

Análisis paleoambiental de alta resolución sobre depósitos de ambiente deltaico de la Fm. Lajas (Jurásico Medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina (Cañón del Arroyo Picún Leufú), Provincia de Neuquén

Autor: Vinassa Luciano



Facultad de Ingeniería - Departamento de Geología y Petróleo

Director: Carlos Arregui

Carrera: Licenciatura en Ciencias Geológicas

Ciudad de Neuquén 2019

Resumen:

La sección de la Fm. Lajas analizada en el cañón del arroyo Picún Leufú, ha sido interpretada como una sucesión deltaica progradacional rica en areniscas, dominada por procesos fluviales con subordinadas influencias de la marea y oleaje en períodos de bajas descargas fluviales. En este trabajo se analiza una sección de la Fm. Lajas mediante dos perfiles de 342 m en el perfil 1 y 292 m en el perfil 2, lo que representa una gran proporción de la Fm. Lajas (se estima más del 70% de la unidad). Estos espesores son atribuidos a alta tasa de subsidencia junto a una constante sedimentación, permitiendo que los desplazamientos de la línea de costa fueran muy leves. Se han identificado tres secuencias depositacionales que contienen diferentes conjuntos de asociaciones de facies. La secuencia (a), se compone casi completamente por depósitos de un frente deltaico muy energético y pequeños intervalos de sedimentación fina pertenecientes a un prodelta. La secuencia (b) se compone por depósitos de prodelta, barras de desembocadura, y canales distributarios entrelazados dominados por el río, con variada influencia de la marea y el oleaje. La secuencia (c), se integra por depósitos instalados en la planicie deltaica inferior a superior, con amplias bahías interdistributarias, depósitos de desborde y canales distributarios. Esta fuertemente dominada por procesos fluviales, con pequeños intervalos con influencias de la marea. Las señales de procesos fluviales están presentes en casi toda la sección estudiada, aunque se enfatizan en la secuencia (c), y se reconocen por: la geometría de los cuerpos; intervalos o lentes de sedimento de grano grueso a muy grueso o niveles gravosos; intervalos con mala selección; y grandes cantidades fitoclastos y restos orgánicos. La influencia de procesos de marea se ubica en el frente deltaico y pequeños intervalos en la planicie deltaica inferior en las zonas más cercanas a la desembocadura de los canales distributarios. Las señales de marea se identifican por una laminación rítmica en sedimentos de grano fino e intervalos heterolíticos. Las estructuras sedimentarias de ola, son las que se encuentran en menor proporción, ocurren en las partes distales del frente deltaico y en restringidos cuerpos en el frente deltaico en la sección media, secuencia "b" (laminación de bajo ángulo y óndulitas simétricas).

Palabras clave: Fm. Lajas- Cuenca Neuquina - Facies sedimentarias - Procesos Fluviales- Agradación- Secuencias depositacionales - Progradación - Lóbulos deltaicos.

Abstract:

The section of the Lajas Fm. analyzed in the canyon of the Picún Leufú stream, has been interpreted as a progradacional deltaic succession rich in sandstones, and dominated by fluvial processes with subordinate influences of the tide and waves in periods of low fluvial inputs. In this work analyze a section of the Lajas Fm. by means of two columns (C1 and C2) of 342 m in C1 and 292 m in C2, which represents a large proportion of the Lajas Fm. (it is estimated more than 70% of the unit). These thicknesses are attributed to a high subsidence rate together with a constant sedimentation, allowing the displacements of the coastline to be very slight. Three depositional sequences have been identified that contain different sets of facies associations. The sequence (a) consists almost entirely of deposits of a highly energetic delta front and small fine sedimentation intervals belonging to a prodelta. The sequence (b) consists of prodelta deposits, mouth bars, and intertwined distributary channels dominated by the river, with varying tidal and wave influences. The sequence (c) is integrated by deposits installed in the deltaic plain inferior to superior, with wide interdistributary bays, deposits of crevasse splay and distributary channels. It's strongly dominated by fluvial processes, with small tidal influenced intervals. The signals of fluvial processes are present in almost all the studied section, although they are emphasized in the sequence (c). They are recognized by: the geometry of the bodies; intervals or lenses of sediment from coarse to very coarse grain; intervals with poor selected; and large quantities of phytoclasts and organic remains. The influence of tidal processes is located on the delta front, and small intervals in the lower deltaic plain in the areas closest to the mouth of the distributary channels. The sedimentary structures of waves are identified by tidal rhythmites in interflood layers and heterolithic intervals. Wave signals are those found in a lesser proportion, occurred partially distal to the delta front (HCS) and in restricted bodies on the delta front in the middle section of sequence (b) (low angle lamination and symmetrical ripples).

Agradecimientos

En primer lugar agradecer a mi familia, mis padres y mis hermanos, por brindarme todo el apoyo. En segundo lugar a mis amigos que están en las buenas y en las malas, me dieron fuerzas siempre para conseguir mis objetivos. Al profesor Carlos Arregui, mi director, por su enseñanza y paciencia a lo largo del desarrollo de este trabajo. A la Universidad Nacional del Comahue y a todos mis compañeros de estudio con los que compartí durante todos estos años.

Índice:

Resumen.....	i
Abstract.....	ii
Agradecimientos.....	iii
Índice.....	iv
(I) Introducción.....	1
(II) Contexto tectosedimentario de la Cuenca Neuquina.....	3
(III) Antecedentes estructurales de la zona.....	11
(IV) Grupo Cuyo.....	13
(V) Formación Lajas.....	13
(VI) Metodología de trabajo.....	16
(VII) Resumen de términos.....	19
(VIII) Ambientes sedimentarios de transición.....	21
(IX) Facies identificadas.....	29
(X) Asociaciones de facies.....	45
(XI) Distribución de elementos arquitecturales.....	60
(XII) Procesos.....	65
(XIII) Discusión.....	67
(XIV) Conclusión.....	73
(XV) Bibliografía.....	75

(I) Introducción:

Los depósitos deltaicos modernos han sido ampliamente estudiados, debido a que son áreas por lo general muy pobladas con elevados riesgos de inundación, y en sistemas antiguos porque pueden llegar a formar excelentes reservorios de hidrocarburos. Los deltas tienden a ser definidos como discretas protuberancias en la línea de costa, formadas donde los ríos ingresan a cuerpos de agua (océano, mares semi estancados, lagos o lagoons), y suministran sedimento más rápidamente de lo que puede ser redistribuido por los procesos cuencales (Elliott, 1986). Las sucesiones deltaicas son regresivas y muestran un sistema de canales distributarios y clinofomas subacuáticas bien desarrolladas (Bhattacharya, 2010). Modelos detallados de facies (Bhattacharya, 2006) han sido desarrollados para una gama de sistemas deltaicos, que intentan capturar la geomorfología, la arquitectura deposicional y la distribución del tamaño de grano de las sucesiones deltaicas antiguas, y en particular la interacción de los procesos fluviales, mareales y del oleaje (Wright y Coleman, 1973; Galloway, 1975). La interacción de estos tres regímenes de procesos y los cambios relativos del nivel del mar controlan la morfología de deltas y ambientes costeros marinos adyacentes (Boyd *et al.*, 1992; Ainsworth *et al.*, 2008, 2011). Aunque es común clasificar deltas como dominados por procesos fluviales, dominado por olas y/o dominado por mareas, el análisis de muchos ejemplos muestra que los tipos básicos pueden considerarse relativamente inusuales simplemente como miembros finales. Los deltas de energía mixta deberían, por lo tanto, ser mucho más comunes en el registro estratigráfico que los actualmente reconocidos (Kurcinka, 2014).

El reconocimiento de los procesos de control que actúan en un sistema deltaico es muy importante no solo para una correcta caracterización del yacimiento, sino también para evaluar mejor la paleogeografía regional (por ejemplo, irregularidad de la costa y conexión al océano abierto que permita la propagación de las mareas).

La Fm. Lajas fue estudiada por diferentes autores entre los se destacan los trabajos de Zavala *et al.* (1993) y McIlroy *et al.* (2005), debido a que fueron realizados abarcando una gran área de estudio. Esta unidad ha sido interpretada generalmente como un delta donde alternan dominios fluviales y de mareas. Está marcado por la presencia de depósitos marinos poco profundos, que representan una progradación general del sistema, que cubren sedimentos de aguas profundas. Se pensaba que las estructuras sedimentarias de marea en los paquetes de

areniscas se depositaban como relleno de valles incisos, durante cortejos transgresivos Zavala *et al.* (1993). Esta idea fue considerada incorrecta por McIlroy *et al.* (2005), tomando en cuenta que la cuenca tenía una geometría triangular (es decir, en forma de embudo), esto acentuaba las corrientes de las mareas, al tiempo que restringía la influencia de las olas. El diseño en forma de embudo permitió que las mareas tuvieran influencia sobre la sedimentación a lo largo de todas las fases de los ciclos completos del nivel del mar. Nuevos estudios definieron a la sección inferior de la Fm. Lajas como un sistema deltaico de energía mixta rico en areniscas, como señala el trabajo Rossi & Stell (2015).

Los afloramientos estudiados en este trabajo son atribuidos a la Fm. Lajas desarrollada en el sector suroccidental de la cuenca Neuquina, se ubican geográficamente en una región conocida como el Cañón del Arroyo Picún Leufú, localizado a 35 km al sudoeste de la localidad de Zapala, que conecta al anticlinal de Picún Leufú con las exposiciones que se encuentran sobre la ruta provincial N° 46 a la altura de las nacientes del citado Arroyo y que se conocen como Cerro Lohan Mahuida (Fig. 1). Es una región de difícil acceso ya que sólo se puede alcanzar a través de picadas estrechas y poco conservadas que permiten llegar a la planicie basáltica que cubre los afloramientos y a partir de allí hay que bajar a pie por la pendiente de las exposiciones los 400 a 500 m que corresponden a la unidad estudiada. Por esta razón el único perfil estratigráfico publicado del cañón, fue realizado en el extremo noroeste del mismo, a unos 2 km de la presente contribución, en la desembocadura del arroyo Ñireco en la tesis doctoral de Zavala (1993) y fue denominado "Puesto Pichonleo" (ver fig. 1). El sector analizado se destaca notoriamente debido a que posee características excepcionales en cuanto a la continuidad estratigráfica y la posibilidad de individualizar ciclos que son resaltados por la meteorización. Sólo las altas pendientes crean una dificultad adicional tanto para ser transitadas como por la cobertura de material suelto.

Los objetivos de esta contribución son comprender mejor la sedimentología y la arquitectura depositacional de la Fm. Lajas, así como intentar determinar cuáles fueron los procesos de control (río, marea u oleaje) que tuvieron mayor influencia sobre la depositación y modelado en estas secuencias sedimentarias.

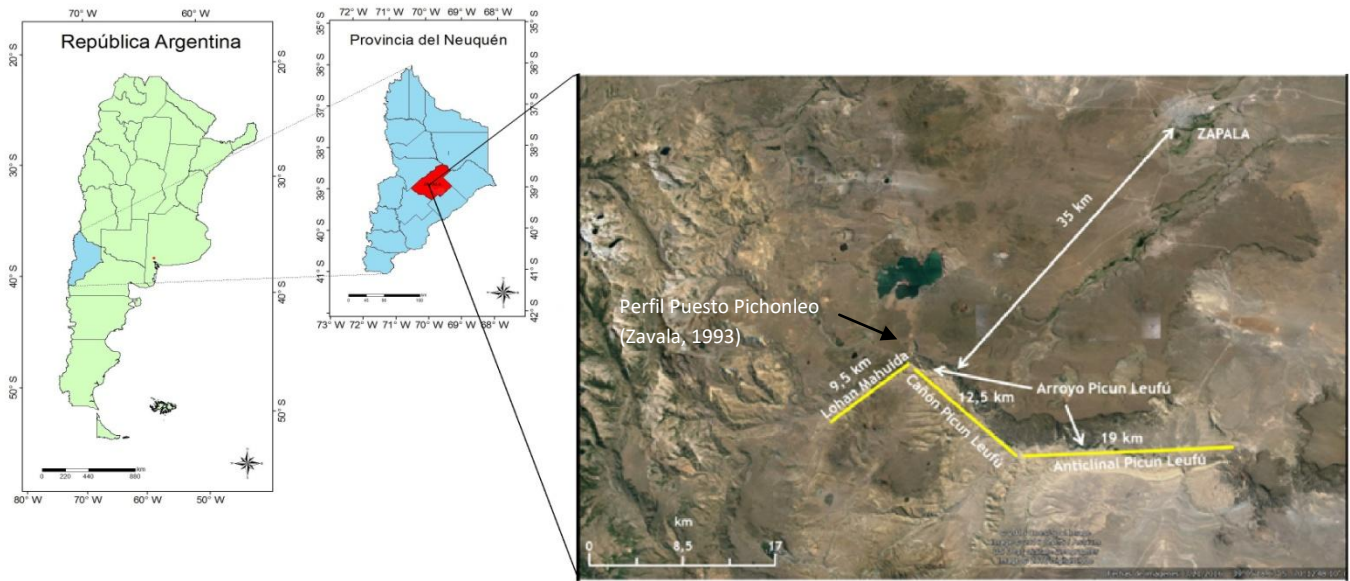


Figura 1. Mapas e imagen satelital mostrando la ubicación del área de estudio.

(II) Contexto tectosedimentario de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina es una importante cuenca sedimentaria ubicada en el centro-oeste de Argentina y que se extiende hacia el oeste en territorio chileno, entre los 32 ° S y los 40 ° S de latitud. Limita en sus márgenes noreste y sur con amplias áreas cratónicas, el Sistema Sierra Pintada y el Macizo Nordpatagónico, respectivamente, y con un arco magmático en el margen occidental activo de la Placa Sudamericana de Gondwana (fig. 2).

La historia evolutiva de este sector de estudio ha estado estrechamente vinculada al desarrollo de la Cuenca Neuquina, dado que las rocas y la complejidad estructural que se observan en la zona, son evidencia de la interrelación de eventos geológicos tanto a escala local como global. El margen sudamericano de Gondwana, fue activo durante el Fanerozoico hasta el presente, por su prolongada historia de subducción y convergencia. Más precisamente en el sector suroccidental de Gondwana, se produjo la acreción de distintos terrenos durante el Paleozoico: Cuyania (Astini, 1996), Chilenia (Ramos *et al.*, 1986) y por último el terreno Patagonia (Ramos, 1984); estos conforman el basamento de la cuenca, y tales heterogeneidades condicionaron la formación de distintas estructuras y procesos geológicos (fig. 3).

La configuración de la cuenca Neuquina es el resultado de la influencia mutua de dos procesos tectónicos principales: la ya nombrada subducción a lo largo del margen occidental de Gondwana y la extensión intracontinental.

La historia deposicional de la cuenca comprende una sucesión cíclica de eventos marinos que alternaron con etapas de continentalización. Se desarrollaron en un contexto de margen de placas convergente, en la parte suroccidental de Gondwana, con conexión con el proto-océano Pacífico (fig. 2) (Arregui *et al.*, 2011). Se inició como una cuenca de trasarco en el Triásico Superior, período a partir del cual se depositaron más de 7.000 m de secuencias sedimentarias caracterizadas por la alternancia de series marinas y continentales que reflejan una combinación de variaciones del nivel del mar y eventos tectónicos. Como consecuencia de la deformación andina que avanzó desde el oeste, la cuenca evolucionó a un sistema de antepaís clásico hacia principios del Cretácico Superior (Vergani *et al.*, 1995).

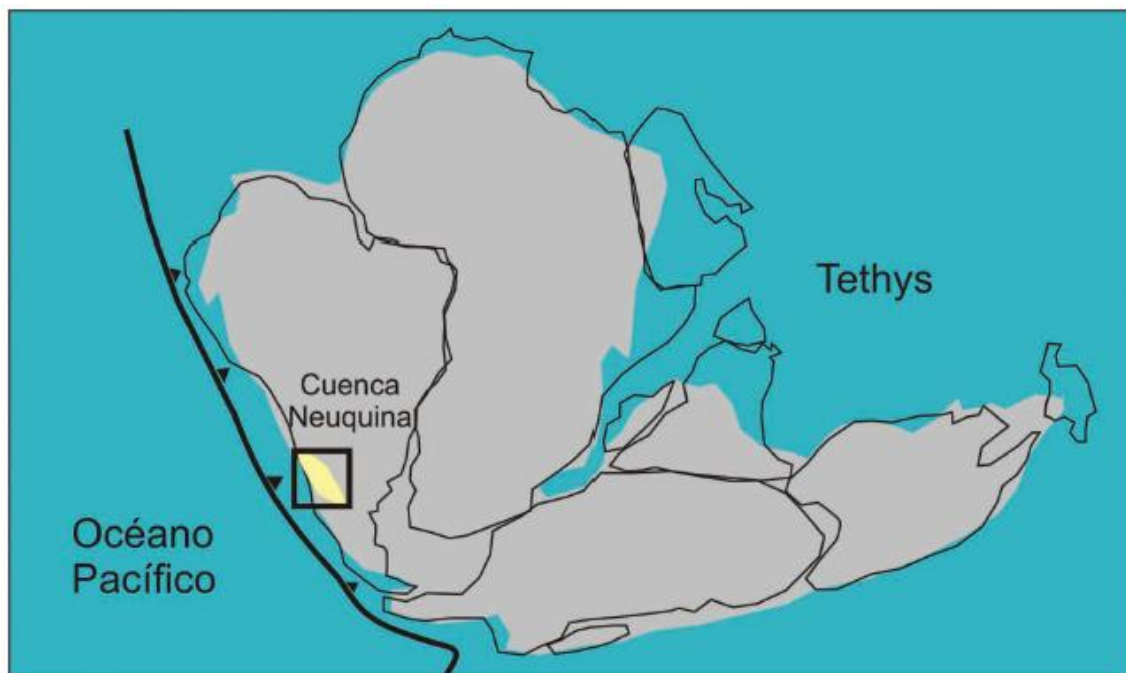


Fig. 2. Ubicación de la Cuenca Neuquina, en el margen occidental de Gondwana en el Jurásico Tardío. (Extraído de Arregui *et al.*, 2011).

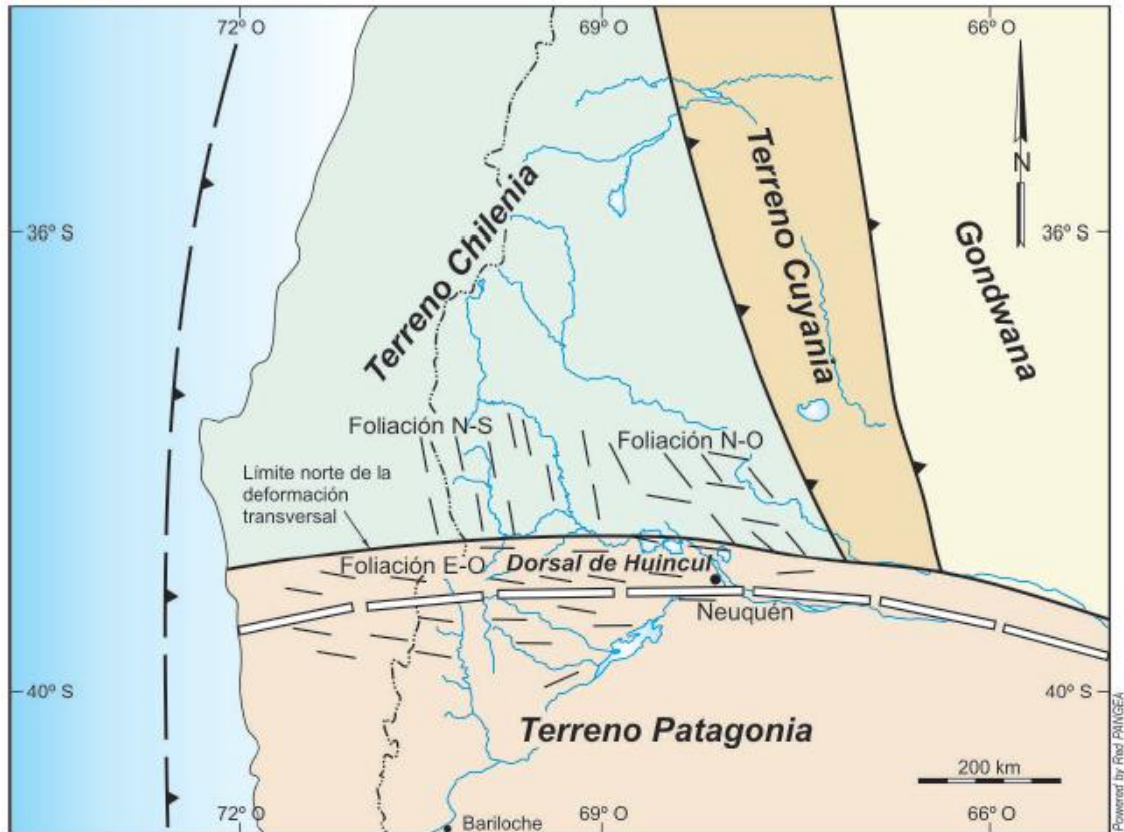


Figura 3. Límite de la deformación gondwánica en coincidencia con la Dorsal de Huincul asociada a la colisión de Patagonia con los Terrenos Cuyania y Pampia, y su relación con el margen occidental activo de Gondwana (Extraído de Arregui *et al.*, 2011).

