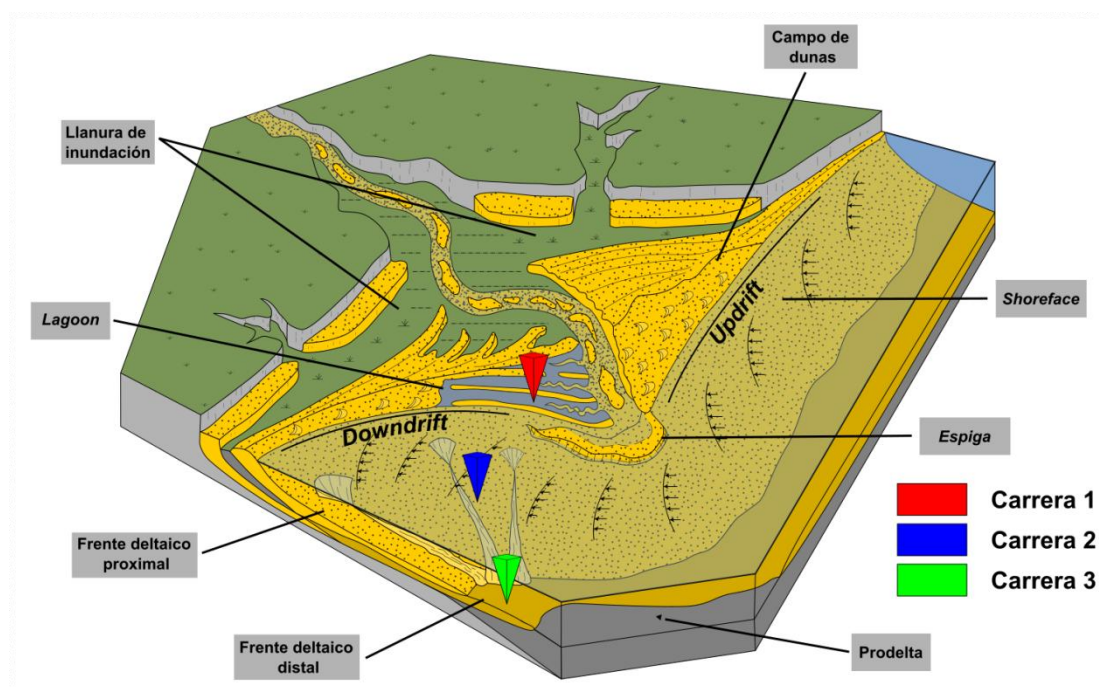


Figura 39. Diagrama ilustrado de la desembocadura del Río São Francisco, que ejemplifica la arquitectura de un sistema deltaico dominado por oleaje, con sus principales componentes. En él se emplazan tres puntos de observación coincidentes con el ambiente deposicional de las tres carreras analizadas. Tomado y modificado de Dominguez (1996).

Los informes de YPF (2019), destacan que los principales *target* en el miembro inferior de Quintuco corresponden a sistemas de canales fluviodeltaicos y facies de areniscas calcáreas dolomitizadas. Sin embargo, las impregnaciones de hidrocarburos se localizan predominantemente en los cajones 9, 5, 2 y 1 de la Carrera #3, asociadas a depósitos de tempestitas y barras del frente deltaico distal, y de manera subordinada en el cajón 7 de la Carrera #2, interpretado como depósitos de barra en el frente deltaico proximal. Esta distribución refleja una marcada preferencia de migración hacia las facies de tempestitas, atribuible a su alta porosidad generada por el lavado del sustrato, fenómeno respaldado por la presencia de nódulos fosfáticos y la posterior depositación de sellos pelíticos internos en la estratificación (sellos estratigráficos). No obstante, la hipótesis de migración a través de canales fluviodeltaicos podría estar vinculada a corrientes de retorno

en posiciones del *updrift* o canales submarinos labrados por flujos de densidad en otras posiciones de la cuenca.

Finalmente, es importante mencionar que la descripción de las trazas fósiles se utilizó como apoyo para definir los ambientes de deposición, y que es necesario realizar un estudio detallado con el fin de obtener un mayor nivel de detalle en las interpretaciones paleoambientales.

7. CONCLUSIONES

1) Los análisis sedimentológicos e icnológicos realizado en el testigo corona *PI.RN.EFO-76*, permitieron identificar un ambiente de *downdrift* para un delta dominado por oleaje, integrado por depósitos de *lagoon*, frente deltaico proximal, frente deltaico distal y corrientes de densidad.