En el Pérmico tardío se dio origen a la conocida provincia magmática Choiyoi que forma parte del basamento de la Cuenca Neuquina. Esta generalizada actividad magmática mesosilícica a silícica se desarrolló durante el Pérmico y parte del Triásico sobre el margen continental activo del continente de Gondwana (Llambías & Sato, 1995). Durante esta etapa, el margen occidental de Gondwana estuvo sometido a un prolongado régimen extensional el cual dio lugar a la generación de un extenso sistema de depocentros, cuyo desarrollo estuvo fuertemente condicionado por las zonas de sutura y fábricas de basamento. Debido a la configuración inicial de la cuenca estuvo caracterizada por el desarrollo de profundos depocentros aislados limitados por fallas normales, los cuales concentraron espesores variables de secuencias volcano-sedimentarias (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001). De esta manera, la apertura de la cuenca quedó registrada en depósitos clásticos de *synrift* principalmente continentales, volcánicos y piroclásticos agrupados dentro del ciclo Precuyano o del término informal Pre-Cuyo (Gulisano, 1981; Legarreta y Gulisano, 1989). Estas estructuras controlaron la generación de espacio de acomodación y los ambientes

sedimentarios durante la depositación de las secuencias del ciclo Precuyano y probablemente de la base del ciclo Cuyano.

A partir del Jurásico Temprano y hasta el Cretácico Temprano se suceden una serie de ciclos sedimentarios de diferente magnitud tanto en tiempo como en distribución paleogeográfica y espesores que marcan alternancias de sedimentación marina y continental. El ingreso del mar, que ocurre en el sur de Mendoza a través del estrecho de Curepto durante el Sinemuriano - Hettangiano (Riccardi *et al.*, 1997) y en Neuquén para tiempos del Pliensbachiano - Toarciano (Gulisano & Gutiérrez Pleimling, 1995), fue afectado inicialmente por el diseño de los depocentros de la etapa de *rift* en sus espesores y distribución areal. Posteriormente la inundación se expandió en forma más generalizada traslapando los paleorreliieves previos (Arregui *et al.*, 2011).

Legarreta y Gulisano, (1989) presentaron una caracterización del relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina, agrupándolo en Supersecuencias y Mesosecuencias de acuerdo con la concepción de secuencias depositacionales de Mitchum *et al.*, (1977). Las Mesosecuencias están basadas en agrupaciones tectosedimentarias limitadas por discordancias (fig. 4).

El primer ciclo sedimentario fue denominado Supersecuencia Inferior por Legarreta & Gulisano, (1989) e integra los depósitos desarrollados entre el Triásico Superior y el Jurásico Superior (144 Ma.). Estos autores propusieron tres subdivisiones en Mesosecuencias designadas como Precuyo, Cuyo y Lotena.

La Mesosecuencia Cuyo, equivalente al Grupo Cuyo que incluye las fms. Los Molles, Lajas, Challacó y Tábanos, está desarrollada en la mayor parte de la cuenca entre el Pliensbachiano Inferior y el Calloviano medio (154 Ma.), marcado por un estadio de inundación inicial (Fm. Los Molles) debido a un rápido ascenso del nivel relativo del mar y una expansión del mismo hacia el antepaís. En el centro y suroeste de la Provincia del Neuquén, esta secuencia comienza con depósitos conglomerádicos continentales (abanicos aluviales hasta fluvial entrelazado), reemplazados lateralmente por calcarenitas litorales. Siguen hacia arriba pelitas oscuras marinas (*offshore*) con frecuentes niveles turbidíticos, hasta la máxima expansión marina a partir de la cual comienzan unidades claramente progradantes, depositando facies arenosas marino - marginales de carácter deltaico dominado por ríos y mareas (Fm. Lajas). Coronan la secuencia sedimentos continentales de origen fluvial (Fm. Challacó) y en algunos sectores evaporitas (Fm. Tábanos) de centro de cuenca asignadas al Calloviano medio (Legarreta y Gulisano, 1989).

La Mesosecuencia Lotena, corresponde al Gpo.. Lotena (Calloviano medio a Oxfordiano tardío) constituye el segundo ciclo sedimentario del relleno de la Cuenca Neuquina, conocido también como Ciclo Loteniano – Chacayano. Está constituido por sedimentos silicoclásticos (Fm. Lotena), carbonatos (fms. La Manga y Barda Negra) y evaporitas (Fm. Auquilco). Ocupa una posición paleogeográfica más restringida que los ciclos infra- y suprayacentes y sus espesores también resultan menores. Se inicia luego de una reactivación tectónica (movimientos Intracallovianos) y culmina con otro reordenamiento de los campos de esfuerzo que antecede al diastrofismo Intramálmico (Arregui *et al.*, 2011).

A partir de ese momento se produce un cambio en el depocentro, a partir de la discordancia Intramálmica (tope del Gp. Lotena) y la depositación del Grupo Mendoza, documentado por numerosos autores como Groeber, (1946) quien lo denomina Ciclo Ándico. Según Legarreta & Gulisano, (1989) este es el inicio de la Supersecuencia Media, con depósitos desarrollados desde el Kimmeridgiano (144 Ma.) hasta el Cenomaniano medio (94 Ma.), abarcando las Mesosecuencias Mendoza Inferior, Mendoza Media y Mendoza Superior.

La Mesosecuencia Mendoza inferior, equivale Gpo. Mendoza el cual está integrado por las Fms. Tordillo y Vaca Muerta. La primera está constituida por depósitos sedimentarios continentales del Jurásico Superior, constituyen un potente complejo de sedimentos clásticos que fue depositado como consecuencia de una profunda modificación en la paleogeografía de la Cuenca Neuquina, ocurrida durante el Kimmeridgiano. El diastrofismo Intramálmico produjo el alzamiento y migración de un arco volcánico que interrumpió la comunicación con el proto-oceano Pacífico y creó las condiciones para la acumulación de hasta 800 m de un conjunto de sedimentitas asociadas a ambientes sedimentarios que abarcan abanicos aluviales, fluviales, eólicos, lacustres, fluviales efímeros y de *playa-lake* (Spalletti *et al.*, 2011). Sobre estos depósitos basales continentales se apilan abruptamente facies marinas pelíticas y calcáreas, euxínicas. Estos depósitos constituyen la segunda gran transgresión registrada en la cuenca (Tithoniano – Valanginiano temprano) representada por la Fm. Vaca Muerta y equivalentes (Leanza *et al.*, 2011) y marca la máxima expansión marina dentro del marco de un engolfamiento somero.

La Mesosecuencia Mendoza media se extiende entre el Valanginiano inferior (discordancia Intravalanginiana) y el Hauteriviano inferior (discordancia Intrahauteriviana), está representada por la Fm. Mulichinco y se compone de sedimentitas continentales, transicionales y marinas, representa una cuña de mar bajo de baja frecuencia desarrollada

sobre un límite de secuencia regional labrado en el Valanginiano temprano a partir de un brusco descenso relativo del nivel del mar. Las pelitas oscuras que la suceden, inician una nueva transgresión de desarrollo regional, correspondiente a la parte basal del Mb. Pilmatué de la Fm. Agrio (Leanza, 2009).

Finalmente, la Mesosecuencia Mendoza superior comienza con un sistema de acumulación continental localizada hacia la porción central de la cuenca, asignado al Mb. Avilé de la Fm. Agrio. El límite superior de la unidad está marcado por un evento transgresivo de orden mayor a partir del cual se restablecen las condiciones marinas en la cuenca con la acumulación del Mb. Agua de la Mula de la misma unidad (Veiga *et al.*, 2011). Otra secuencia inicia en este punto con carbonatos en el margen de la plataforma que hacia el interior pasan a facies pelíticas (Mb. Chorreado). Groeber (1946) estableció el Chorreadense como parte integrante del Huitriniano, el cual es considerado dentro de la Formación Huitrín junto a los miembros Troncoso y La Tosca. Legarreta & Gulisano (1989), si bien lo dejan dentro de la Fm. Huitrín, lo incluyen en la Mesosecuencia Mendoza Superior a partir del análisis estratigráfico secuencial que realizan para toda la cuenca. Leanza (2003), lo incluye en la Fm. Agrio.

La Mesosecuencia Rayoso corresponde a un conjunto de depósitos acumulados entre el Apiano superior y el Cenomaniano medio. Constituye una espesa unidad estratigráfica acumulada en amplios sectores del centro-oeste de la Cuenca Neuquina. Esta unidad se compone por una sucesión de hasta 1200 m de areniscas finas, pelitas rojas, carbonatos y evaporitas, acumuladas en un medio predominantemente continental. Estos cambios marcan el fin de la etapa de subsidencia termal y el comienzo del alzamiento de la Cordillera de los Andes que clausura definitivamente la conexión con el océano Pacífico (Arregui *et al.*, 2011).

Durante el Cretácico Tardío comienza la depositación de la denominada Supersecuencia Superior (Legarreta & Gulisano, 1989), perteneciente a la Mesosecuencia Neuquén y su equivalente Grupo Neuquén y a la Mesosecuencia Malargüe (correspondiente al Grupo Malargüe).

La depositación del Grupo Neuquén se encuentra vinculada al inicio de la fase de antepaís de la Cuenca Neuquina, originada como consecuencia de una tectónica compresional sobre el margen andino acaecida a fines del Cretácico Inferior (Tunik *et al.*, 2010). Conformar una sucesión de depósitos continentales de origen fluvial, eólico y lacustre somero, desarrollado en la Cuenca Neuquina entre el Cenomaniano Temprano y el Campaniano Medio (Cretácico Superior). Esta sucesión alcanza un espesor máximo de 1.200 m, encontrándose limitada en

base y techo por las discordancias Patagonídica y Huantráiquica respectivamente (Garrido et al., 2011).

El Grupo Malargüe involucra a una sucesión sedimentaria continental y marina depositada en la Cuenca Neuquina durante el Campaniano – Paleoceno que alcanza los 450 m de espesor (Legarreta & Uliana, 1999). La acumulación de estas sedimentitas en el antepaís andino estuvo controlada por la actividad tectónica y magmática en la cordillera durante el Cretácico Tardío. Como resultado, el cambio en la pendiente regional posibilitó la primera ingresión atlántica en la cuenca durante el ascenso eustático del Cretácico Tardío (Rodríguez, 2011).

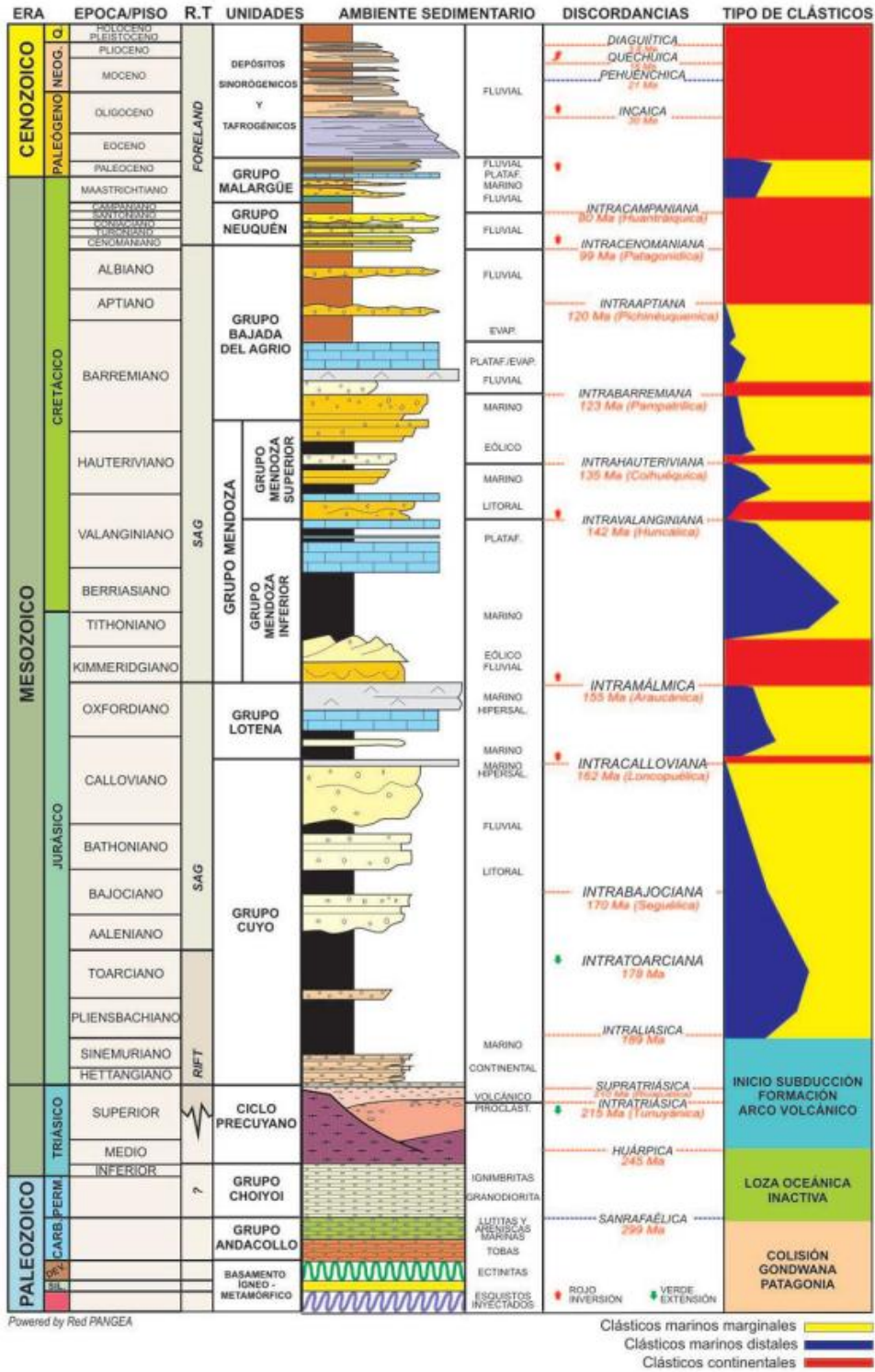


Fig. 4. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Neuquina en la provincia homónima (extraída de Arregui *et al.*, 2011).

(III) Antecedentes estructurales de la zona

En la siguiente recopilación se centra en la definición de la unidad morfoestructural Dorsal de Huincul del ámbito externo del retroarco, unidad en la cual se encuentra el área en la que se realizó el presente trabajo.

La dorsal de Huincul constituye el rasgo tectónico más saliente del Engolfamiento Neuquino, extendiéndose por más de 270 Km con rumbo E-O a ENE desde la ciudad de Zapala hasta la ciudad de Neuquén aproximadamente, y dividiendo al engolfamiento neuquino en un sector norte (antepaís fragmentado y antefosa de Añelo) y un sector sur (subcuenca de Picún Leufú) (Mosquera & Ramos, 2006). Presenta una compleja historia de deformación multiepisódica asociada a una línea de debilidad de basamento que ha sido interpretada como resultado de la acreción del terreno Patagonia en el Pérmico Temprano (Mosquera & Ramos, 2006). La deformación de este cinturón de intraplaca, tuvo su climax a partir del Jurásico Inferior (Toarciense) hasta el Cretácico Inferior (Valanginiano) cuando alcanza su máxima expansión. Durante un extenso período de *rollback* positivo y con un vector de convergencia oblicua desde el NO entre la paleoplaca pacífica de Aluk y la placa Sudamericana se produjo la reactivación de una serie de corrimientos de edad pérmica inferior y de depocentros extensionales del Triásico Superior – Jurásico Inferior (Mosquera & Ramos, 2006).

El segmento occidental del sistema Huincul está caracterizado por un predominio de lineamientos orientados en sentido NE y E-O. La mayor parte de los mismos están vinculados a fallas inversas de basamento con importantes rechazos verticales, estando las estructuras este-oeste afectadas además por una componente de desplazamiento de rumbo dextral (Silvestro & Zubiri, 2008). Se reconocen la presencia de una serie de fallas y pliegues de rumbo E-O y NE, muchas de las cuales presentan claras evidencias de una actividad tectónica compresiva por lo menos a partir del Jurásico Medio. Entre las estructuras asociadas se destaca el anticlinal Picún Leufú, el cual se extiende con un rumbo E-O por más de 20 km de manera paralela al curso del río homónimo. Se trata de un anticlinal asimétrico con vergencia al S desarrollado en las sedimentitas de los Gpos. Cuyo, Lotena y Mendoza (fig. 1)

Las geometrías de sincrecimiento y discordancias asociadas a las secuencias mesozoicas expuestas en el área, permiten postular el comienzo de este evento de deformación por lo menos a partir del Jurásico Medio, durante la depositación de la Fm. Lajas (García Morabito, 2010).

En tiempos del Jurásico el sector sur de la cuenca influenciado por la Dorsal de Huincul se comportó como un área tectónicamente activa, con un aporte anormal de sedimentos que condicionó durante el Gp. Cuyo una gran progradación de depósitos proximales desde el Jurásico Medio - Temprano, que en el sector norte de la cuenca se manifiesta en el Jurásico Medio - Tardío (Gulisano & Gutiérrez Pleimling, 1995; Arregui *et al.*, 2011). Durante la depositación de este intervalo se han documentado no menos de tres reactivaciones tectónicas importantes en la zona del anticlinal de Picún Leufú, algunas de las cuales podrían extenderse a ámbitos mayores en el sector sur de la cuenca. Durante la depositación del Grupo Cuyo (Pliensbachiano a Calloviano Inferior) la Dorsal de Huincul ha actuado como un pilar oscilatoriamente activo, que engendró discordancias progresivas «intracuyanas», (Leanza, 2009). Se identificaron tres discordancias «intracuyanas», la Intratoarciana, sólo reconocida en subsuelo, la Seguética (Intrabajociana 1) y la Lohanmahuídica (Intrabajociana 2). Sin embargo, la influencia de estas discordancias disminuye en áreas septentrionales a medida que aumenta la distancia con respecto al citado elemento morfoestructural (fig. 5) (Leanza,2009).

Discordancia Lohanmahuídica (Intrabajociana 2) fue reconocida en Zavala (1993), en base a evidencias estratigráficas encontradas en los perfiles Lohan Mahuida y Puesto Pichonleo, en el contacto de sus secuencias depositacionales JC4.2 y JC5, que se manifiesta dentro de paquetes sedimentarios atribuidos a la Fm. Lajas.

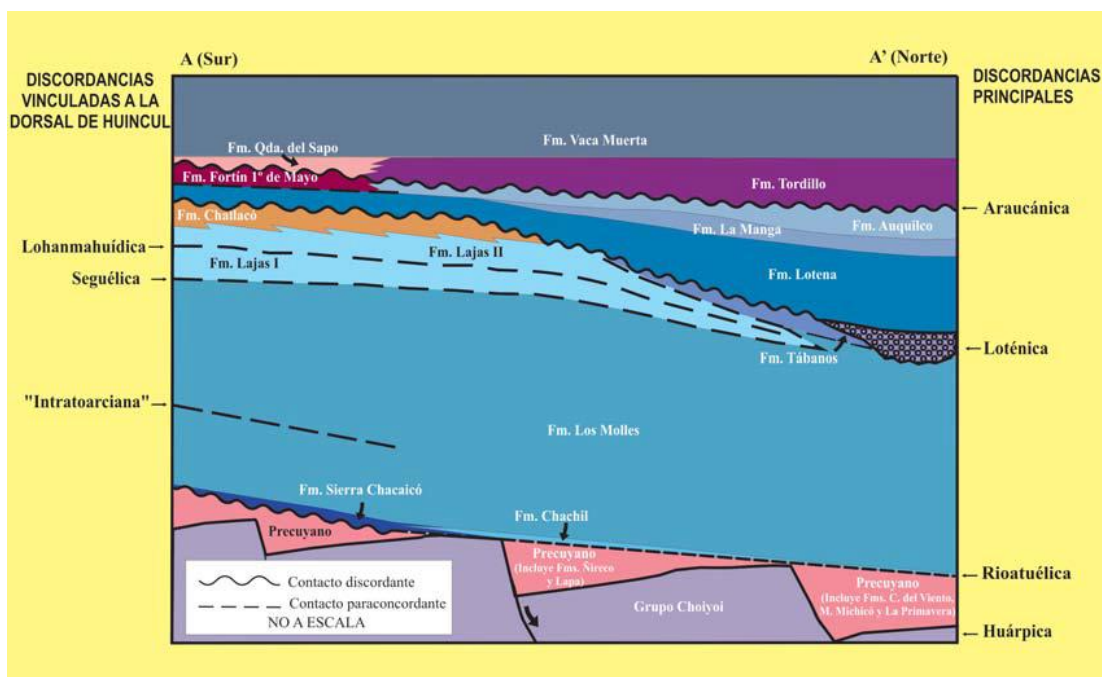


Fig. 5. Esquema regional mostrando las discordancias principales relacionadas con la Dorsal de Huincul (extraído de Leanza, 2009).

(IV) Grupo Cuyo

El ciclo Cuyano, que constituye la primer etapa de sedimentación marina que ocurrió en la Cuenca Neuquina en el Mesozoico, se inicia de acuerdo a observaciones realizadas por diferentes autores (Mosquera & Ramos, 2006; entre otros) en una transición entre un episodio de *rift* inicial, a una subsidencia generalizada que dominó el diseño evolutivo de la cuenca (fig. 6). Dentro de este ciclo los representantes sedimentarios de ambientes proximales de plataforma y continentales (fms. Lajas, Challacó y Punta Rosada) poseen una distribución con mayor desarrollo en áreas proximales, (más de 900 m en Cerro Lotena y yacimiento Río Neuquén), adelgazando hacia el interior de la cuenca.

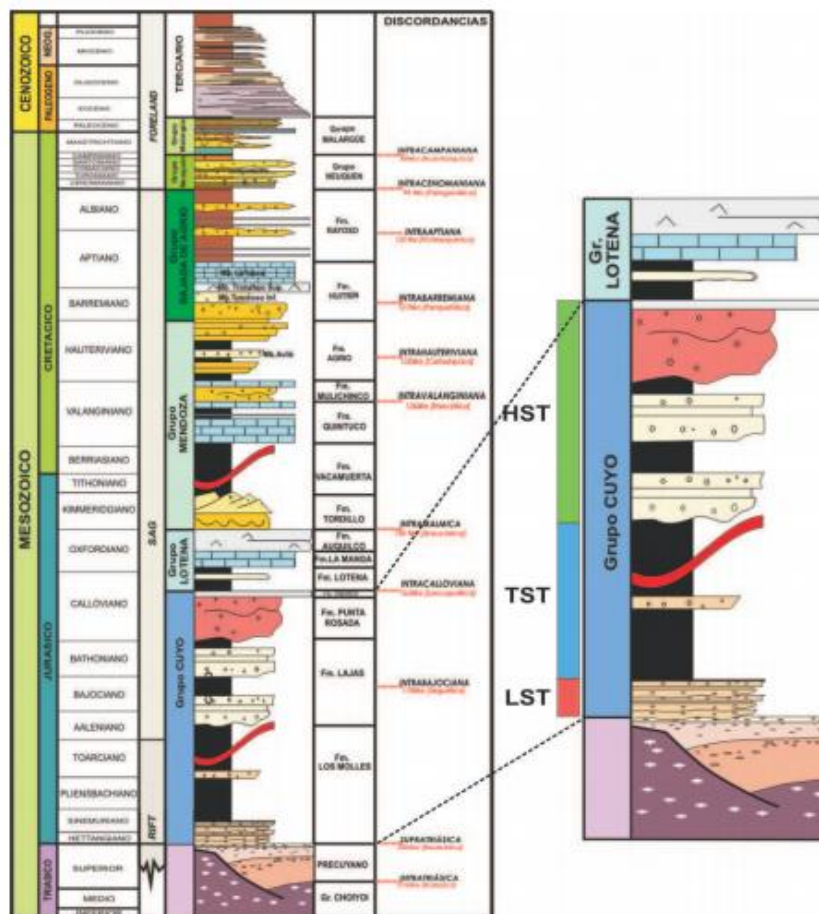


Fig. 6. Columna estratigráfica generalizada del Mesozoico de la Cuenca Neuquina con la posición relativa del Grupo Cuyo, mostrando cortejos de segundo orden (Extraído de Arregui et al., 2011).

(V) Formación Lajas

En 1931 Weaver, utilizó la denominación de Fm. Lajas para nominar a la sección arenosa, a su entender Caloviana, del perfil de la Sierra de la Vaca Muerta. No obstante, esta denominación fue extendida por Herrero Ducloux (1946), hacia el sur del Neuquén para diferenciar a las

capas arenosas con faunas marinas (que consideraba Calovianas) del resto del Caloviano; integrada por la Fm. Lotena de Weaver (1931). Su localidad tipo se encuentra en el flanco occidental de la sierra de la Vaca Muerta en el oeste de la Provincia del Neuquén, donde desarrolla espesores promedio de 200 m. Está integrada por areniscas y en menor medida pelitas oscuras y verdosas con abundantes restos carbonosos, y conglomerados depositados en ambientes marino somero, deltaico y estuarinos. Se encuentra depositada en una plataforma clástica dominada por tormentas/mareas, de manera diacrónica con las Fms. Los Molles y Challacó. Esta sucesión tiene un diseño progradacional y agradacional, granocreciente y estratocreciente, con regímenes de macromareas influenciados por el relleno de valles incisos producidos en períodos de caída del nivel relativo del mar y por corrientes mareales amplificadas por la geometría estructuralmente definida, triangular, de la bahía (Vergani *et al.*, 1995 en McIlroy *et al.*, 1999).

El espesor de la Fm. Lajas puede atribuirse en parte a una combinación de altas tasas de subsidencia y sedimentación (Legarreta & Uliana, 1999). El sedimento fue transportado desde el sur y el este en dirección norte a noroeste.

En el presente trabajo se citan los siguientes informes de referencia para describir la Formación Lajas: Zavala *et al.*, 1993; Kurcinka *et al.*, 2014 y Rossi & Steel, 2015.

Zavala (1993) describió doce (12) secciones estratigráficas regionales donde reconoció 4 secuencias depositacionales de tercer orden algunas de las cuales fueron subdivididas en unidades menores. Los ambientes depositacionales inferidos son deltaicos con variada influencia de ríos o mareas, estuarino y de plataforma abierta con influencia de olas y o corrientes litorales.

En base al análisis de las 12 secciones estratigráficas de detalle relevadas se identificaron 19 facies sedimentarias, las que de acuerdo a su agrupamiento natural definen 13 asociaciones de facies, correspondientes a los siguientes ambientes y subambientes deposicionales: plataforma costa afuera - prodelta, barra de desembocadura dominada por ola, barra mareal de plataforma a estuarina, Barra de desembocadura fluvio dominada, Barra de desembocadura de "*delta braiden*", llanura mareal, llanura deltaica inferior, pantano interdistributivo a bahía interdistributaria, canal estuarino, sistema fluvial meandriforme, sistema fluvial entrelazado arenoso, sistema fluvial anastomosado, sistema fluvial entrelazado gravoso. Litoestratigráficamente, las asociaciones de facies de Plataforma costa afuera prodelta corresponden a la Fm. Los Molles, las de Sistema fluvial anastomosado y Barreal a la

Fm. Challacó, perteneciendo el resto de las asociaciones de facies (esencialmente arenosas y conglomerádicas) a la Fm. Lajas.

Una de los perfiles levantados por Zavala (1993) fue realizado a unos 2 km al norte del sector analizado en esta contribución (Puesto Pichonleo). En este perfil realizado por Zavala (1993), se identificaron las secuencias JC4.5 y JC5. La secuencia JC4.5 se identificó en los 117 m basales, integrándose por secuencias de facies mayormente, granocrecientes y esencialmente arenosa de barras de desembocadura dominadas por ola y fluvio dominadas. Se interpreta que estas secuencias se depositaron en un ambiente marino somero, frente deltaico inferior a un frente deltaico superior, con baja influencia mareal. A los 117 m se dispone, mediante una discontinuidad estratigráfica, la base de la secuencia JC5. Esta se inicia con canales basales que corresponden al relleno de valles incididos, que pasan rápidamente a facies granocrecientes de barras mareales de plataforma. Por encima, se apilan pelitas de plataforma - prodelta, las que evolucionan hacia un frente deltaico, constituyendo secuencias de facies grano y estrato crecientes de lóbulos deltaicos fluvio dominados, modificados por ola. Las secuencias de facies de lóbulos deltaicos se disponen con un arreglo progradante, evolucionando en los niveles superiores a una llanura deltaica inferior (asociación con canales distributarios intercalados). Sobre la secuencia JC5 se localizan en contacto neto pelitas rojas de la secuencia JC6 (las que no fueron relevadas en este sector).

Kurcinka (2014) examinó un afloramiento de una sección de 6 km de largo, orientada NE-SO solo de la sección de Lajas Inferior (~ 200 m), ubicada al sur de Zapala, inmediatamente al este y al sur de paraje Los Molles, y se superpone parcialmente con el área estudiada por McIlroy (1999). Se registraron veintitrés secciones en total que van desde 10 m hasta más de 200 m de espesor. Las secciones verticales tienen separaciones laterales que van desde 15 m hasta 1200 m. Se han identificado dos secuencias en este estudio que contienen diferentes conjuntos de asociaciones de facies. La secuencia 1 está compuesta por un conjunto dominado por ríos, con prodelta, frente deltaico distal, barras de desembocadura dominadas por el río (frente deltaico proximal) y canales distributarios terminales (planicie deltaica). La secuencia 2 se compone de barras de desembocadura, canales y bahías interdistributarias dominadas por el río y por la marea. La Fm. Lajas inferior había sido interpretado previamente como dominado por mareas (McIlroy *et al.*, 2005), pero en este estudio realizado por Kurcinka (2014) se interpreta como un delta dominado por el río con alguna influencia de las mareas, especialmente en el *highstand* de la Secuencia 2.

Nuevos resultados muestran que la Fm. Lajas es un excepcional ejemplo de sistema de energía mixta con procesos de variabilidad a diferentes escalas (estratos, parasecuencia y secuencias). Esto provee una visión de lo que se puede esperar de un registro de rocas de un sistema de energía mixta rico en arenas. En el estudio realizado por Rossi & Steel (2015), se examinó una sucesión de aproximadamente 300 m de espesor de la Fm. Lajas inferior, incluye un análisis de facies, paleocorrientes y estratigrafía; bien expuesta a lo largo de las laderas de Cerro Lohan Mahuida (a lo largo del Arroyo Picún Leufú al suroeste de la ciudad de Zapala, Provincia de Neuquén). Los afloramientos de esta unidad en el área de estudio muestran claramente como un sistema deltaico de energía mixta, donde alternan el dominio de procesos fluviales con el dominio de procesos de redistribución (olas, corrientes y mareas). Difiere significativamente de los clásicos sistemas deltaicos oleaje dominados o río dominados. El entorno deposicional general de la fm. Lajas se interpreta como una sistema deltaico con influencia de marea de energía mixta, con subambientes asociados: llanura costera superior, llanura costera inferior (incluidos canales distributarios, bahías y lagunas interdistributarias), costas desarrolladas lateralmente, plataforma deltaica subacuática, frente deltaico y prodelta. Una característica particular de esta sucesión deltaica regresiva global es que sus tramos distales a medios fueron intensamente rediseñados por las corrientes de las mareas. Es probable que esta reelaboración de las mareas haya sucedido durante los períodos de transgresión, tal vez aumentada por el cambio y el abandono autigénico de lóbulos.

(VI) Metodología de Trabajo

El desarrollo de las tareas de investigación comprendió principalmente tres fases: la primera abarcó la selección estratégica de los puntos donde fueron confeccionados los perfiles dentro del área de estudio (fig.7); la segunda fue la preparación de la logística y la confección de los perfiles, la cual fue realizada en conjunto con Silvio Chávez, que realizó un análisis estratigráfico de secuencias de alta resolución para su trabajo final de licenciatura (Chávez, 2018); finalmente la tercera, consistió en el procesamiento de la información en gabinete, confección del informe final y presentación del mismo (fig. 8).

Luego de la selección del lugar de estudio se establece como base principal del trabajo la realización de los dos perfiles; el perfil 1: de 342 m de espesor y el perfil 2: 292 m de espesor, aproximadamente. En cada punto de control se realizaron todas las observaciones necesarias (espesor y geometría de los bancos, litología, estructuras sedimentarias, contenido de fósiles,

medición de paleocorrientes) y la obtención de material fotográfico. Estos perfiles fueron efectuados durante dos campañas geológicas.

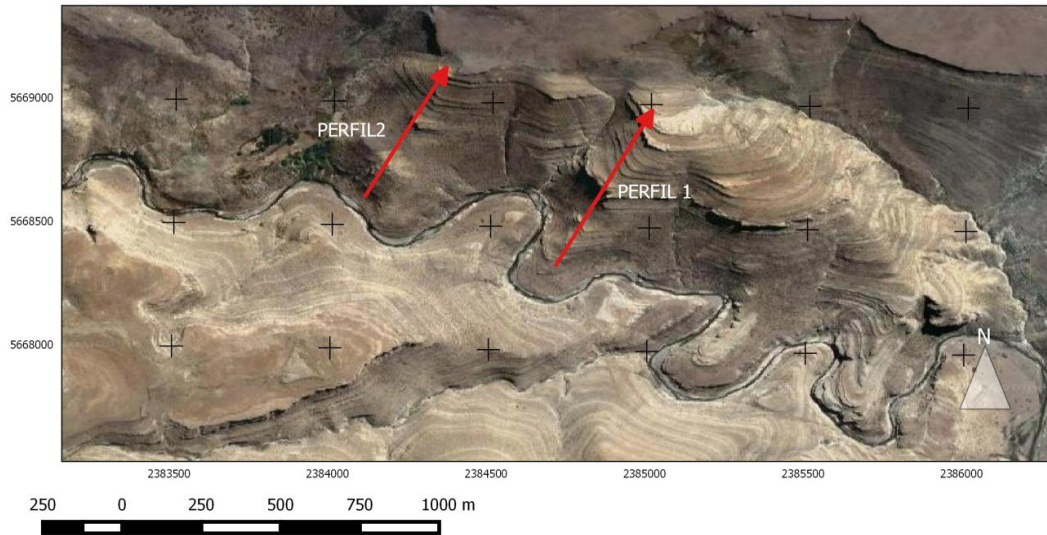


Fig. 7. Mapa de ubicación de los perfiles.

Se enfatizó en la observación de la textura de las rocas (granulometría, selección, color y si fuera posible definir sus componentes) para la individualización de las diferentes litologías, las estructuras sedimentarias y geometría de los cuerpos como también sus tipos de contactos. Con esto se realizó una clasificación de facies y secuencia de facies como ilustra los textos del “Facies Models” (Walker & Posamentier, 2006). En la figura 8 se presenta un esquema de trabajo. Todas estas interpretaciones permitieron definir o proponer una interpretación paleoambiental. Las herramientas utilizadas en el campo fueron: comparador granulométrico, lupa de mano, escalímetro, báculo de Jacob, brújula y cámara fotográfica.

Con los datos obtenidos en el campo se procedió a realizar el perfil sedimentológico a escala 1:200 para cada sección mediante un programa de diseño (CANVAS), describiendo con detalle todas sus propiedades anteriormente mencionadas e interpretando la arquitectura y génesis depositacionales, y adosando las imágenes más relevantes que hayan sido tomadas en el campo. Posteriormente se procedió a realizar la correlación de ambientes depositacionales de las dos secciones analizadas y así se obtuvo conclusiones respecto de la evolución en dos dimensiones de la paleogeografía de la Fm. Lajas.

Se tomó como referencia con todas las interpretaciones realizadas por otros autores, ya mencionados en la sección de antecedentes, que pueden tener semejanzas o diferencias con la

información aquí recolectada, y este es el valor intrínseco del trabajo realizado. Se estableció un modelo de los ambientes depositacionales presentes, su evolución vertical y lateral. Finalmente se elaboraron conclusiones que permitieron proyectar la evolución de los ambientes reconocidos fuera del sector analizado.

La correcta interpretación de antiguos depósitos sedimentarios, requiere de conocimiento sobre dos separados aspectos de la sucesión sedimentaria: interpretación de los ambientes depositacionales originales, usando las técnicas del análisis de facies, como ilustra los textos del “Facies Models” (Walker & Posamentier, 2006); y la subdivisión de sucesiones estratigráficas genéticamente relacionadas usando los principios de la estratigrafía de secuencias. La integración de estas dos líneas de investigación permitió la reconstrucción paleoambiental, que muestra como las facies depositacionales están relacionadas en espacio y en tiempo. A partir de esto es posible el desarrollo de historias depositacionales más precisas, para predecir la localización y geometría de las facies (Dalrymple, 2007).

La interpretación de los depósitos sedimentarios, utilizando los conceptos y técnicas del análisis de facies, fueron tratados y utilizados en el presente trabajo. En cuanto a la subdivisión de sucesiones estratigráficas genéticamente relacionadas usando los principios de la estratigrafía de secuencias, se toma como apoyo y referencia, con el fin de realizar una integración, entre ambas líneas de análisis, a partir del estudio realizado por Chávez (2018).

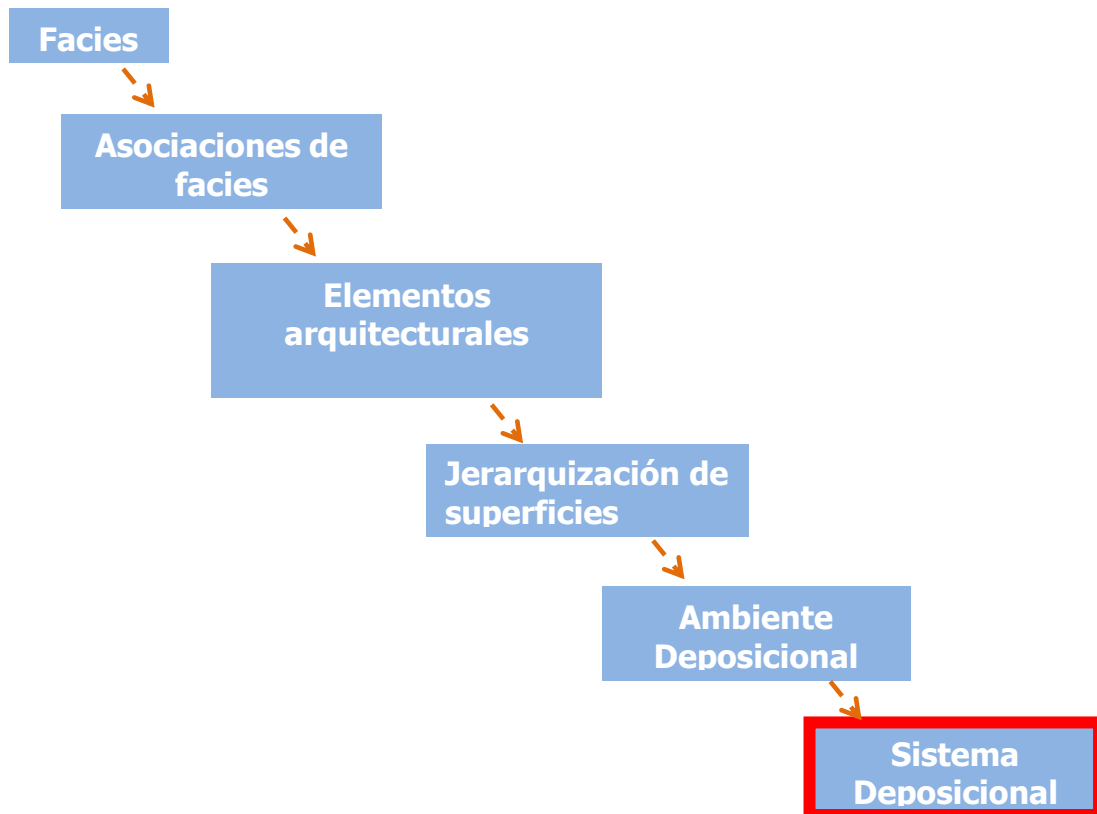


Figura 8. Esquema de trabajo en gabinete.