2) Depósitos de *lagoon*: representados en la sección media de la carrera #1, están integrados por fangolitas laminadas y masivas, en ocasiones deformadas, con ausencia o muy baja diversidad de trazas fósiles (*Palaeophycus*), lo que indica un ambiente muy estresado. Estos depósitos intercalan delgados estratos de areniscas muy finas que corresponden a depósitos de derrame (*crevasse-splay*) y eventos de *washover*, asociados con una icnofacies de *Teichichnus* (Fig.40).

3) Depósitos de frente deltaico proximal: reconocidos en la sección superior e inferior de la carrera #1 y en parte de la carrera #2, agrupa los depósitos de canales y barras de desembocadura deltaica. Los canales conforman depósitos granodecrecientes integrados por conglomerados basales, que pasan de manera transicional a areniscas gruesas y finas, desarrollando estructuras tractivas unidireccionales. Las barras de desembocadura deltaica se desarrollan sobre superficies de reactivación y presentan gradación inversa, donde las areniscas medias pasan en transición a conglomerados finos que desarrollan estructuras tractivas. Tanto los canales como las barras de desembocadura deltaica suelen estar, hacia el techo, retrabajados por acción del oleaje normal y de tormenta. En esta asociación de facies se reconoció una icnofacies de *Rosselia* (Fig.40).

4) Depósitos de frente deltaico distal: se encuentran representados en la carrera #3, integrados por areniscas muy finas y pelitas, retrabajadas ocasionalmente por tempestitas. La fábrica sedimentaria original se encuentra parcialmente obliterada por el desarrollo de una icnofacies de *Rosselia*, la cual se impone a elementos de la icnofacies de *Cruziana* empobrecida (Fig. 40).

5) Depósitos de flujos de densidad: representados en la carrera #2, agrupan depósitos generados por flujos de densidad hiperconcentrados y flujos turbidíticos de baja

densidad. Los primeros están integrados por conglomerados con matriz-sostén de aspecto masivo que gradan hacia areniscas finas masivas. Los segundos están integrados por areniscas finas masivas con múltiples superficies de reactivación, vinculadas a los distintos pulsos de aceleración del flujo. Estos depósitos tienen baja diversidad y abundancia de trazas fósiles que indican una colonización post-evento (Fig. 40).

ESQUEMA RESUMIDO DE LAS CARRERAS #1, #2 Y #3 PARA LA CORONA PI.RN.EFO-76

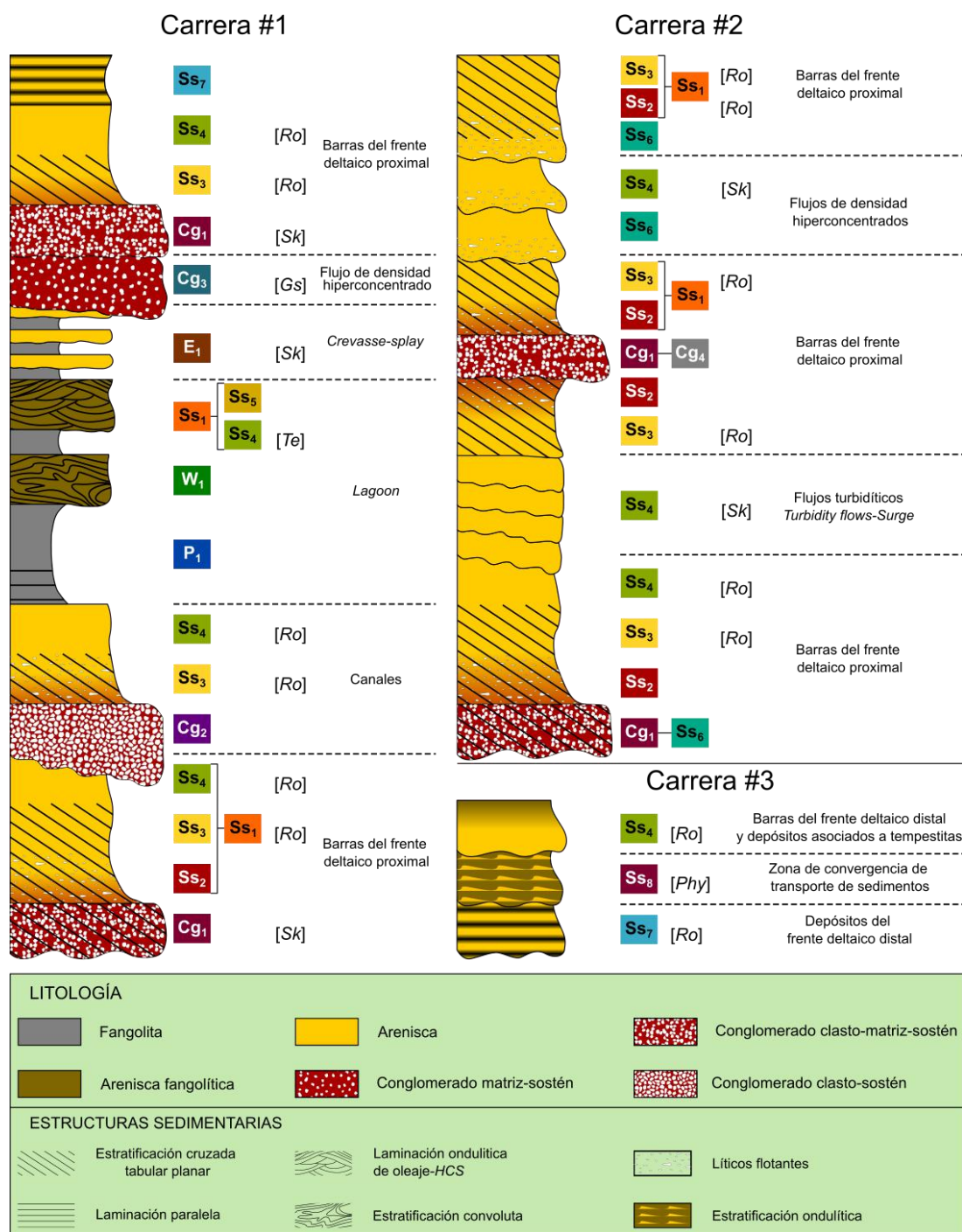


Figura 40. Esquema ilustrado con estilo *Selle* que resume las variaciones de facies (Tabs. I y II) e icnofacies: Skolithos (Sk), Rosselia (Ro), Teichichnus (Te) y Phycosiphon (Phy), para las carreras #1, #2 y #3 del pozo Pi.RN.EFO-76.

BIBLIOGRAFIA

- Abdel-Fattah, Z., Gingras, M., Caldwell, M., Pemberton, S. y MacEachern, J. 2016. The Glossifungites ichnofacies and sequence stratigraphic análisis: A case study from Middle to Upper Eocene successions in Fayum, Egypt. *Ichnos* 23(4): 157-179.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H. 2011. Contexto tectosedimentario. *18° Congreso Geológico Argentino*, Relatorio: 29-36, Neuquén.
- Aguirre-Urreta, B., Carmés, A., Cataldo, C., Concheyro, A., Herrera, Y., Lazo, D., Lescano, M., López-Martínez, M., Luci, L., Martín, L., Martínez, M., Naipauer, M., Pellenard, P., Pino, D., Ramos, V., Tunik, M. y Vennari, V. 2022. El Ciclo Ándico de Groeber en la Cuenca Neuquina, una revisión y actualización. *11° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Relatorio: 1-33, Mendoza.
- Barrie, J. 2000. Recent geological evolution and human impact: Fraser Delta, Canada. *Geological Society*, Boletín 175: 281-292, Saint John's.
- Barrionuevo, M., Arnosio, M. y Llambías, E. 2013. Nuevos datos geocronológicos en subsuelo y afloramientos del Grupo Choiyoi en el Oeste de la Pampa: implicaciones estratigráficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(1): 31-39.
- Bates, C. 1953. Rational theory of delta formation. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists* 37(9): 2119-2162.
- Bates, C. y Freeman, J. 1953. Inter-relations between jet behavior and hydraulic processes observed at deltaic river mouths and tidal inlets. En: Johnson, J. (ed.), Coastal engineering. *Council on Wave Research*, Tomo 2: 1-12, Berkeley.
- Bhattacharya, J. 2006. Deltas. En: Posamentier, H. y Walker, R. (eds.), Facies models revisited. *Society for Sedimentary Geology*: 237-292, Tulsa.
- Bhattacharya, J. 2010. Deltas. En: James, N. y Dalrymple, R. (eds.), Facies Models 4. *Geological Association of Canada*, 233-264.
- Bhattacharya, J. y Giosan, L. 2003. Wave-influenced deltas: Geomorphological implications for facies reconstruction, *Sedimentology* 50: 198-210.
- Bhattacharya, J. y Walker, R. 1992. Deltas. En: Walker, R. y James, N. (eds.), Facies models: Response to sea level change. *Geological Association of Canada*: 157-178, Ontario.
- Boyd, R., Dalrymple, R. y Zaitlin, B. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* 80(4): 139-150.
- Bromley, R. 1990. Trace fossil: Biology and taphonomy. *Unwin Hyman*: 330 p., Londres.
- Buatois, L. y Mángano, G. 2011. Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time. *Cambridge University Press*: 358 p., Cambridge.
- Buatois, L., Mángano, M. y Aceñolaza, F. 2002. Trazas fósiles: Señales de comportamiento en el registro estratigráfico. *Museo Paleontológico Egio Feruglio*: 365 p., Trelew.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío - Jurásico Temprano) en la cuenca Neuquina. *18° Congreso Geológico Argentino*, Relatorio: 63-76, Neuquén.
- Carmona, N., Buatois, L., Mángano, M. y Bromley, R. 2008. Ichnology of the Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: Animal-substrate interactions and the modern evolutionary fauna. *Ameghiniana* 45: 93-122.
- Carmona, N., Buatois, L., Ponce, J. y Mángano, M. 2009. Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: Trace fossil distribution and response to environmental stresses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 273: 75-86.