(VII) Resumen de Términos:

El concepto de **facies** es muy antiguo, en este trabajo se considera a las facies como: *“cuerpo de roca caracterizado por una combinación particular de litología y estructuras físicas y biológicas que imprimen un aspecto que es distinto de las rocas adyacentes. Las características usadas para definir facies son generalmente aquellas que poseen un significado genético”* (Dalrymple, 2010).

En muchos estudios, las facies pueden haberse definido en una pequeña escala, con sutiles diferencias entre las mismas (por ejemplo, Walker, 1984). Esta subdivisión puede resultar en esquema de facies en las que las diferencias descriptivas superan nuestra capacidad de interpretar las pequeñas variaciones. Por lo tanto, es útil en tales estudios combinar facies estrechamente relacionadas en **asociaciones de facies**, o *“grupos de facies genéticamente relacionadas entre sí o que tengan alguna significancia ambiental”* (Collinson, 1969). Estas asociaciones de facies a gran escala también han sido denominadas **elementos arquitecturales**

(Allen, 1983), que denotan los componentes básicos de los diversos sistemas deposicionales (por ejemplo: barras, canales, depósitos de desborde, etc.).

Ciertas facies y elementos arquitecturales ocurren universalmente, en sedimentos recientes y antiguos; y en muchas cuencas diferentes alrededor del mundo. Generalmente, las sutiles diferencias que permiten definir las facies individuales pueden ser el resultado de muchos factores locales a pequeña escala que afectan la deposición. Los elementos arquitecturales son los componentes a menor escala de un sistema de depositacional, por lo tanto tendrán una tendencia a ser de naturaleza más general, menos influenciados por factores locales, y por lo tanto más universales en su aplicación.

El término **sucesión de facies** implica que ciertas propiedades de las facies cambian progresiva y sistemáticamente en forma vertical u horizontalmente. La importancia de reconocer tales sucesiones es la de colocar la facies individual dentro de un contexto, esto es clave para distinguir un ambiente en particular, por lo que la sucesión de facies contribuyen como información fundamental, que las facies individuales por si solas no pueden dilucidar.

La relación entre los ambientes deposicionales en el espacio y las sucesiones estratigráficas resultantes desarrolladas a través del tiempo fue desarrollada por Johannes Walther (1894) en su Ley de Correlación de Facies.

En la segunda edición de Facies Models (Walker, 1984), en el cual es claro que las "facies" son los bloques de construcción a menor escala de los registro sedimentario. Las facies pueden organizarse en "secuencias de facies" (hoy se usa el término asociación de facies), y varias secuencias o asociaciones en un ambiente deposicional particular.

El modelado de facies, implica una síntesis de información de ambientes deposicionales antiguos y recientes, en un esfuerzo por comprender la naturaleza, escala, heterogeneidad y el control de procesos físicos en los elementos representados en cada ambiente. El objetivo es identificar las características sobresalientes de sedimentos recientes y rocas, de manera que estas características pueden ser identificadas, combinadas e introducidas en modelos que caracterizan ese ambiente en particular.

(VIII) Ambientes sedimentarios de transición

La **costa** es una zona amplia que se desarrolla entre el límite tierra adentro en la que operan los procesos aluviales y costaneros al límite mar adentro de los procesos marinos. Incluye deltas, playas, islas barrera, planicies de marea y estuarios, así como todas las partes de la planicie costera afectadas por la proximidad a una línea de costa.

Las costas pueden ser predominantemente erosivas o depositacionales. Las costas erosivas pueden estar limitadas por acantilados o por sedimentos poco consolidados. Las costas depositacionales pueden carecer de sedimentación terrígena, en cuyo caso se producen sedimentos bioquímicos, o recibir un aporte terrígeno sustancial, que proviene del continente a través de sistemas fluviales o que proviene de costas adyacentes o la plataforma a través de procesos marinos. Las costas depositacionales, por tanto, reflejan el balance entre un conjunto de procesos vinculados al aporte de sedimentos por procesos fluviales (o que ingresan por otras fuentes) y la capacidad de transportar estos sedimentos en el medio costero por procesos intracuencales, los principales son las olas de buen tiempo y las mareas, realizadas episódicamente por olas de tormenta (fig. 9).

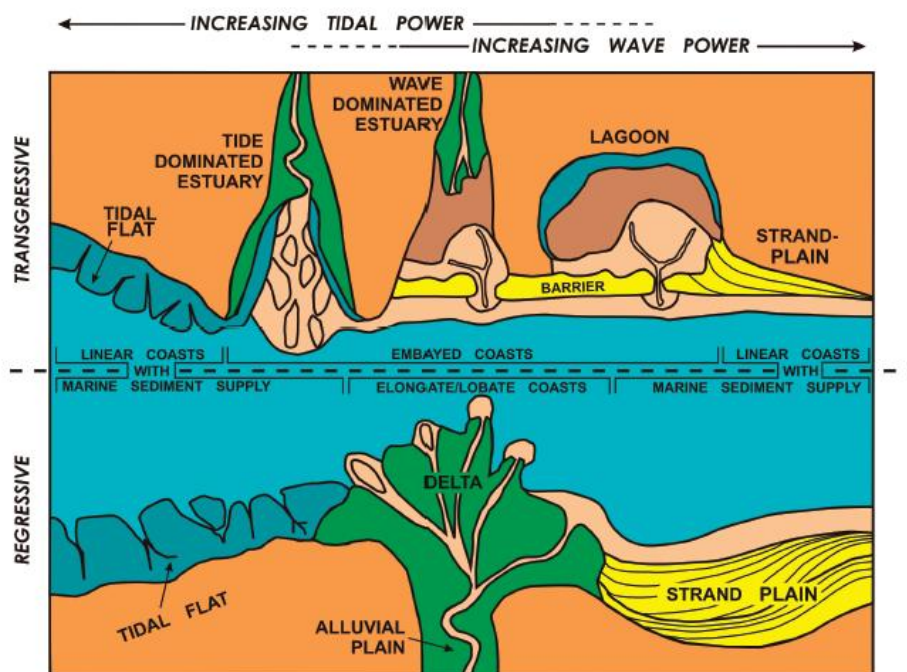


Figura 9. Vista en planta de costas transgresivas y regresivas, formadas en condiciones variables de intensidad de la energía de las mareas, del oleaje y de la provisión de sedimentos continentales o marinos (extraído de Boyd *et al.* 1992).

La identificación de la línea de costa como específicamente deltaica suele requerir un buen control tridimensional de los patrones de facies, este puede consistir de mapas de distribución de litofacies mostrando un engrosamiento y estrechamiento de la sucesión clásica hacia el punto de entrada fluvial, y en mar adentro la nombrada protuberancia litoral.

La naturaleza regresiva de los ambientes deltaicos produce dos características fundamentales, el desarrollo de sucesiones de facies somerizantes hacia arriba, es decir, sucesiones de facies granocrecientes y estratocrecientes, patrones de cuerpos clinoformes hacia el mar (progradaciones), y diseños de los cuerpos de sedimentos lobulares o elongados de acuerdo a la influencia predominante de ríos, mareas u olas (Bhattacharya, 2010).

La clasificación tripartita comúnmente utilizada de los deltas (fig. 10, Galloway, 1975) se basa en la idea de que la relación entre los procesos fluviales, del oleaje y de marea; da como resultado una morfología de vista en planta diferente e identificable de depósitos resultantes, así como sucesiones de facies internas características.

Los términos "dominado" versus "influenciado" nunca han sido adecuadamente distinguidos. Estos podrían ser cuantificados en términos de energía del oleaje o marea en la costa frente a la descarga de sedimentos o la velocidad de sedimentación en la desembocadura del río u otros parámetros medibles. Pero estos son prácticamente imposibles de medir o determinar en un sistema antiguo. Otra posibilidad sería medir la proporción física de facies que se formaron por ola, marea o procesos fluviales. Este enfoque que se ajusta más a sistemas antiguos, puede ser especialmente aplicable al modelado de yacimientos o acuíferos, donde la arquitectura de las facies puede tener un control de primer orden sobre el comportamiento del flujo.

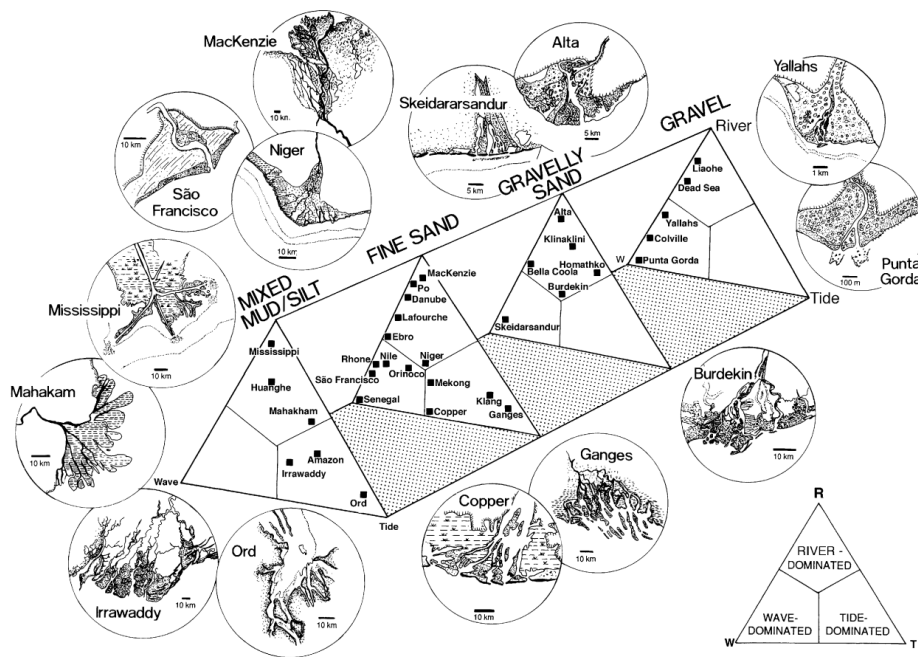


Fig. 10. —Triángulo de Galloway (1975) extendido para incluir el control de la granulometría (extraído de Orton & Reading, 1993; Reading & Collinson, 1996)

Muchos factores pueden tener influencia en la forma del delta, parte de la forma de la entrada fluvial y del retrabajo de los depósitos por parte del oleaje y la marea. Se enfatiza también en el tamaño de la cuenca de drenaje, el entorno tectónico, y el clima. En concordancia con la subidas y bajadas del nivel de base. Estos factores no son para nada independientes, el tipo de sedimento y la tasa de suministro, por ejemplo, son una función del tamaño, el relieve, el clima y la geología subyacente en la cuenca de drenaje. El relieve puede depender de la tectónica de la cuenca de drenaje. La energía de las olas o de las mareas puede ser una función de la eustasia, la pendiente de la plataforma, el tamaño, la forma de la cuenca receptora, y la energía de las olas también está relacionada con el clima (por ejemplo, dirección y fuerza del viento).

La distribución interna y la morfología externa de un depósito deltaico depende: 1) si la salida del río es más densa (hiperpicnal), igual de densa (homopicnal) o menos densa (hipopicnal), que el agua de cuenca receptora; 2) la interacción de la pluma del río con los procesos marinos, los cuales pueden incluir oleaje, mareas, tormentas y corrientes oceánicas; 3) de la posición física del delta en la cuenca; y 4) el grado en el cual los sedimentos derivados del río son retrabados por los procesos marinos.

La mayoría de los deltas marinos tienden a ser asumidos como hipopicnales, pero muchos ríos experimentan dramáticos cambios en sus descargas en función de cambios estacionales del

clima, o como resultado de mayores inundaciones asociadas con tormentas. Como consecuencia, muchos ríos pueden alternar desde condiciones hipopícnas a hiperpícnas. (Dalrymple, 2007).

Cuando un río ingresa a agua salada, la densidad del agua fresca del río más su carga de sedimento, puede ser menos densa que el agua del mar, causando un flujo hipopícnal. Los sedimentos suspendidos son llevados dentro de la cuenca receptora como una pluma flotante, resultando en depósitos de baja pendiente. Estas plumas de barros pueden ser dirigidas a lo largo de la plataforma por el oleaje, giros oceánicos o corrientes de circulación oceánica.

Las cargas de fondo de los ríos detienen su movimiento en el punto en el que el flujo se expande, formando barras de desembocadura, mientras que las cargas suspendidas de barro son transportadas hacia la cuenca. Dependiendo de la estabilidad de la pluma, las plumas pueden producir subcúneos canales distributarios con *levees* que pueden causar barras y canales de forma elongada y barras arenosas (Fisk, 1961).

Un flujo hiperpícnal puede causar que el sedimento pase la línea de costa o las barras de desembocadura y se deposite en la zona de *offshore* como un flujo de densidad. Debido a que el momento del flujo excede la capacidad del cuerpo de agua para frenar su movimiento, estos deltas son llamados "inercia dominado" (Bates, 1953). Pueden ser importantes en la alimentación de sistemas de aguas profundas, durante períodos de bajo nivel del mar o en áreas donde el río puede estar suministrando sedimentos directamente a aguas profundas. El depósito resultante de un flujo hiperpícnico es, un lodo fluido, o una carga de lecho (turbidita).

En los entornos homopícnas puede haber un mayor grado de mezcla entre el río y el cuerpo de agua. Estas situaciones son comunes en deltas de agua dulce y también pueden ocurrir en entornos marinos donde la cantidad de carga de lecho es alta. En aguas poco profundas, la fricción en el lecho provoca una rápida desaceleración y desarrollo de una barra de desembocadura que causa que el canal distributario asociado se bifurque; ajustes de este tipo se han denominado "dominados por fricción" (Wright, 1977).

Los deltas están compuestos por tres tipos de subambientes de depositación (fig. 11): planicie deltaica (donde el río es el proceso dominante), el delta frontal (de grano más grueso; área donde el río y los procesos cuencales interactúan) y el prodelta (primariamente de sedimentos finos).

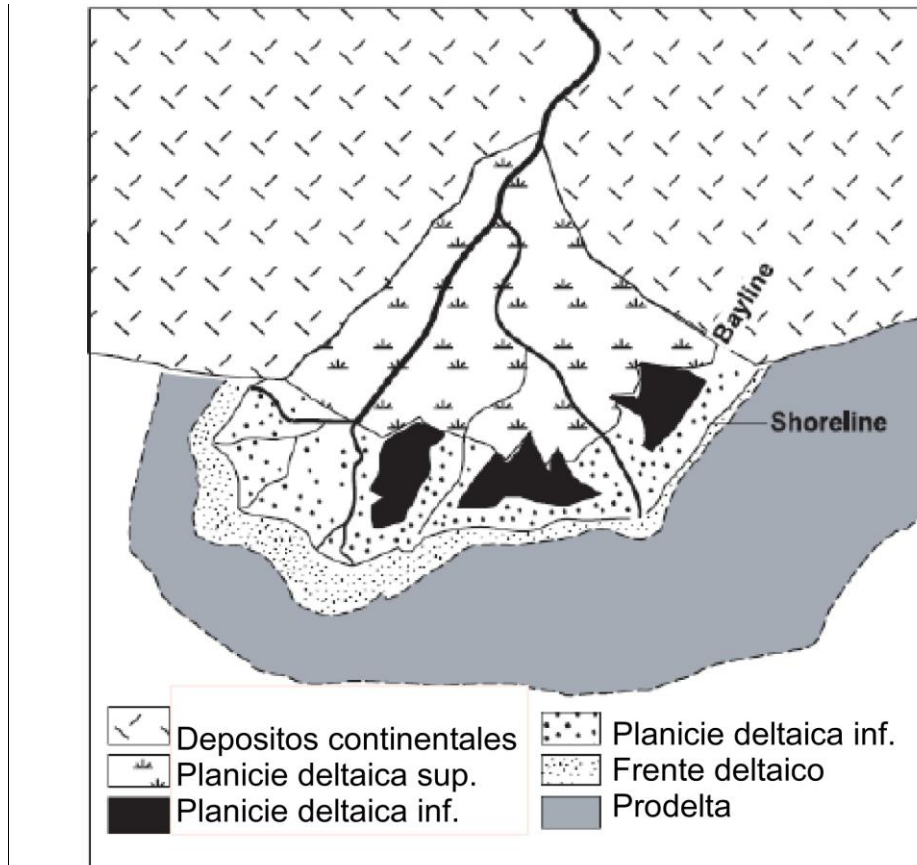


Fig. 11: Subambientes geomorfológicos de un delta (extraído de Posamentier y Walker, 2006).

La planicie deltaica es definida por la presencia de los canales distributarios. Incluye una amplia variedad de productos no marinos a salobres, a sub-ambientes de humedales incluyendo, pantanos, planicies de marea, lagunas y bahías interdistributarias. El límite terrestre de la planicie deltaica es el punto donde el río troncal se convierte en no confinado y se divide en canales distributarios. El límite inferior del planicie deltaica inferior se define en la línea de costa de marea alta (Elliott, 1986) o la línea de costa de marea baja, que incluye el *foreshore* (Coleman y Prior, 1982).

Los elementos arquitecturales arenosos en la planicie deltaica incluyen canales en varias escalas, que pueden migrar o apilarse para formar cuerpos de canal o lechos de canal. Los cuerpos internos del canal consisten en barras (macroformas) y formas lechos de pequeña escala, análogas a los elementos arquitecturales descritos en la literatura fluvial. El número de diferentes escalas de canales se relaciona con el orden de bifurcación, que puede ser alto en deltas dominados por los ríos y bajo en deltas dominados por las olas. Por desgracia, el orden de bifurcación es muy difícil de determinar en los afloramientos o en los ejemplos subsuperficiales, aunque esto puede ser posible en entornos seleccionados o exposiciones de

afloramiento particularmente buenas (por ejemplo, Bhattacharya & Tye, 2004). En las áreas alejadas de los canales distributarios pueden encontrarse depósitos de *crevasse splays* y depósitos *levee*. La llanura deltaica también se compone de numerosos ambientes de humedales con abundante material fino.

El delta frontal es definido como la línea de costa y el fondo del mar adyacente de la inmersión (Elliott, 1986). Es un área dominada por sedimentos gruesos (arenas y gravas). Los frentes deltaicos rio dominados típicamente consisten de una compleja asociación de canales distributarios terminales y barras de desembocadura que confluyen para formar barras asociadas y depósitos de lóbulos.

Los elementos arquitecturales de los frentes deltaicos consisten en elementos de barra de desembocadura, que a su vez construyen conjuntos de barras y forman lóbulos de deposición. Puede haber varias escalas de aglutinación de barras y agrupaciones de lóbulos, especialmente en sistemas de delta continentales, dominados por los ríos. Las barras de desembocadura están a su vez íntimamente asociadas con los canales distributarios terminales. En los deltas dominados por los ríos y aguas poco profundas, dominados por la fricción, estos canales suelen ser sólo de unos pocos metros de profundidad y unas pocas decenas a unos pocos cientos de metros de ancho. Los márgenes distales de las barras son comúnmente formados por elementos de expansión frontal o canales subacuáticos. Los canales suelen escurrir sólo unos pocos metros y pueden estar íntimamente asociados con los cuerpos de expansión frontales. Las dimensiones de los *splays* son en gran parte desconocidas, los cuales pueden coalescer para formar una franja de arena distal de delta frontal.

Las olas suavizan las barras de desembocadura alargadas en dirección paralela a la costa. La capacidad de las olas de extender una barra depende de la relación entre descarga fluvial y la capacidad de transporte de la deriva litoral. En deltas con regímenes de energía de olas o mucha capacidad fluvial, las barras de desembocadura pueden extenderse muchos kilómetros a lo largo de la costa. Las mareas comúnmente dividen la barra, o la distribuyen en dirección normal de la costa. Las mareas también pueden causar canales distributarios y, a su vez, las barras asociadas estables.