- Carozzi, A., Orchuela, I. y Rodriguez-Schelotto, M. 1993. Depositional models of the lower cretaceous Quintuco-Loma Montosa Formation, Neuquen Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16(4): 421-450.
- Cingolani, C., Zanettini, J. y Leanza, H. 2011. El basamento ígneo y metamórfico. *18° Congreso Geológico Argentino*, Relatorio: 37-47, Neuquén.
- Coleman, J. y Prior, D. 1982. Deltaic environments of deposition. En: Scholle, P. y Spearing, D. (eds.), Sandstone Depositional environment. *The American Association of Petroleum Geologist*: 139-178, Tulsa.
- Compton, J., Wigley, R. y McMillan, I. 2004. Late Cenozoic phosphogenesis on the western shelf of South Africa in the vicinity of the Cape Canyon. *Marine Geology* 206: 19-40.
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009. Controles pre-cuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 248-264.
- Dalrymple, R. 1992. Tidal depositional system. En: Walker, R. y James, N. (eds.), Facies models: Response to sea level change. *Geological Association of Canada*: 195-218, Ontario.
- Dalrymple, R., Baker, E., Harris, P. y Hughes, M. 2003. Sedimentology and stratigraphy of a tide-dominated, foreland-basin delta (Fly River, Papua New Guinea). *Society for Sedimentary Geology*, Special Publication 76: 147-173.
- Dalrymple, R. y Choi, K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81: 135-174.
- Dalrymple, R., Zaitlin, B. y Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62(6): 1130-1146.
- De-Ferraris, C. 1947. Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental, de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2: 256-283.
- Dominguez, J. 1996. The São Francisco strandplain: A paradigm for wave-dominated deltas?. En: De Baptist, M. y Jacobs, P. (eds.), Geology of siliciclastic shelf seas. *Geological Society of London*, Special Publication 117: 217-231, London.
- Ekdale, A. 1985. Paleoecology of the marine endobenthos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 50: 63-81.
- Ekdale, A., Bromley, R. y Pemberton, S. 1984. Ichnology: Trace fossil in sedimentology and stratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 320 p., Tulsa.
- Elliott, T. 1978. Deltas. En: Reading, H. (ed.), Sedimentary environments and facies. *University of Oxford*: 97-142, London.
- Franzese, J. y Spalletti, L. 2001. Late Triassic-Early Jurassic continental extension in Southwestern Gondwana: Tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andes foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.
- Franzese, J., Veiga, G., Schwarz, E. y Gómez-Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic rift basin system: The Chachil depocentre, Southeastern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 163(4): 707-721.
- Frey, R. 1973. Concepts in the study of biogenic sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 43: 6-19.
- Frey, R. y Pemberton, S. 1984. Trace fossil facies model. En: Walker, R. (ed.), Facies Model, 2th edition. *American Association of Petroleum Geologist*: 189-207, Tulsa.

- Frey, R. y Pemberton, S. 1985. Biogenic structures in the outcrops and cores: Approaches to ichnology. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 33(1): 72-155.
- Frey, R., Pemberton, S. y Saunders, T. 1990. Ichnofacies and bathymetry: A passive relationship. *Journal of Paleontology* 64: 155-158.
- Frey, R. y Wheatcroft, R. 1989. Organism-substrate relations and their impact on sedimentary petrology. *Journal of Geological Education* 37: 261-279.
- Froelich, P., Arthur, M., Burnett, W., Deakin, M., Hensley, V., Jahnke, R., Kaul, L., Kim, K., Roe, K., Soutar, A. y Vathakanon, C. 1988. Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin sediments: Phosphorite precipitation. *Marine Geology* 88: 309-343.
- Galloway, W. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional system. En: Broussard, M. (ed.), *Deltas: Models for exploration*. *Houston Geological Society*: 87-89, Houston.
- Gingras, M. y MacEachern, J. 2012. Tidal ichnology of shallow-water clastic settings. En: Davis, R. y Dalrymple, R. (eds.), *Principles of tidal sedimentology*. *Springer*: 57-77, Dordrecht.
- Gingras, M., MacEachern, J. y Dashtgard, S. 2011. Process ichnology and the elucidation of physico-chemical stress. *Sedimentary Geology* 237(3): 115-134.
- Gingras, M., MacEachern, J., Dashtgard, S. y Bann, K. 2025. The *Teichichnus* ichnofacies: It's neoichnological basis and identification in the rock record. *Sedimentology* 72: 408-441.
- Gingras, M. y Zonneveld, J. 2015. Tubular Tidalites: A Biogenic Sedimentary Structure Indicative of Tidally Influenced Sedimentation. *Journal of Sedimentary Research* 85: 845-854.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°: Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1(3): 177-208.
- Gulisano, C. 1981. El Ciclo Cuyano en el Norte de Neuquén y Sur de Mendoza. *8° Congreso Geológico Argentino*, Relatorio: 579-592, San Luis.
- Gulisano, C. y Gutiérrez-Pleimling, A. 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin, field guide. *Asociación Geológica Argentina* 3: 1-103.
- Gulisano, C., Gutiérrez-Pleimling, A. y Digregorio, R. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia del Oeste de la provincia del Neuquén. *9° Congreso Geológico Argentino*, Relatorio: 236-259, Buenos Aires.
- Hayward, B. 1976. Lower Miocene bathyal and submarine canyon ichnocoenoses from Northland, New Zealand. *Lethaia* 9:149-162.
- Howell, J., Schwarz, E. Spalletti, L. y Veiga, G. 2005. The Neuquén Basin, an overview. En: Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J. y Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. *Geological Society of London* 252(1): 1-14.
- Introcaso, A., Pacino, M. y Fraga, H. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30 and 35° S. *Tectonophysics* 205(1-3): 31-48.
- Iñigo, J., Vargas, R., Novara, E., Pereira, D. y Schwarz, E. 2018. La Formación Loma Montosa en el borde nororiental de la Cuenca Neuquina: Análisis secuencial, caracterización paleoambiental y prospectividad remanente. *10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Actas CD: 623-645, Mendoza.
- Iverson, R. 1997. Physics of debris flows. *Review of Geophysics* 35: 245-296.
- Jumars, P. 1988. Concepts in biological oceanography: An interdisciplinary primer. *Oxford University Press*: 368 p., Oxford.
- Kineke, G., Sternberg, R., Trowbridge, J. y Geyer, W. 1996. Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research* 16(5): 667-696.