El prodelta es interpretado como un área donde el material fino y el sedimento se depositan lentamente por suspensión. Los depósitos de prodelta pueden ser más o menos extensos, dependiendo de las tasas de sedimentación. Los sedimentos del prodelta pueden interestratificarse hacia el mar con sedimento fino y hemipelágico comúnmente calcáreo del

fondo de la cuenca. También suelen presentar sedimentos más gruesos los cuales son depositados durante eventos de tormenta o una inestabilidad sucedida en el delta frontal (talud), como un flujo hiperpícnico.

La característica predominante de la progradación de un delta es la sucesión de facies granocrecientes, que muestra una transición de depósitos fangosos de prodelta, a arenas y barras de desembocaduras del frente deltaico, para finalizar con canales de la planicie deltaica.

En los deltas dominados por ríos, las facies de prodelta consisten en capas delgadas de lutitas laminadas, heterolíticas, con o sin areniscas. Las limolitas y areniscas pueden ser masivas o tener estratificación, y muestran gradación normal o inversa producto de grandes descargas de sedimentos. Son frecuentes las estructuras generadas por el oleaje al tope de los cuerpos arenosos, *climbing ripples* o *hummocky* en situaciones de grandes tormentas, y estructuras por deformación debido a las altas velocidades del flujo. Las facies arenosas de frente deltaico reflejan la rápida depositación de flujos unidireccionales de las barras de desembocaduras, con estructuras entrecruzadas, *ripples*, estratificación plana, capas masivas y secuencias turbidíticas (Fig. 12). Cuando la influencia es mareal, se desarrollan sucesiones granocrecientes con variaciones internas, con estructuras heterolíticas, *mud drapes*, *tidal bundles* y estratificación bidireccional, entre otras (Bhattacharya, 2010).

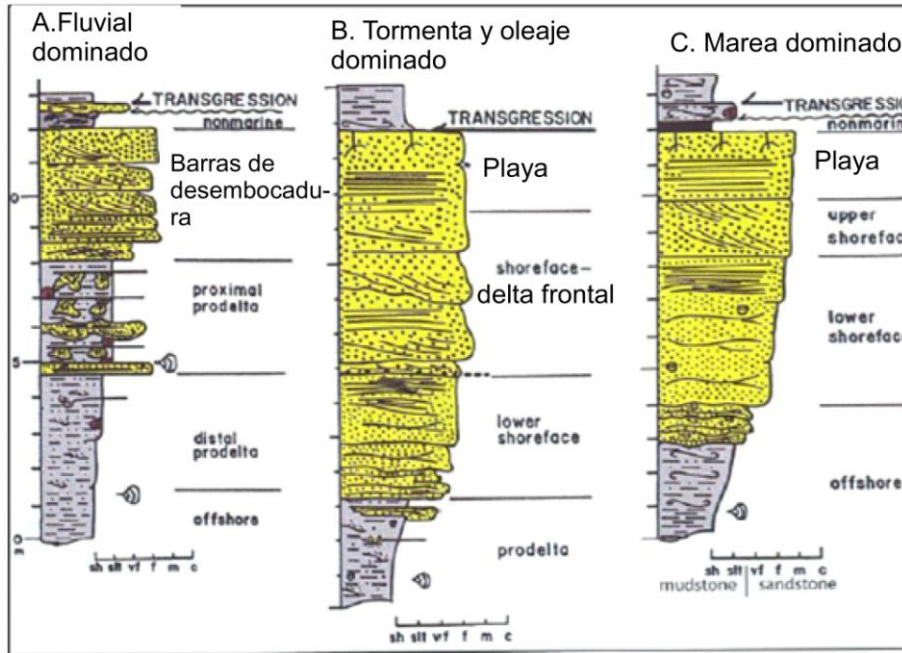


Fig. 12: Perfiles con patrón de apilamiento progradacional, con las asociaciones de facies correspondientes a cada subambiente, en deltas dominados por ríos, o por olas. El patrón de apilamiento granocreciente y estratocreciente es característico de este ambiente (extraído de Bhattacharya, 2010).

La transición entre los ambientes terrestres (río) y las plataformas marinas contiguas, representa un ámbito donde ocurren los más profundos cambios en las condiciones de depositación que puede ser encontrado en cualquier parte de la tierra. Hay muchos factores que influyen la naturaleza de los cambios dramáticos a través de esta zona. Los más fundamentales son estos:

- 1) La batimetría y la geomorfología - de aguas poco profundas, ambientes canalizados en la costa - a profundos, no confinados, configuraciones en la plataforma;
- 2) Las fuentes de energía movilizadora de sedimento - de puramente corrientes de río a mareales, olas y/o corrientes oceánicas en la plataforma.
- 3) la frecuencia, velocidad y dirección del movimiento del sedimento, unidireccional y continuo a estacional o controlado por el río; con vías de transporte mutuamente evasivas en mareas, con una tendencia hacia el transporte residual dirigido hacia tierra; a episódica ya sea paralela a la costa en configuraciones de plataformas dominadas por olas o en costa afuera en entornos de plataforma dominados por las mareas.

- 4) la salinidad del agua - de aguas frescas (dulces), pasando a salobres a completamente marinas.

Estos cambios que no son directamente observables en el registro de rocas, pero generan muchas alteraciones en las características sedimentarias que sí son observables, incluyendo, tamaño de grano del sedimento, sus características y su distribución espacial, etc.

(IX) Facies identificadas:

Tipo de facies	Facies	Litología	Estructura sedimentaria	Geometría	Espesor (m)	M O	Bioturbación	Interpretación
Facies Pelíticas / Heterolíticas	F 1.1	Limoarcillitas negras a grises y delgadas capas de areniscas finas a muy finas	Sin estructura	Tabular de gran tamaño	6	Abundante	Moderada	Bahía interdistributaria (planicie deltaica) / prodelta
	F 1.2	Interestratificación de areniscas finas y limolitas	Estratificación planar; masivas; laminación plano paralela	Tabular de pequeño tamaño	3 a 4	Escasa	Ausente a moderada	Flujos hiperpícnicos (prodelta) / Planicie deltaica inferior
	F 1.3	Heterolíticas (areniscas finas y limolitas)	Estratificación flaser y wavy; Estratificación planar de alto régimen; ondulitas de corriente	Tabular	2 a 3	Abundante	Abundante	Parte distal de depósitos de desborde (planicie deltaica) / Parte distal barra de desembocadura (frente deltaico a prodelta)
Facies Psamíticas	F 2.1	Limolitas a areniscas finas	Laminación plano paralela	Tabular	1 a 5	Escasa	Moderada	Frente deltaico distal / Prodelta
	F 2.2	Areniscas finas a medias (niveles de gravas)	Masiva (retrabajo de ondulitas)	Tabular	2 a 3	Escasa	Moderada a alta	Relleno de canal / depósitos de desborde / barra de desembocadura
	F 2.3	Areniscas finas a medias	Estratificación cruzada planar	Tabular / lenticular	2 a 4	Abundante (bioclastos y fitoclastos)	Moderada	Relleno de canales distributarios / barra de desembocadura
	F 2.4	Areniscas finas a medias	Masiva; difusas estratificación plano paralelas/estratificación cruzada planar	Lenticular de pequeña tamaño	2	Abundante	Moderada	Depósitos de desborde (planicie deltaica)
	F 2.5	Areniscas finas a medias	Estratificación cruzada de bajo ángulo y masiva con andulitas de oscilación	Lenticular	1 a 2	-	Abundante	Barra de desembocadura con influencia del oleaje
	F 2.6	Areniscas medias (presencia de delgadas capas de materiales finos)	Estratificación cruzada planar a sigmoidal	Tabular / lenticular	2 a 3	Moderada	Abundante	Relleno de canales distributarios (planicie de deltaica distal) / Barra de desembocadura (frente deltaico), ambas con influencia de marea

	F 2.7	Areniscas medias a finas	Estratificación cruzada planar; estratificación cruzada en artesa.	Lenticular pequeña escala	1	Abundante	Moderada	Canales de desborde (planicie deltaica)/ Canales distributarios terminales
	F 2.8	Areniscas medias a gruesas	Estratificación cruzada en artesa; ondulitas de corriente al tope	Lenticular de gran escala / tabular	2 a 4	Escasa	Moderada	Relleno del canal fluvial-deltaico / Canales distributarios dominados por el río / barras de desembocadura
	F 2.9	Areniscas medias a muy gruesas (presencia de gravas)	Estratificación en artesa de gran escala; estratificación entrecruzada tabular-planar; abundantes ondulitas de corriente y gradación normal	Lenticular	2 a 4	Abundante	Ausente	Relleno de canal en la planicie deltaica superior
	F 3.1	Areniscas medias, lentes de de gravas y bioclastos	Sin estructura	Lenticular	3	Abundante	Valvas de bivalvos desarticuladas, pero intactas	Depósitos sobre la superficie de ravinamiento / Depósitos gruesos en la base del relleno de canal
	F 3.2	Packstones	Sin estructura	Tabular	3	Escasa	Ausente	Episodio de alta energía; tempestita
	F 3.3	Areniscas finas a medias	Estratificación entrecruzada tipo hummocky;	Tabular	1	Escasa	Escasa	Frente deltaico distal / Prodelta

Tabla 1. Facies identificadas en el área de estudio y sus características.

Facies 1.1 - Unidad pelítica tabular, lateralmente extensa (F 1.1)

Descripción:

Esta facies está compuesta fundamentalmente por limolitas masivas de color gris oscuro a negro (fig. 13). Internamente en menor proporción y relativamente aisladas, presenta delgadas capas de areniscas de granulometría muy fina a fina, color castaño claro, con difusas laminaciones paralelas. Estos bancos en conjunto son tabulares de espesor generalmente variable (cuerpos de 1 a 6 m), y su continuidad lateral es del orden de algunas centenas de metros. El color negro es generado por el alto tenor de materia orgánica y/o carbón. Presenta moderada a abundante bioturbación.



Fig.13. Limolitas color gris oscuro (perfil 1).

Interpretación hidrodinámica y subambiente inferido:

El carácter predominantemente pelítico de la facies indicaría que el proceso principal fue la decantación arcilla, limo y detrito vegetal a partir de aguas calmas (Zavala, 1993). Las pequeñas capas de arena son probablemente depositadas por flujos de baja densidad, plumas hiperpícnicas dispersadas desde la desembocadura del aporte continental. Esta facies se interpreta, dependiendo de las asociaciones de facies con las que se asocie, como parte de una bahía interdistributarias (planicie deltaica) o es asignada a un prodelta.

Facies 1.2 - Unidad tabular interestratificada (limo y arenas finas), lateralmente extensa.

Descripción:

Esta facies está constituida por una interestratificación de cuerpos arenosos amarillos a blanquecinos y limolitas grises oscuras. Estos cuerpos tienen un espesor de 3 a 4 m, con gran continuidad lateral.

Las limolitas no presentan mayormente estructura, aunque en ocasiones se observan laminaciones. Poseen un espesor variable. En las partes más basales de los perfiles pueden presentar fósiles de invertebrados marinos.

Los depósitos arenosos, poseen granulometría fina a mediana, con espesores variando en el orden de decenas de centímetros, pueden ser masivos o presentar estructuras sedimentarias plano paralelas y hacia el tope ondulitas de corriente. Pueden presentar abundante bioturbación en el tope de los cuerpos.

La geometría del cuerpo es tabular. La alternancia de areniscas con limolitas suele presentar un patrón de apilamiento con incremento de granulometría y espesor en las unidades de areniscas, conjuntamente con una disminución del contenido de arcillitas y/o limolitas, hacia la parte superior.

Interpretación hidrodinámica y subambiente inferido:

La interestratificación de paquetes con granulometría tan distinta indica que la facies es resultado de más de un tipo de proceso deposicional.

Las limolitas fueron depositadas por decantación en condiciones sub-acuosas de baja energía. Los paquetes de areniscas que presentan laminación plano paralela posiblemente fueron depositados en condiciones de flujo unidireccional sub-acuoso de alto régimen de flujo, y baja energía. Las ondulitas asimétricas son indicativas de la desaceleración del flujo a una condición de bajo régimen. Estos depósitos arenosos pueden estar asociados a flujos hiperpicnales (prodelta).

Facies 1.3 - Unidad tabular, heterolítica.

Descripción:

Corresponde a depósitos heterolíticos (laminación tipo *wavy* a *flaser*), con predominio de arenas, con arcillitas y/o limolitas de color gris oscuro subordinadas. El espesor de los cuerpos varía de 2 a 3 m, con gran continuidad lateral.

Los paquetes de arenas, son de granulometría muy fina a fina, con espesores variando de centímetros a milímetros. Pueden mostrar estructuras sedimentarias plano paralelas u óndulas de corriente, en ocasiones se observan *climbing ripples*. Poseen abundante contenido de carbón y restos vegetales (fitoclastos). Pueden presentar importante bioturbación en el tope de los cuerpos.

Las arcillitas y/o limolitas, se encuentran a veces laminadas. La continuidad lateral es grande del mismo orden de los paquetes de areniscas. Presentan un contenido variable de carbón y fragmentos vegetales (fig. 14).



Fig. 14. Estratificación heterolítica, con abundante materia orgánica (referencia: bastón 1,5m). Fotografías perfil 1.

Interpretación hidrodinámica y subambiente inferido:

El origen de estas unidades se relaciona a corrientes que experimentaron variaciones en su poder energético y aporte sedimentario. Durante condiciones de energía moderada, se produce la movilización de arena como carga de lecho con desarrollo de ondulitas, mientras que durante condiciones de baja o nula energía, se produce la acumulación de las fangolitas.

La abundante cantidad de materia orgánica terrestre, es debido a una proximidad de la fuente de aporte continental.

De acuerdo a los procesos identificados se interpreta que esta facies se habría depositado en un cuerpo de agua somero y restringido, pudiendo corresponder a una planicie deltaica o a un frente deltaico distal a un prodelta.

Facies 2.1 - Unidad arenosa tabular, lateralmente extensa, estructuras plano paralelas

Descripción:

Corresponde a paquetes constituidos por cuerpos arenosos, en ocasiones pequeños niveles de limolitas. Los cuerpos arenosos son amarillos a blanquecinos, de granulometría fina hasta media. Sus espesores varían de 1 a 5 m.

Internamente presenta laminación horizontal. Hacia el tope de los paquetes se observan ondulitas de corriente. La continuidad lateral de las capas puede superar fácilmente algunas centenas de metros, mostrando una geometría tabular.

En las partes basales de los perfiles pueden presentar fósiles de invertebrados marinos (restos de bivalvos) y muestra en general abundante bioturbación, se observan trazas fósiles de *Planolites* (fig. 15).



Fig. 15. Traza fósil de *Planolites* (perfil 2).

Interpretación hidrodinámica y subambiente inferido:

Los paquetes de areniscas que presentan laminación horizontal posiblemente fueron depositados en condiciones de flujo unidireccional sub-acuoso de alto régimen. Las ondulitas de corriente hacia el tope, que son observadas en las areniscas, son indicativas de la desaceleración del flujo unidireccional sub-acuoso pasando a un bajo régimen de flujo. También se encuentran, breves intervalos en condiciones sub-acuosas de baja energía, en los cuales fueron depositadas limolitas por decantación. La presencia de *planolites* no es de relevancia para esta interpretación debido a que se la encuentra en variadas configuraciones paleoambientales.

La interpretación del posible sub-ambiente deposicional indica que los paquetes de areniscas con laminación plano paralela ocurren asociados a arcilitas y/o limolitas en un probable prodelta a frente deltaico distal (depositados por procesos hiperpícnicos) o en la planicie deltaica (depósito de desborde).

Facies 2.2 - Unidad arenosa lenticular expandida, masiva.

Descripción:

Está compuesta por areniscas finas a medianas con gradación normal, de color gris amarillento, en ocasiones con niveles de gravas y presencia de intraclastos pelíticos (fig. 16). El espesor varía de pocos metros a hasta unos 10 m. La geometría de los paquetes es lenticular expandido, con una continuidad lateral de hasta pocas decenas de metros.

Se presenta mayormente sin estructura, podría definirse como una estructura masiva, en menor proporción se encuentran estructuras sedimentarias tipo laminación ondulítica asimétrica. Hacia el tope se encuentran restos de madera silicificada y bioclastos. En general presenta moderada bioturbación.



Fig. 16. Intraclasto pelítico dentro de un cuerpo de arena fina a media (perfil 2).

Interpretación hidrodinámica y subambiente inferido:

En el caso de los estratos masivos los mecanismos que los producen pueden ser por licuefacción (frecuentemente asociada a sismos), por depositación a partir de corrientes altamente concentradas en sedimentos asociadas a flujos de alta densidad (corriente turbidítica), o por depositación rápida. Otra característica importante, es la presencia de intraclastos en la base de los cuerpos, indica alta energía del proceso el cual fue capaz de tomar material del lecho e incorporarlo.

La granulometría y las estructuras sedimentarias son indicativas de probables procesos deposicionales relacionados a flujo unidireccional sub-acuoso de alta energía, de rápida depositación (Kurcinka *et al.*, 2014). Probablemente asociado a un relleno de canal fluvial, un depósito de desborde (dentro de la planicie deltaica) o como parte de las barras de desembocadura (frente deltaico).

Facies 2.3 - Unidad arenosa lateralmente extensa, con estructura entrecruzada planar

Descripción:

Constituida por areniscas finas que pasan a medias y hasta a gruesas, de color amarillo, muestra también niveles rojizos, normalmente con presencia de gravas dispersas (fig. 17. A). El espesor es 2 a 4 m. Se observa un arreglo estrato y grano creciente.

Los paquetes internamente presentan estratificación entrecruzada planar. Puede presentar fragmentos de fitoclastos dispersos (fig. 17. B). La bioturbación es moderada, en ocasiones se encuentran trazas fósiles de *Dactyloidites ottoi*. La geometría externa de los paquetes es lenticular, en ocasiones tabular.

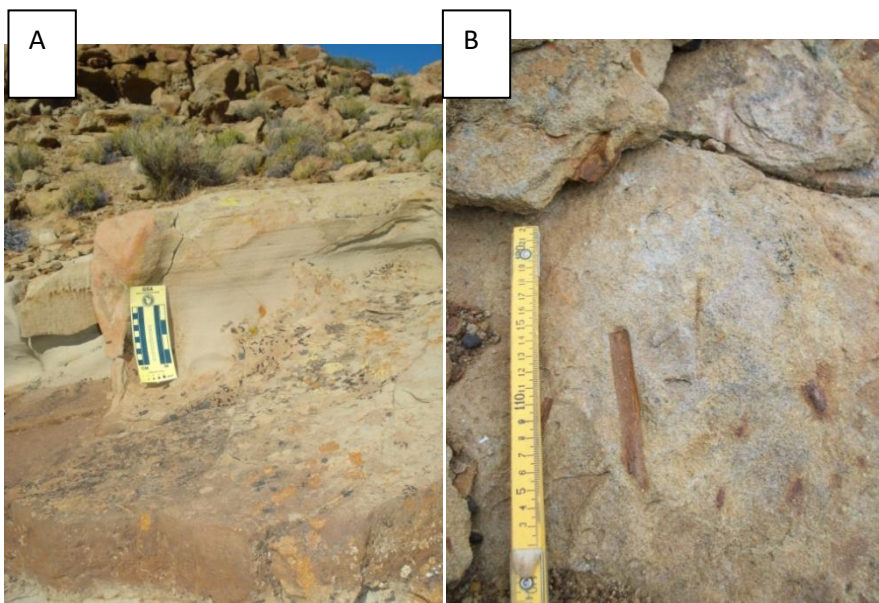


Fig. 17. A) Cuerpo de areniscas finas a medias con estratificación cruzada. B) Restos de fitoclasto (restos de madera fosilizada). Fotografía perfil 1.

Interpretación hidrodinámica y posible subambiente:

La variación granulométrica, normalmente grano-creciente al tope, y las estructuras sedimentarias son indicativos de procesos deposicionales relativos a migraciones de mega óndulas de cresta recta, generadas por un flujo unidireccional sub-acuoso de bajo régimen. La presencia de gravas y fragmentos de fitoclastos, marcan algún aumento en la energía del sistema y un aporte importante de material desde el continente. Las trazas fósiles de tipo *Dactyloidites ottoi* (Agirrezabala L. M, et. al., 2004), permiten sugerir que estos depósitos que los contienen se formaron en condiciones marinas proximales a transicionales.