- Komar, P. 1973. Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and longshore transport. *Geological Society of America, Bulletin* 84: 2217–2226.
- Kuehl S., DeMaster D. y Nittrouer C. 1986. Nature of sediment accumulation in the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research* 6: 209-225.
- Leanza, H., Sattler, F., Martinez, R. y Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *18° Congreso Geológico Argentino*, Relatorio: 113-129, Neuquén.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior–Terciario Inferior), Argentina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán*: 221-243, Tucumán.
- Macdonald, D., Gómez Pérez, I., Franzese J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M. y Paton, D. 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: Implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 20: 287-308.
- MacEachern, J. y Bann, K. 2020. The Phycosiphon Ichnofacies and the Rosselia Ichnofacies: Two new ichnofacies for marine deltaic environments. *Journal of Sedimentary Research* 90: 855-886.
- MacEachern, J., Bann, K., Bhattacharya, J. y Howell, C. 2005. Ichnology of deltas: Organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms and tides. En: Giosan, L. y Bhattacharya, J. (eds.), *River-deltas, concepts, models and examples. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Tomo 83: 49-85, Tulsa.
- MacEachern, J. y Pemberton, S. 1994. Ichnological aspects of incised valley fill systems from the Viking Formation of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada. En: Dalrymple, R., Boyd, R. y Zaitlin, B. (eds.), *Incised-valley systems: Origin and sedimentary sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 51: 129-157, Tulsa.
- MacEachern, J., Raychaudhuri, I. y Pemberton, S. 1992. Stratigraphic applications of the Glossifungites Ichnofacies: Delineating discontinuities in the rock record. En: Pemberton, S. (ed.), *Applications of ichnology to petroleum exploration: A core workshop. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Tomo 17: 169-198, Tulsa.
- MacEachern, J., Zaitlin, B. y Pemberton, S. 1999. A sharp-based sandstone of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: Criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research* 69(4): 876-892.
- Mángano, M. y Buatois, L. 2004. Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North America Midcontinent. En: McIlroy, D. (ed.), *The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis. Geological Society of London*, Tomo 228: 157-178, London.
- Mángano, M., Buatois, L. y Aceñolaza, G. 1996. Trace fossil and sedimentary facies from an Early Ordovician tide-dominated shelf (Santa Rosita Formation, Northwest Argentina): Implications for ichnofacies models of shallow marine successions. *Ichnos* 5(1):53-88.
- Mendiberri, H. y Carbone, O. 2018. Cuenca Neuquina: marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (eds.), *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la argentina: 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Relatorio: 289-300, Mendoza.
- Middleton, G. 1991. A short historical review of clastic tidal sedimentology. En: Smith, D., Reinson, G., Zaitlin, B. y Rahmani, R. (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 16: ix–xv, Calgary.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. En: Eriksen, G., Cañas-Pinochet, M. y Reinemud, J. (eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*, 11: 59-90, Houston.

- Mulder, T. y Alexander, J. 2001. The physical carácter of subaqueous sedimentary density flow and their deposits. *Sedimentology* 48(2): 269-299.
- Mulder, T. y Syvitski, J. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103: 285-299.
- Nemec, W. 1995. The dynamics of deltaic suspension plumes. En: Oti, M. y Postman, G. (eds.), *Geology of Deltas. Balkema*: 31-93, Rotterdam.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, 2th edition. *Wiley-Blackwell*, 419p., Oxford.
- Nitttrouer C. y DeMaster D. 1986a. Sedimentary processes on the Amazon shelf-past, present and future studies. *Continental Shelf Research* 6: 5-30.
- Nitttrouer, C., Curtin, T. y DeMaster, D. 1986b. Concentration and flux of suspended sediment on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research* 6: 151-174.
- Olivo, M., Schwarz, E. y Veiga, G. 2016. Modelo de acumulación y evolución secuencial del intervalo cuspidal de la Formación Quintuco en el área tipo: Implicancias para las reconstrucciones paleogeográficas del margen austral de la Cuenca Neuquina durante el Valanginiano. *Andean Geology* 43(2): 215-239.
- Olariu, C., Steel, R. y Petter, A. 2010. Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modelling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 94: 819-845, Tulsa.
- Olmos, M., Maretto, H., Lasalle, D., Carbone, O., Naidés, C. y Valente, S. 2018. Los Reservorios de la Formación Quintuco. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (eds.), *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la argentina: 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Relatorio: 579-618, Mendoza.
- Pángaro, F., Pereira, D. y Micucci, E. 2009. El synrift de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 265-277.
- Parsons, J., Bush, J. y Syvitski, J. 2001. Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology* 48:465-478.
- Pemberton, S. y Frey, R. 1985. The Glossifungites ichnofacies: modern examples from the Georgia costas, U.S.A. En: Curran, H. (ed.), *Biogenic structures: Their use in interpreting depositional environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Tomo 35: 237-259, Tulsa.
- Pemberton, S., Frey, R., Ranger, M. y MacEachern, J. 1992. The conceptual framework of ichnology. En: Pemberton, S. (ed.), *Applications of ichnology to petroleum exploration: A core workshop. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Tomo 17: 1-32, Tulsa.
- Pemberton, S., Frey, R. y Saunders, T. 1990. Trace fossil. En: Briggs, D. y Crowther, P. (eds.), *Palaeobiology: A synthesis. Blackwell Scientific Publications*: 355-362, Oxford.
- Ponce, J., Carmona, N. y Montagna, A. 2018. Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas: Descripción, análisis e interpretación a partir de afloramientos, testigos corona y registro de imágenes de pozo. *Universidad Nacional de Río Negro y Fundación YPF*: 162 p., Buenos Aires.
- Ramos, V. 1999. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (ed.), *Geología argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales y Subsecretaría de Minería de la Nación*: 715-759, Buenos Aires.
- Ramos, V., Mosquera, A., Folguera, A. y García-Morabito, E. 2011. Evolución tectónica de Los Andes y el Engolfamiento Neuquino adyacente. *18° Congreso Geológico Argentino*, Relatorio: 335-348, Neuquén.
- Roberts, J. 2018. Análisis sismoestratigráfico y estructural del Bloque Estación Fernández Oro, Cuenca Neuquina, provincia de Río Negro. *Universidad Nacional de Río Negro*: 79 p., General Roca.