Se interpreta, dependiendo las facies con las que se asocie, como una barra longitudinal de desembocadura en el frente deltaico proximal; o una barra de acreción lateral dentro de un canal en la planicie deltaica.

Facies 2.4 - Unidad arenosa lenticular, con desarrollo lateral

Descripción:

Compuestas por cuerpos de areniscas medias a finas, mal seleccionadas de color amarillo, verde o marrón, que contiene clastos de material limoso, gránulos dispersos, madera silicificada y restos carbonosos. Sus espesores son menores a 2 m, cuerpos lenticulares que se apoyan con base erosiva, y tienen gran desarrollo lateral. Los cuerpos se presentan internamente sin estructuras visibles, en ocasiones presenta estratificación entrecruzada plano paralela difusa. Se observa moderada bioturbación y presencia de *Dactiloides ottoi*.

Interpretación hidrodinámica y posible subambiente:

Estas areniscas lenticulares, lateralmente expandidas, se interpretan como depósitos de desborde. Sugiere una deposición esporádica. La naturaleza sin estructura, pobremente seleccionada y rica en clastos de material fino, se interpreta como debido al arrastre por el sustrato local y la rápida deposición. Las estructuras sedimentarias depositadas por flujos unidireccionales de alto régimen (estratificación entrecruzada plano paralela) y de bajo régimen (estratificación entrecruzada), indican una disminución de energía hacia las zonas más distales de este subsistema.

Facies (2.5) - Unidad arenosa lateralmente extensa, con marcada influencia del oleaje

Descripción:

Está compuesta por arena de granulometría muy fina a media, color gris anaranjado. Se presenta en paquetes de alrededor de 1 a 2 m de potencia, con mucha continuidad lateral.

Internamente los cuerpos de arenisca de granulometría fina presentará estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo, mientras que los depósitos de areniscas muy finas no presentan estructuras internas. Se observan abundantes ondulitas de oscilación por encima de los paquetes, con abundante bioturbación.

Interpretación hidrodinámica:

Las estructuras sedimentarias son indicativas de probables procesos depositacionales relacionados a flujo unidireccional subáqueo de bajo régimen. El tope de las capas, presenta retrabajo por olas, indicando una condición relativamente somera, sobre el nivel de base de olas de buen tiempo. El depósito está formado por procesos de tracción, flujo subáqueo de bajo régimen (estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo), y un flujo oscilatorio que termina por modelar los sedimentos (óndulas simétricas). Las areniscas están muy bioturbadas, lo que sugiere condiciones más favorables al desarrollo biológico, sin el estrés generado por el mayor aporte sedimentario. Se interpreta como una barra de desembocadura, con influencia del oleaje.

Facies 2.6 - Unidad arenosa, con alternancia de pequeños intervalos de sedimentación fina

Descripción:

Se corresponde con areniscas, de granulometría fina a media, de color blanquecino a amarillento; con espesores de los paquetes variando de 2 a 3 m.

Internamente muestra estratificación entrecruzada planar, en ocasiones sigmoidal. Presenta material fino (materia orgánica) en láminas entre los set de las estratificaciones, con un ordenamiento rítmico (fig. 18. A y B); aunque regularmente el contenido de materia orgánica es escaso. Pueden presentar abundante bioturbación en el tope de los cuerpos y trazas fósiles de *Dactyloidites ottoi*.

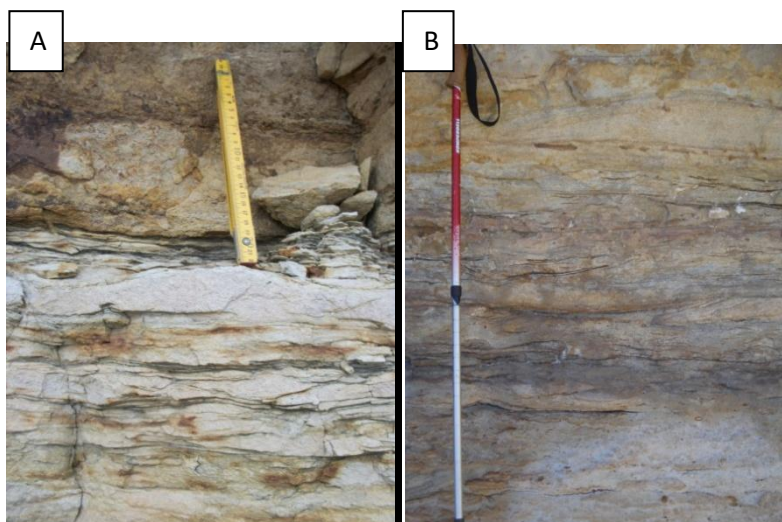


Fig. 18. A) Intercalación de areniscas finas y delgadas láminas de material pelítico. B) Cuerpo de areniscas medias, con estratificación cruzada sigmoidal con finas láminas de materia orgánica en la cresta de los sigmoides.

Interpretación hidrodinámica y subambiente inferido:

Se trataría de barras construidas por corrientes tractivas unidireccionales. El hecho de que los set de las estratificaciones entrecruzadas planares o los set de los sigmoides estén separados por delgados niveles pelíticos y carbonosos, sugeriría el carácter episódico de la migración de la estructura, donde la decantación pelítica tendría lugar en los momentos de pausa de la corriente tractiva, asociado a la posible acción de la marea. *Dactyloidites ottoi* se asocia con una reducción de la salinidad y la sedimentación episódica (Agirrezabala y de Gibert, 2004).

Se interpreta que la influencia de marea pudo estar presente en depósitos de la planicie deltaica distal (relleno de canales distributarios) o como parte del frente deltaico (barras de desembocadura).

Facies 2.7 - Unidad arenosa lenticular de pequeña escala

Descripción:

Se asignan a esta facies arenisca fina a media, mal seleccionada, color gris a naranja grisáceo, contiene clastos de material limoso, gránulos dispersos, madera silicificada, restos carbonosos y vegetales. Presenta espesores de hasta 1 m de espesor, es lateralmente extenso, con geometría lenticular y bases erosivas.

Internamente presenta estratificación entrecruzada planar, estratificación entrecruzada en artesa de pequeño porte y ondulitas de corriente.

Comúnmente se presenta con niveles de moderada bioturbación y presencia de trazas fósiles de *Dactyloidites ottoi*.

Interpretación hidrodinámica y subambiente inferido:

Por la presencia de las estructuras sedimentarias como estratificación entrecruzada planar y estratificación entrecruzada en artesa, se infiere que esta facies se habría depositado por flujos unidireccionales, migración de formas de lecho, dunas de cresta recta a sinuosa.

Se interpreta como los rellenos de los canales menores del sistema distributivo, específicamente los canales de desborde o canales distributarios terminales. Las paleocorrientes muestran una prevalencia unidireccional, lo que indica el dominio del río. La traza fósil de *Dactyloidites ottoi* se asocia con una reducción de la salinidad y la sedimentación episódica (Agirrezabala & Gibert, 2004).

Facies 2.8 - Unidad arenosa lenticular, gran desarrollo lateral (amalgamación de cuerpos)

Descripción:

Se compone de areniscas grises amarillentas, de grano medio a grueso escasa a pobremente seleccionadas, puede presentar sábulos y gravas, se observa un aumento del tamaño de grano hacia el tope acompañando un cambio en la coloración a castaño rojizo, ocasionalmente alguna laminación de limos sin ordenamiento cíclico (con restos de materia orgánica) (fig. 19.A). Muestra un arreglo estrato creciente, su espesor varía de 2 a 4 m. Presenta base neta y erosiva, los estratos muestran una geometría lenticular, de gran extensión lateral por amalgamación de estos cuerpos.

Internamente las areniscas muestran estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala a gran escala y ondulitas asimétricas. Presenta restos de fitoclastos y moderada bioturbación (trazas fósiles de *Dactyloidites ottoi*) (fig. 19.B).

Interpretación hidrodinámica y subambiente inferido:

Están constituidas casi exclusivamente por carga de lecho que migran como mega óndulas de crestas sinuosas (dunas), son formas de lecho transportadas por corrientes tractivas unidireccionales, en bajo régimen de flujo, diluido, turbulento y newtoniano. Teniendo en cuenta la estructura sedimentaria, la geometría de los cuerpos y la granulometría es muy probable que esta facies se haya formado dentro de canales a partir de la migración de dunas de cresta sinuosa (3D). La presencia de materiales relativamente gruesos indica cierta energía del medio de transporte. La variada bioturbación y la presencia de *D. ottoi*, indican un ambiente marino salobre.

Se interpreta estos depósitos como fuertemente fluvio-dominados; y dependiendo de las facies con las que se asocia se ubican como parte del relleno de canales fluvio deltaicos a canales distributarios (planicie deltaica) o como barras de desembocadura (en frente deltaico proximal).

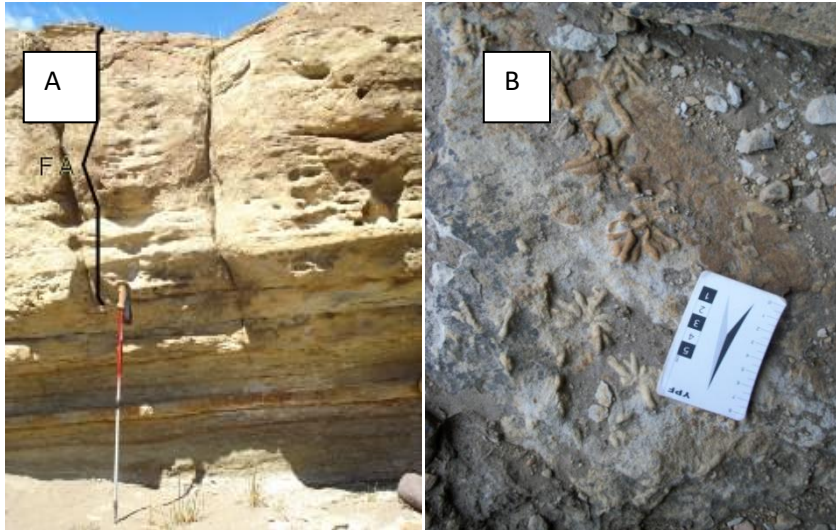


Fig 19.A) Se observa el aumento de espesor de los cuerpos arenosos (referencia: bastón 1,5m). B) Trazas fósiles de *Dactyloidites ottoi*.

Facies 2.9 - Unidades lenticulares arenosas, de gran escala.

Descripción:

A esta facies se asignan areniscas medias a muy gruesas, color castaño claro, gris claro a naranja grisáceo (fig. 20.C), ricas en cuarzo, moderadamente a bien clasificadas con intraclastos de pelitas, láminas carbonosas, madera silicificada, restos carbonosos y vegetales. El espesor es de 2 a 4 m; la geometría externa es lenticular de gran escala.

Internamente muestran estructuras sedimentarias como estratificación entrecruzada en artesa de pequeña a gran escala (fig. 20. A), estratificación entrecruzada tabular-planar y ondulitas de corriente (fig. 20. B y D). Las láminas de arcilla en los set de las estratificaciones son muy raras. Asociado a las estratificaciones entrecruzadas, pueden observarse abundantes niveles de areniscas gravosas.

Interpretación hidrodinámica y subambiente inferidos:

La naturaleza de las estructuras sedimentarias (estratificación entrecruzada en artesa y tabular planar) indicarían un proceso tractivo, en bajo régimen de flujo, con carga de lecho de alta energía. La presencia de intraclastos de pelitas y niveles de gravas también es indicativa de la gran energía del flujo, posiblemente asociado a una proximidad del área fuente. El subambiente que se asigna a esta facies es de una transición de la planicie fluvial a planicie deltaica (canales).

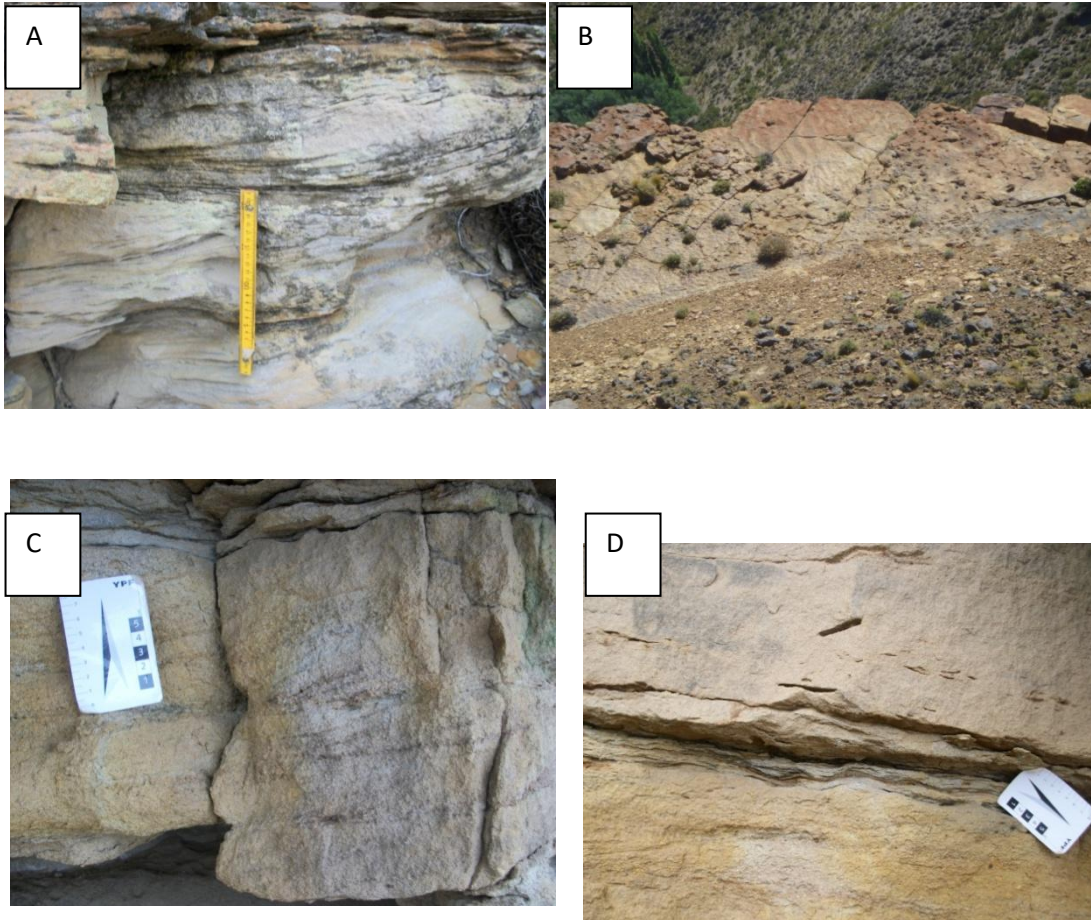


Fig.20. A) Cuerpos de areniscas media a gruesa, con grandes estructuras acanaladas. B) Vista en planta de ondulitas asimétricas linguoides, C) Estructuras entrecruzadas con presencia de abundantes gravas. D) Vista transversal, ondulitas asimétricas, con presencia de materiales finos (materia orgánica).

Facies 3.1 - Unidad arenosa con material bioclástico, lenticular

Descripción:

Estas facies están compuestas por areniscas medias, de color rojo. Ocasionalmente se observan gravas en grandes cantidades. Puede presentarse masiva. El espesor varía de pocos centímetros a hasta poco más de 2 m.

Los bancos muestran hacia el tope e internamente (en forma de lentes), fragmentos de bioclastos de distintos tipos bivalvos desarticulados que ocurren en grandes cantidades y gastrópodos en menor proporción (fig. 21.). Estos se encuentran en su mayoría intactos, y los componentes no tienen una orientación muy definida. Presenta abundante cantidad de fitoclastos.



Fig.21. Valvas de bivalvos (flecha negra); vista en planta.

Interpretación hidrodinámica y subambiente inferido:

Dependiendo de la posición estratigráfica y de las facies con que se encuentre asociada, permite inferir que existen por lo menos dos tipos de procesos que acumulan y/o concentran estos materiales de diferente origen. 1 – Un proceso tractivo normal correspondiente a una corriente de mayor magnitud y energía que colecta material de áreas más extensas permitiendo acarrear bioclastos y fitoclastos juntos, arrastrados desde las zonas adyacentes a un posible canal. En algunos sectores esta facies ha sido reconocida en la base o tapizando superficies de acreción de grandes cuerpos canalizados. En estos casos se interpreta como correspondiente a depósitos residuales del fondo de canal ("lag") (Zavala, 1993); en este caso se interpreta para sedimentos donde predominan los componentes gravosos por sobre los bioclásticos, dentro de la misma facies. 2 – Por la ausencia de una orientación preferencial y la preservación de las valvas, se infiere como resultado de un suave retrabajo de los materiales. Estas superficies altamente ricas en bivalvos y fragmentos de madera, pueden interpretarse como materiales retrabajados por algún proceso. Los depósitos de "lag" que se encuentran sobre la superficie de ravinamiento o superficie de inundación, corresponden a un retrabajo transgresivo de olas sobre los sedimentos proximales (frente deltaico proximal a una planicie deltaica).

Facies 3.2 - Packstones

Descripción:

Corresponde a "packstones" esqueléticos color castaño medio naranja amarillento; compuestos por valvas de bivalvos gruesas redepositadas, con matriz arenosa gruesa y cemento carbonático y/o ferruginoso, dispuestas en bancos granocrecientes de hasta 3 m. Las

valvas se encuentran desarticuladas y rotas. La base es neta, presentando buena continuidad lateral (fig. 22). En ocasiones se encuentra acompañada por restos de fitoclastos.



Fig.22. Valvas de bivalvos en la sección transversal, no muestran una orientación preferencial.

Interpretación hidrodinámica y posible sub ambiente:

Se interpreta como un proceso de remoción en masa o un depósito con componentes de origen marino (bioclastos) y continental (restos vegetales) con una selección del material caótica (*storm debris o tempestita*). La ocurrencia de estos tipos de facies podrías estar localizadas (de acuerdo a su génesis) en un punto intermedio o distal del frente deltaico.

Facies 3.3 - Unidad arenosa tabular, con HCS

Descripción:

Está compuesta por areniscas finas a medianas, de color claro, amarillas, con estratificación entrecruzada tipo "*hummocky*". El espesor es de pocos centímetros y no alcanza a 1 m. La geometría de los paquetes es tabular.

Interpretación hidrodinámica y subambiente inferido:

Considerando las facies a que se encuentra asociada y la estructura principal (estratificación entrecruzada tipo "*hummocky*") esta facies es interpretada en un subambiente de frente deltaica distal. Se producen por olas de tormenta. La geometría tabular sumada a la gran continuidad lateral de los cuerpos arenosos sugiere la falta de encauzamiento del agente de transporte.

(X) **ASOCIACIONES DE FACIES:**

Asociación de facies e interpretación subambiental de los elementos observados				
ASOCIACIÓN	FACIES PRINCIPALES	FACIES MINORITARIAS	ELEMENTOS ARQUITECTURALES	SUBAMBIENTE
AF 1.A	1.1	1.2	Planicie péltica	Prodelta / zona interlóbulo
AF 1.B	3.1; 3.2 y 3.3	1.1	Superficie de inundación	Prodelta retrogradante
AF 2.A	3.3, 1.2, 2.1, 2.2, y 2.3		Barras de desembocadura terminales	Frente deltaico distal
AF 2.B	2.1, 2.2, 2.3 y 3.2		Depósitos de frente deltaico	Frente deltaico (zona media)
AF 2.C	1.2, 2.3, 2.6, 2.7 y 3.2	2.6	Barras de desembocadura	Frente deltaico proximal
AF 2.D	2.1, 2.3, 2.2 y 2.5		Barra de desembocadura influenciada por el oleaje	Frente deltaico distal a proximal
AF 3.A	1.1, 1.3, 3.1, 2.4 y 2.7		Bahía interdistributaria, con depósitos de desborde de canal	Planicie deltaica
AF 3.B	2.2, 2.8, 2.3 y 3.1,	2.6	Canales distributarios (tipo anastomosado).	Planicie deltaica inferior
AF 3.C	1.3, 2.2, 2.3 y 2.8		Canales distributarios (tipo entrelazado).	Planicie deltaica inferior
AF 3.D	2.9, 2.3 y 2.2		Canales distributarios fluvio deltaico	Planicie deltaica superior

Tabla 2. Asociaciones de facies.

Asociación de facies (AF 1): Prodelta

Estas asociaciones de facies (AF 1) incluyen elementos de prodelta y de transición a costa afuera, se caracteriza por los depósitos de granos más finos encontrados en el área de estudio. Estos depósitos ocurren en general de forma muy subordinada en esta sección de la Fm. Lajas. Se las encuentra en la parte media a inferior de las columnas analizadas, interdigitada con depósitos de las asociaciones AF 2, en mucha menor proporción que estos últimos.

Asociación de facies 1.A (AF 1.A): Prodelta.

Las asociación de facies 1.A (AF 1.A) es incluida dentro de la transición entre el costa afuera y el prodelta, la cual está conformada casi completamente por la facies 1.1 y en menor proporción facies 1.2. Se destaca la abundante cantidad de sedimentos finos (fig. 23). Verticalmente, en esta asociación de facies aumenta el contenido de arenas hacia la parte superior, mientras disminuyen las arcillitas y/o limolitas (fig. 23).

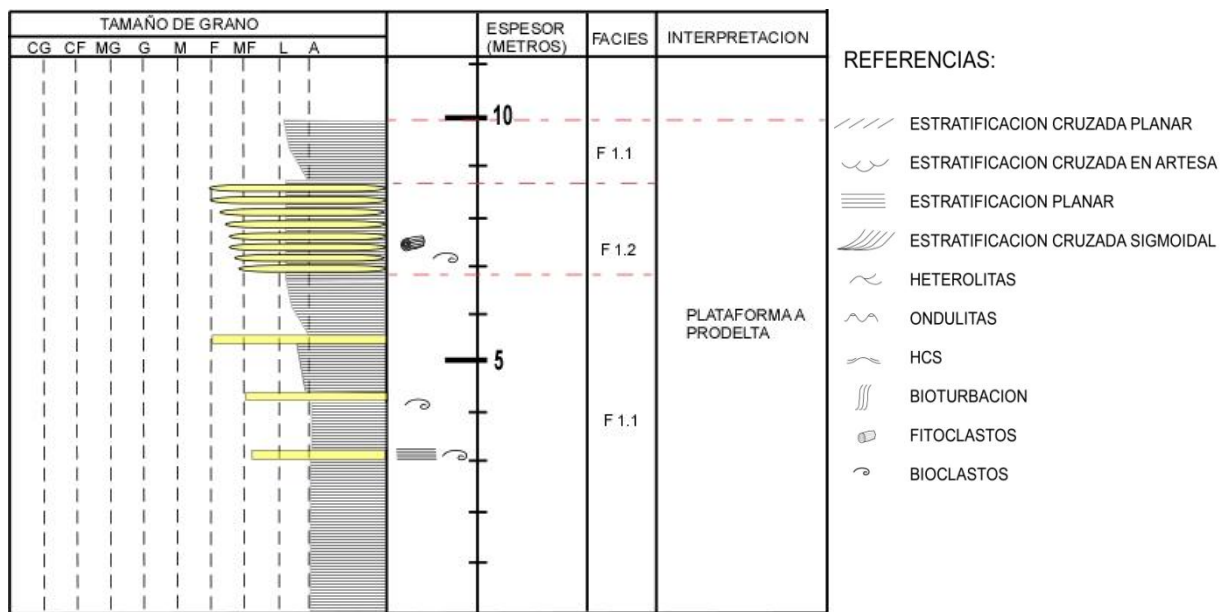


Fig. 23. Representación de la asociación de facies 1.

Interpretación:

Las facies que la constituyen suelen ser encontradas en ambientes distales donde predominan las condiciones de baja energía. Las areniscas probablemente son el resultado de la llegada de flujos hipopícnicos e hiperpícnicos. Presenta en general abundante materia orgánica vegetal, lo que indica una fuente no marina de sedimentos. Estas características, junto con su asociación

lateral con las barras de desembocadura terminales dominadas por el río (AF 2; descrito a continuación), indican que los ambientes más probables para esta asociación sea de netamente de prodelta a una zona interlobulos, asociados lateralmente con depósitos de AF 2.A.

Asociación de facies 1.B (AF 1.B): Prodelta retrogradante

Descripción:

Esta asociación de facies se interpreta como un prodelta retrogradante, está compuesta por las facies 1.1, 3.1, 3.2 y 3.3, (ver tabla 2).

En esta asociación pueden ocurrir intercalaciones de areniscas finas a medias masivas o con laminación plano paralela u ondulítica asimétrica (por corriente unidireccional) y estratificación entrecruzada de tipo *hummocky*. Fragmentos de bioclastos (valvas de bivalvos) se observan esporádicamente en los depósitos. Son responsables de un marcado aumento en el tamaño del grano (F 3.2) (fig. 24).

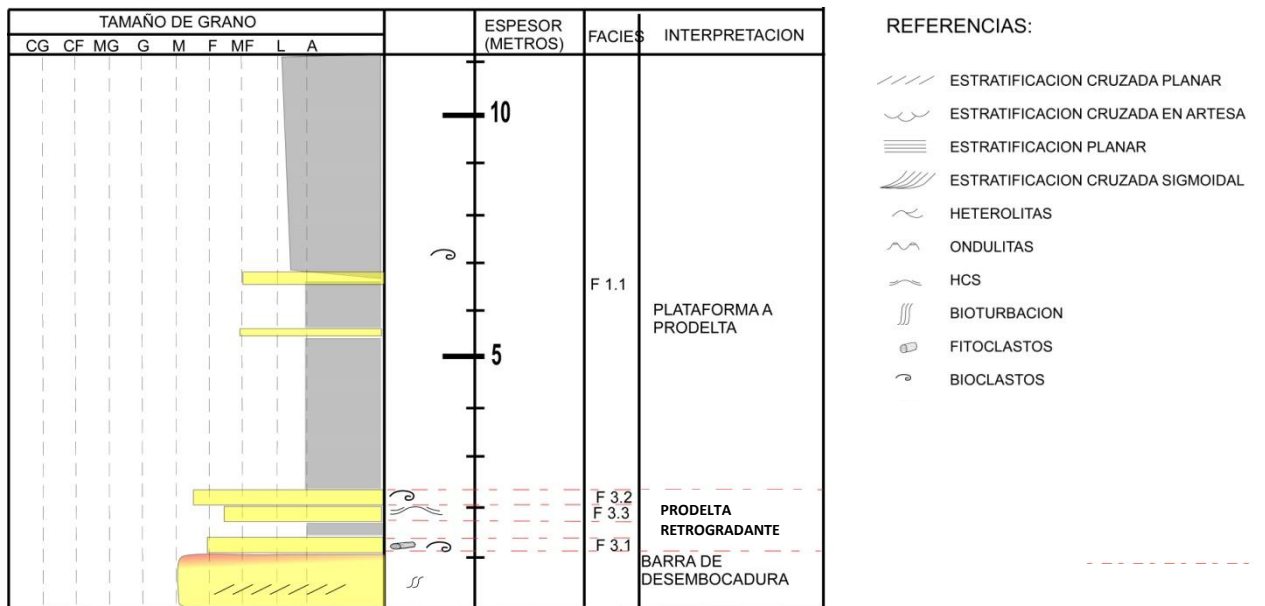


Figura 24. Representación de la asociación de facies 1B.

Interpretación:

Considerando que F 3.2 y F 3.3 suelen ocurrir juntas, la estructura principal (estratificación entrecruzada “*hummocky*”) y los fragmentos de fósiles marinos desarticulados y rotos (bivalvos), que se generaron por corrientes tractivas o corrientes de densidad suavemente

erosivas produjeron el redepósito del material en zonas distales del sistema. El conjunto de estructuras presentes en estas capas sugiere que la deposición ocurrió en un entorno de aguas relativamente profundas. Estas secuencias, se depositan directamente sobre unidades que representan posiciones más someras del sistema, sobre el tope de estos cuerpos se produce el retrabajo transgresivo por parte del oleaje (F 3.1), y por encima se apilan espesos depósitos de sedimentos finos (AF 1.1), por lo que su ocurrencia es evidencia de una profundización del ambiente depositacional. Se interpretan como intervalos de inundación.

Resumen de procesos:

El dominio de grano fino de los sedimentos sugiere un entorno distal (prodelta en transición a un ambiente costa afuera) para la deposición de FA 1.A. En este contexto, la influencia del río solo puede inferirse por la presencia de algunos cuerpos arenosos con materia orgánica y restos de fitoclastos. En general, las olas fueron el proceso predominante en FA 1.B, produciendo y preservando HCS en areniscas de grano muy fino y fino.

Asociación de facies AF 2 (AF 2): Frente Deltaico

Las siguientes asociaciones de facies (AF 2), incluyen elementos arquitecturales del frente deltaico inferior, medio y superior, tales como barras de desembocadura, barras de desembocadura influenciadas por el oleaje, depósitos de flujos hiperpícnicos, y canales distributarios terminales. Estas asociaciones predominan en la parte media a inferior del perfil estudiado. Hacia la base del perfil, se intercalan con depósitos finos de la asociación de facies 1.A y hacia arriba tiene un contacto lateral con depósitos asignados a la planicie deltaica inferior.

ASOCIACION DE FACIES 2. A (AF 2.A): Frente deltaico distal, barras de desembocadura terminales.

Descripción:

Esta asociación de facies se interpreta como parte del frente deltaico distal, fluvial-dominado, está compuesta por las facies 3.3, 1.2, 2.1, 2.2, y 2.3 (ver tabla 2).

Esta asociación de facies es de granulometría fina, compuesta principalmente de arenisca muy fina a limolita con un componente fangoso. Verticalmente esta AF, generalmente aumenta el contenido de areniscas a medida que disminuye el contenido de limolitas. Por lo general, las

intercalados con cuerpos que de menor energía. En algunos tramos los sedimentos sufrieron algún retrabajo del oleaje, evidenciados por las facies observadas en los tramos distales.

Asociación de facies 2.B (AF 2.B): Frente deltaico medio.

Esta asociación de facies está integrada por las facies 2.1, 2.2, 2.3 y 3.2 (ver tabla 2).

Se caracteriza por cuerpos de arena estratocrecientes de hasta 4 m de espesor y unos pocos cientos de metros de ancho. Estos cuerpos de areniscas muestran una buena selección, en su mayoría no poseen estructura (F 2.2). Y en forma subordinadas existen una variedad de estructuras sedimentarias generadas por procesos tractivos, tales como, estratificación plano paralela, ondulitas de corriente (F 2.1) y estratificación entrecruzada planar (F 2.3). Los cuerpos de areniscas muestran una tendencia al aumento del tamaño de grano, generalmente desde areniscas de grano fino a medio. Estas unidades suelen contener abundantes niveles de gravas y bioclastos (valvas de bivalvos desarticulados y rotos, F 3.2), asociados a un aumento en el tamaño de grano y variaciones en el color de las rocas (castaño rojizo). Los paleocorrientes son variables, pero los componentes dominantes se encuentran al noroeste, principalmente en la sección media e inferior de la sección analizada. La bioturbación es escasa en los cuerpos de areniscas más proximales, pero puede ser abundante en los más distales. Comúnmente las estructuras sedimentarias se borran por bioturbación y solo se conservan algunos restos dispersos (fig. 26).

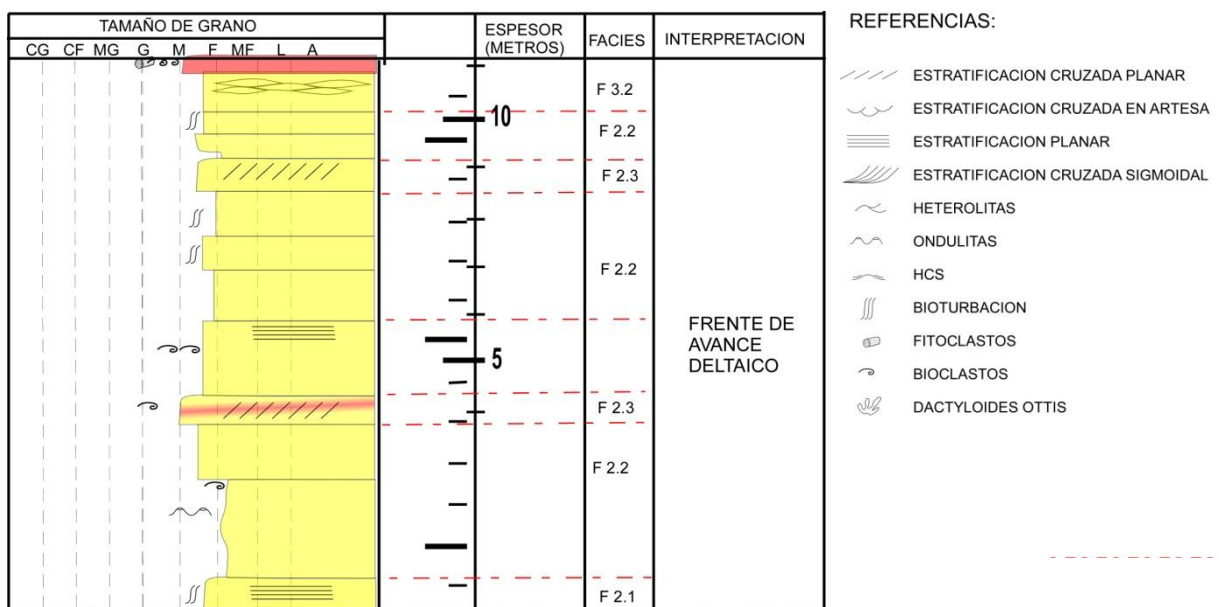


Fig. 26. Representación de la asociación de facies 2.B.

Interpretación:

Estos depósitos representan el frente de avance de un sistema deltaico con abundante aporte de material transportado por el sistema fluvial hasta la costa. La mayoría de estas unidades se interpretan como depósitos de corrientes de turbidez arenosa, no cohesiva, de alta densidad relacionadas a periodos de alta descarga fluvial hiperpícnica. La característica más saliente en (AF 2.B) es el engrosamiento de los estratos y el aumento en el tamaño de grano de los cuerpos arenosos, y su buena selección. Los cuerpos de arenisca sin estructura (F 2.2), son los que más abundan, indican que la parte poco profunda de la pendiente del delta era inestable, causando que el transporte sea cuesta abajo como depósitos de remoción en masa, estos últimos se intercalan con depósitos de areniscas con estructuras plano paralelas a cruzadas y niveles bioclásticos abundantes (F 3.2), indican que además de las corrientes de turbidez, existían corrientes tractivas de menor energía que llevaban material hasta estos entornos. Otro punto a destacar en esta configuración es la ausencia de material fino, es decir, no hubo periodos de calma o no fueron conservados.

Asociación facies de 2.C (AF 2.C): Frente deltaico superior, barras de desembocadura.

Está compuesta por las facies 1.2, 2.3, 2.6, 2.7 y 3.2.

La granulometría de esta asociación es en general de areniscas finas a medias, en ocasiones, depósitos heterolíticos limosos o lutitas con abundante materia orgánica y cuerpos de arenisca fina, hacia el tope puede llegar hasta areniscas de grano medio. Los cuerpos de areniscas finas a media muestran estratificaciones entrecruzadas de tipo planar (F 2.3) y hacia el tope de estas unidades existen estratificaciones entrecruzadas en artesa de pequeña escala (F 2.7). En algunos casos, en parte los cuerpos de areniscas pueden mostrar la alternancia entre estratos de arenisca de grano medio o fino (generalmente con laminación paralela o estratificación entrecruzada sigmoidal), con intervalos limosos laminados con abundante materia orgánica vegetal, ordenados rítmicamente (F 2.6). Se observa abundante bioturbación, presenta trazas fósiles de *Dactiloides ottis* (fig. 27).

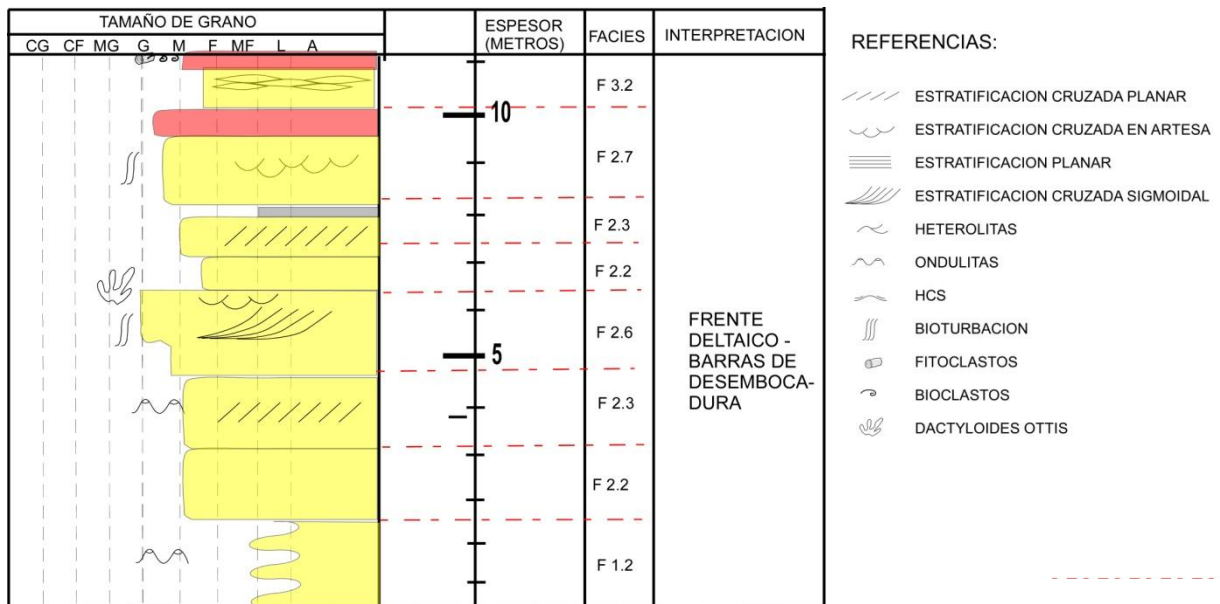


Fig. 27. Representación de la asociación de facies 2.C.

Interpretación:

Se interpretan como depósitos de barra de desembocadura. Representan los depósitos no confinados acumulados en las bocas de los canales distributarios a medida que ingresan primero a la cuenca y comienzan a bifurcarse. Estas barras de desembocadura se encuentran en la porción más proximal de los depósitos deltaicos subacuáticos. La rápida deposición en la salida del canal produce una pequeña barra de desembocadura progresiva, que se inclina suavemente hacia la cuenca y se vuelve más fina. El régimen de la barra de desembocadura está dominado por las corrientes de tracción cargadas de arena (F 2.3 y 2.7), mientras que el asentamiento de sedimentos por suspensión ocurre durante los períodos de baja descarga fluvial (F 1.2). En estos periodos de calma en la sedimentación, es posible que la marea haya re TRABAJADO los sedimentos.

La facies F 2.7 es interpretada como pequeños canales de base erosiva y cóncava, cortando las barras de desembocadura subyacentes. Estas formas de canales representarían canales distributarios terminales debido a su tamaño relativamente pequeño y su asociación íntima con las barras de desembocadura en los depósitos de delta frontal superior (Kurcinka, 2014).

Esta asociación es interpretada como un frente deltaico proximal con dominio fluvial, pero con episodios de bajas descargas fluviales, que permitieron que exista influencia de procesos de marea.

Asociación de facies 2.D (AF 2.D): Frente deltaico distal a proximal, barra de desembocadura influenciada por el oleaje.

Esta asociación está constituida por las facies 2.1, 2.3, 2.2 y 2.5, son cuerpos principalmente arenosos que se caracterizan por tener una granulometría fina a muy fina, y espesores que no superan los 10 m. Los cuerpos de la base no muestran estructuras (F 2.2), en la parte media se observan estructuras plano paralelas (F 2.1) y culmina con una intercalación de depósitos con estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo, con abundantes ondulitas de oscilación (F 2.5). Se observa moderada a abundante bioturbación (fig. 28).