- Rodríguez-López, J. y Arche, A. 2010. Deltas. En: Arche, A. (ed.), *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas*: 561-618, Madrid.
- Sales, T., Giusiano, A., Gutiérrez-Schmidt, N., Alonso, J. y Muñoz, O. 2014. Controles estratigráficos sobre propiedades de la roca en los shales de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. *9° Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos*, Relatorio: 427-446, Mendoza.
- Seilacher, A. 1964a. Biogenic sedimentary structures. En: Imbrie, J. y Newell, N. (eds.), *Approaches to paleoecology. John Wiley and Sons*: 296-316, New York.
- Seilacher, A. 1964b. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology* 3(3): 253-256.
- Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fossil. *Marine Geology* 5(6): 413-428.
- Silvestro, J. y Zurbiri, M. 2008. Convergencia oblicua: Modelo estructural alternativo para la dorsal neuquina (39°S)-Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(1): 49-64.
- Spalletti, L., Franzese, J., Matheos, S. y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp: The Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157: 433-446.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martínez, C. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 69-98.
- Thrush, S., Hewitt, J., Cummings, V., Ellis, J., Hatton, C., Lohrer, A. y Norkko, A. 2004. Muddy waters: Elevating sediment input to coastal and estuarine habitats. *Frontier in Ecology and the Environment* 2(6): 299-306.
- Torresi, A. 2020. Ambientes sedimentarios transicionales: Deltas y estuarios. *Universidad Nacional del Sur*. <https://www.youtube.com/watch?v=NhhPzpq8nMY>.
- Uchman, A. 1991. "Shallow water" trace fossil in Paleogene flysch in the Southern part of the Magura nappe, Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 61: 61-75.
- Uliana, M., Biddle, K. y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A. y Balkwill, H. (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins, American Association of Petroleum Geologists, Memoir*: 599-614, Tulsa.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H. y Welsink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists* 62: 383-402.
- Weaver, C. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *University of Washington Press*, Tomo 1, 599 p., Seattle.
- Wetzel, A., Carmona, N. y Ponce, J. 2014. Tidal signature recorded by burrow fill. *Sedimentology* 61: 1198-1210.
- Willis, B. 2005. Tide-influenced river delta deposits. En: Giosan, L. y Bhattacharya, J. (eds.), *River Deltas: Concepts, models, and examples. Society for Sedimentary Geology* 83: 87-129.
- Wright, L. 1977. Sediment transport and deposition at river mouth: A synthesis. *Geological Society of America, Bulletin* 88(6): 857-868.
- Wright, L., Wiseman, W., Bornhold, B., Prior, D., Suhayda, J., Keller, G., Yang, Z. y Fan, Y. 1988. Marine dispersal and deposition of Yellow River silts by gravity-driven underflows. *Nature* 332: 629-632.
- Yacimientos Petrolíferos Fiscales, S. A. 2019. Revisión Formación Quintuco: Desarrollo Estación Fernandez Oro. *Informe Exploración Fm. Quintuco* (Inédito), 35 p., Buenos Aires.

Zavala, C. 2000. Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco (Valanginiano) en la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 63: 40-54.

Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., Otharán, G., Irastorza, A., Torresi, A. 2021. Deltas: a new classification expanding Bates's concepts. *Journal of Palaeogeography*, 10(3): 341–355.