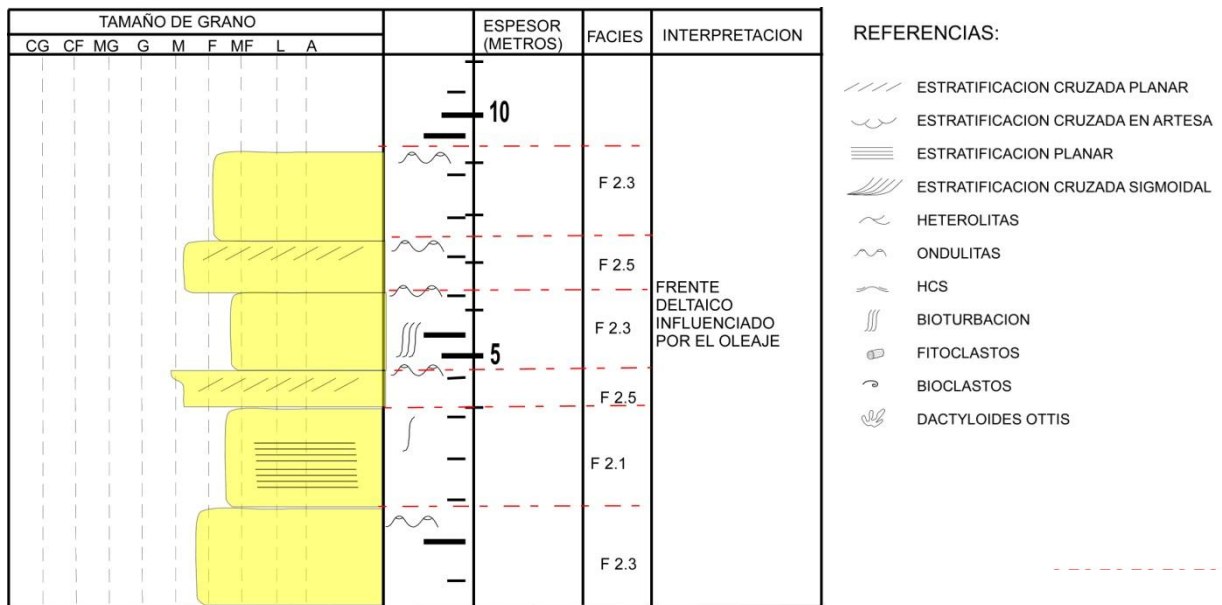


Figura 28. Representación de la asociación de facies 2.D.

Interpretación:

La granulometría, las facies y las estructuras sedimentarias son indicativas de procesos depositacionales relacionados a flujo unidireccional subácueo de alto régimen (paquetes con estructuras plano paralelas) y, teniendo en cuenta, la presencia de areniscas masivas con gradación normal, sugiere flujos hiperpícnicos de alta a baja densidad.

Estos cuerpos arenosos, hacia el tope sufrieron fuertes retrabajos del oleaje. Es posible que algunas de estas unidades se hayan originado por flujos combinados, en lugar de un simple retrabajo por flujos oscilatorios de olas.

Resumen de procesos:

La Asociación de Facies 2 muestra una influencia de diferentes procesos, a pesar de esto los procesos fluviales siguen siendo el principal agente modelador de los depósitos. La influencia del río se expresa principalmente por la geometría de los cuerpos, la gran cantidad de fragmentos carbonosos, fitoclastos y presencia de gravas. Estas características se encuentran en mayor o menor medida en todas las asociaciones descritas, su ocurrencia varía según a la posición paleoambiental (distancia respecto a la línea de costa) y los cambios en el suministro de sedimentos por parte del sistema fluvial. La asociación de facies 2.C corresponde a depósitos más proximales, muestran fuertes señales de influencia fluvial.

El retrabajo de las mareas se observa en los alcances medios a distales de la asociación 2.C, por la presencia de ritmitas de mareas; otro indicio de la acción de la marea, según algunos autores, podría ser la buena clasificación de los granos de arena y la escasez de sedimentos de grano fino, en las unidades asignadas a la asociación de facies 2.B. El retrabajo de mareas más fuerte ocurre en los depósitos de FA 2.C y están prácticamente ausentes en FA 2.A, FA 2.B y FA 2.D. Los depósitos de FA 2.B, ubicados más cerca de las desembocaduras de los ríos, se componen principalmente de eventos fluviales, las corrientes de marea son capaces de retrabajar solo los depósitos de grano fino de interlóbulos o en periodos de muy bajas descargas del río.

Los depósitos influenciados por las olas fueron identificados en AF 2.A y AF 2.D. En la AF 2.A, las evidencias del oleaje se encuentran en las partes más distales, donde se observan HCS en areniscas de grano muy fino y fino. En la AF 2.D, existen una influencia del oleaje, por la abundante presencia en estas unidades de ondulitas simétricas.

Asociación de facies 3 (AF 3): Planicie costera

Las siguientes asociaciones de facies (AF 3) se ubican dentro del subambientes de la planicie costera inferior y superior, incluye elementos arquitecturales como canales fluvio- deltaicos, canales distributarios, bahías interdistributarias y depósitos de desborde. Estas asociaciones de facies están presentes en la parte media y superior de la sección estudiada de la Fm. Lajas, a unos 150 m de la base de la sección. Las asociaciones de facies 3.A, 3.B y 3.C, se intercalan en la mayor parte de esta sección, hasta la parte superior de la columna donde se identifican depósitos de AF 3.D.

Asociación de facies 3.A (AF 3.A): Planicie deltaica inferior; bahías interdistributarias.

Esta asociación consta de las facies 1.1, 1.3, 3.1, 2.4 y 2.7.

Está compuesta por unidades tabulares de hasta 6 m de espesor, lateralmente extensas, con un tamaño de grano que va desde arcilla hasta limo de grano fino y sin estructuras internas (F 1.1); en ocasiones, existen capas negras ricas en materia orgánica de hasta 30 cm de espesor, que pueden ser lateralmente persistentes. Existen en forma aislada, capas de arenisca y depósitos heterolíticos (laminación tipo *wavy* a *flaser*), de unos pocos milímetros a 0,1 m de espesor. Las areniscas pueden presentar estructuras sedimentarias como laminación plano paralela, ondulítica asimétrica y simétrica. También se caracteriza por la acumulación de valvas de bivalvos articuladas y rotas (F 3.1). En general la bioturbación es moderada. Muestra ocasionalmente cuerpos arenosos de granulometría en general fina, con base erosiva de pocos metros de espesor y escaso desarrollo lateral. En general, son cuerpos tabulares heterolíticos (F 1.3), que gradan hacia arriba a cuerpos arenosos con estructuras entrecruzadas en artesas de muy pequeño porte (F 2.7) a plano paralelas y cruzadas planar (F 2.4). En ocasiones, se observan intervalos pelíticos carbonosos con cierto ordenamiento rítmico en estos depósitos (fig. 29).

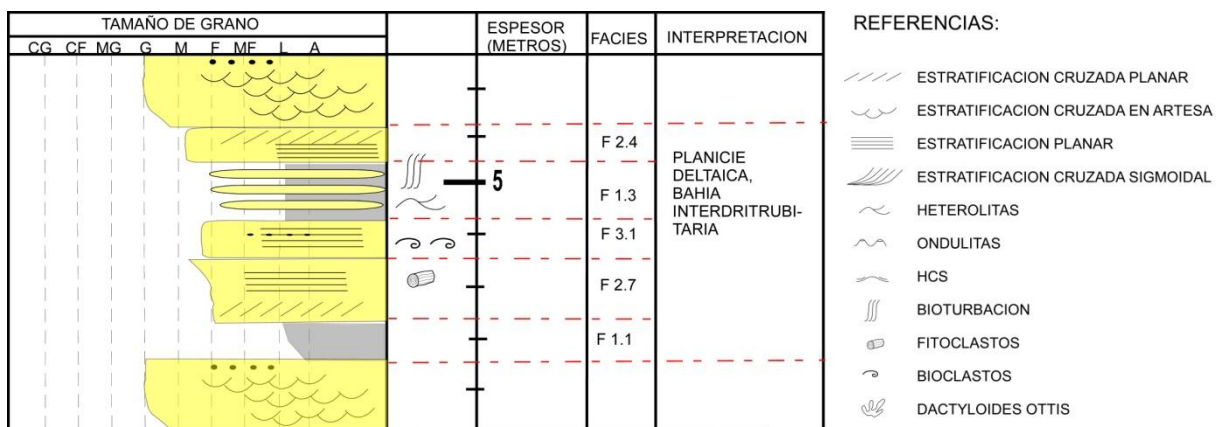


Figura 29. Representación de la asociación de facies 3.A.

Interpretación:

Se interpretan como depósitos de una bahía interdistributaria, en la planicie deltaica, debido a la posición estratigráfica, y la vinculación con sedimentos de las asociaciones de facies 3.B y 3.C, la cuales yacen por sobre estos depósitos, con un contacto erosivo. Se caracteriza por ser un ambiente de aguas salobres, con presencia de procesos fluviales y marinos. En esta asociación de facies predominan los procesos de decantación de material fino. Se alternan también eventos de descargas episódicas excepcionales de sedimentos arenosos (depósitos de desbordamiento).

Asociación de facies 3.B (AF 3.B): Planicie deltaica inferior, relleno de canales distributarios (tipo anastomosado).

Esta asociación está compuesta por las facies 2.2, 2.8, 2.3 y 3.1, en menor proporción 2.6 (tabla 2).

Se caracteriza por unidades de areniscas con geometría de canal de pequeña escala, de 1 a 3 m de espesor con base erosiva, lateralmente persisten algunos cientos de metros. Los depósitos están lateralmente asociados a AF 3.A y AF 3.B. Están compuestos de areniscas de grano medio cerca de la base y un aumento del tamaño de grano hacia el tope, de moderada a escasamente seleccionados. Las estructuras más observadas, generadas por procesos tractivos son estratificación entrecruzada planar y acanalada (2.3 y 2.8). Los materiales del tamaño guijarro, junto con abundantes fragmentos de carbón y madera silicificada son muy comunes. Los cuerpos pueden mostrar una bioturbación débil a moderada. En la parte media se observan estratificaciones entrecruzadas sigmoidales (F 2.6), las cuales están cubiertas por láminas de materia orgánica, con un ordenamiento rítmico. Se destacan también abundantes ondulitas asimétricas, hacia el tope de los cuerpos en ocasiones es acompañada de material fino en los senos de las ondulitas (fig. 30). Los datos de paleocorrientes son bastante dispersos, la dirección predominante es hacia el noreste, son observados a pequeña y gran escala (fig. 31).

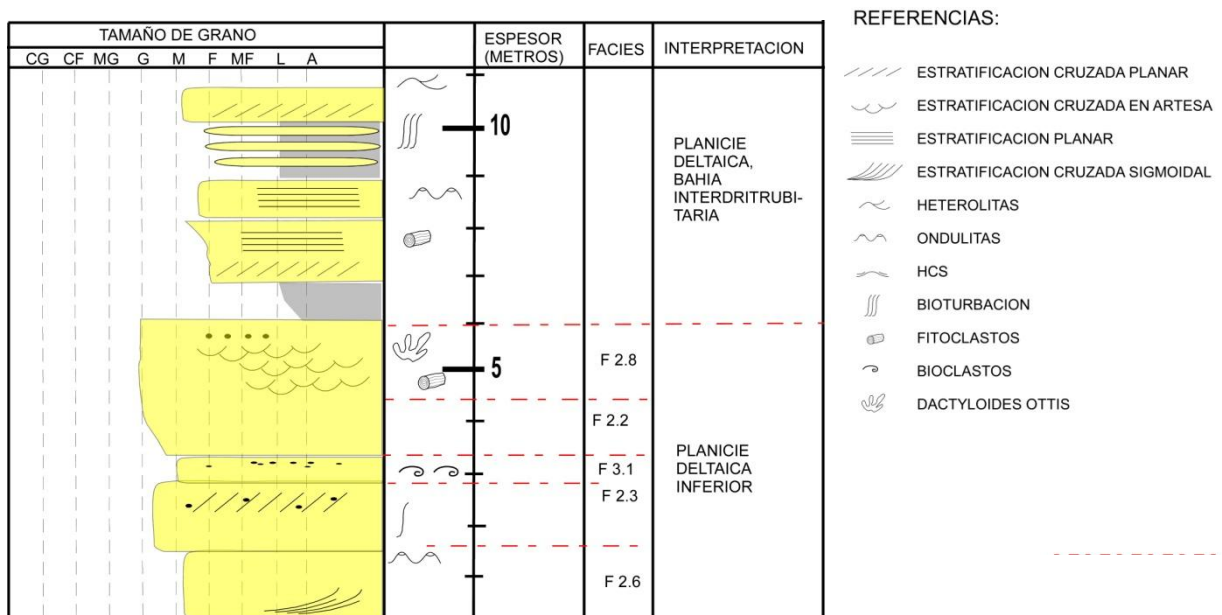


Figura 30. Representación de la asociación de facies 3.B.

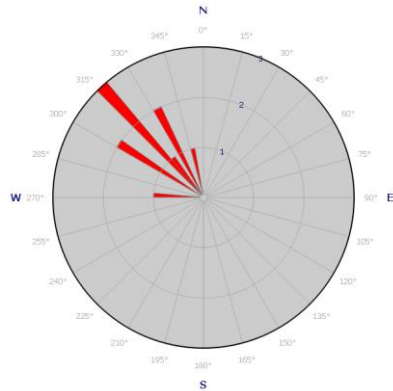


Figura 31. Diagrama de roseta (n 10), mostrando una dirección (dispersa) de las paleocorrientes en dirección al N-O.

Interpretación:

Se interpreta que este sistema fluvial corresponde a canales estables de baja a moderada sinuosidad, similares al modelo de un ambiente fluvial anastomosado. Son canales relativamente aislados, poco profundos y relativamente estrechos. La influencia marina se pierde gradualmente hacia arriba (es decir, hacia ambientes más proximales). La bioturbación marina limitada o ausente, la abundancia de fragmentos de carbón y madera, así como el material del tamaño guijarro, indican una influencia terrestre.

Asociación de facies 3.C (AF 3.C): Planicie deltaica inferior, relleno de canales distributarios (tipo entrelazado).

Esta asociación está compuesta por las facies 1.3, 2.2, 2.3 y 2.8 (tabla 2).

Se caracteriza por cuerpos de areniscas con geometría de canales amalgamados de 3 a 7 m de espesor (Fig. 7) que son de grano grueso (en ocasiones lentes gravosos) y tienen abundantes fragmentos de plantas y clastos de limo-arcillitas. Inciden en depósitos heterolíticos arenosos, los cuales están laminados de forma paralela. Las estructuras que más abundan son la estratificación entrecruzada en artesa (F 2.8) y, en menor medida, la estratificación cruzada planar (F 2.3). En general, la bioturbación es moderada a alta, colonizan superficies específicas del lecho o depósitos heterolíticos y de grano más fino. Las trazas fósiles incluyen *Dactyloidites otto* y *Planolites* (fig.32). Las paleocorrientes se dirigen principalmente hacia el norte con una pequeña desviación hacia el noroeste (fig. 33).

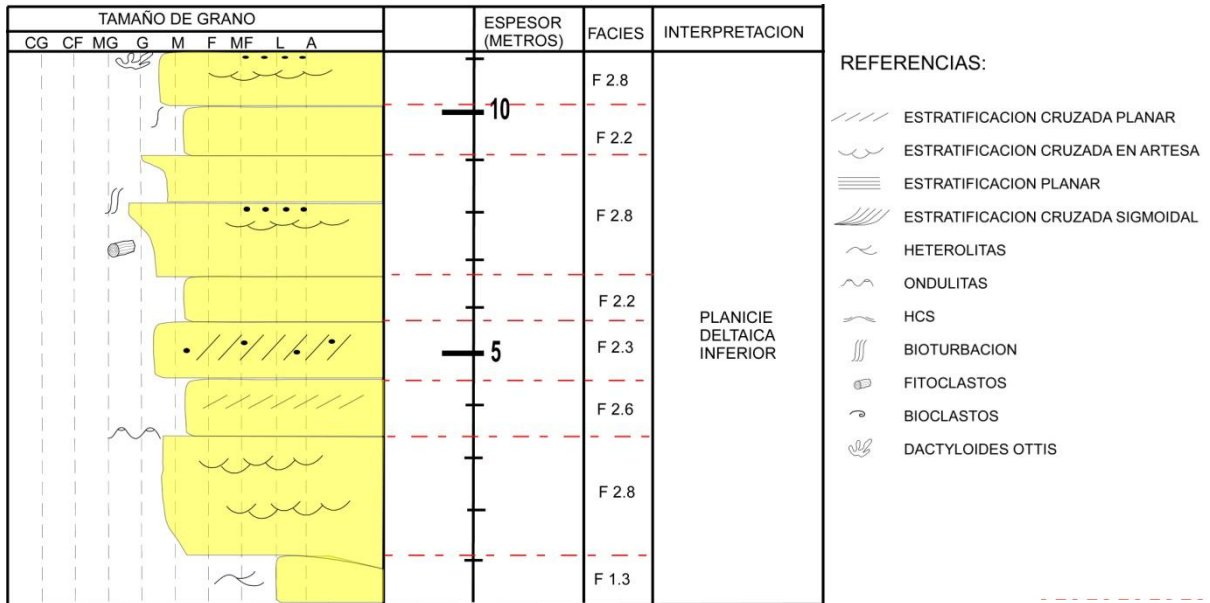


Figura 32. Representación de la asociación de facies 3.C.

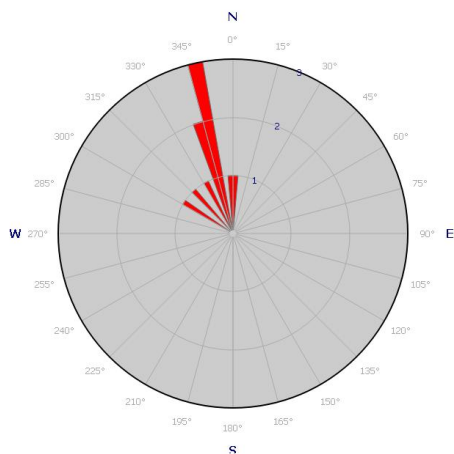


Figura 33. Diagrama roseta (n 9), mostrando una dirección predominante hacia el NO-N.

Interpretación:

Se interpreta como depositado dentro de canales distributivos amalgamados, anchos y poco profundos, sugiere una naturaleza episódica de abandonos abruptos debido a la avulsión del canal. La acumulación de lentes gravosos es interpretada como depósitos de lag de canal, los cuales tapizan las superficies de acreción de los cuerpos lenticulares. El tamaño de grano grueso, las superficies de erosión basal, los fragmentos de plantas y madera, y las superficies de erosión múltiples canalizadas, apuntan hacia una mayor influencia terrestre (fluvial). Se considera que la asociación de facies 2.C, se ha depositado en canales distributarios

entrelazados. La presencia de una concentración de materiales orgánicos que cubren los set de los depósitos arenosos con estructuras cruzadas, apunta hacia el retrabajo de las mareas.

Asociación de facies 3.D (AF 3.D): Planicie deltaica superior (relleno de canal).

Esta asociación de facies está compuesta por las facies 2.9, 2.3 y 2.2.

Consta de unidades compuestas por areniscas con geometría de canal de gran escala, el espesor puede llegar a los 10 m; con bases erosivas y una tendencia granodecrecientes hacia la parte superior. Se componen principalmente de paquetes de areniscas de 2 a 3 m de espesor, de una granulometría media a gruesa, con abundante cantidad de gravas. En algunos lugares, se ha observado una clasificación normal en estos depósitos. Las principales estructuras sedimentarias son producto de procesos tractivos, estratificación cruzada planar y en artesa de gran escala, hacia el tope de estos cuerpos se identifican abundantes ondulitas de corriente linguoides (facies 2.9 y 2.3) (fig. 35). Se observan intervalos de grano más fino, interestratificados con depósitos menores de areniscas de grano fino, en su mayoría sin estructura sedimentaria (facies 2.2). En estos intervalos de grano más fino, los estratos cruzados contienen residuos orgánicos / láminas de material fino, que no muestran ninguna organización cíclica. Existen abundantes fragmentos de fitoclastos en esta unidad. Los fósiles de organismos marinos están ausentes y las trazas fósiles son escasas, consistiendo fundamentalmente en *planolites*. Las paleocorrientes medidas predominan en dirección norte / noreste (fig. 34).

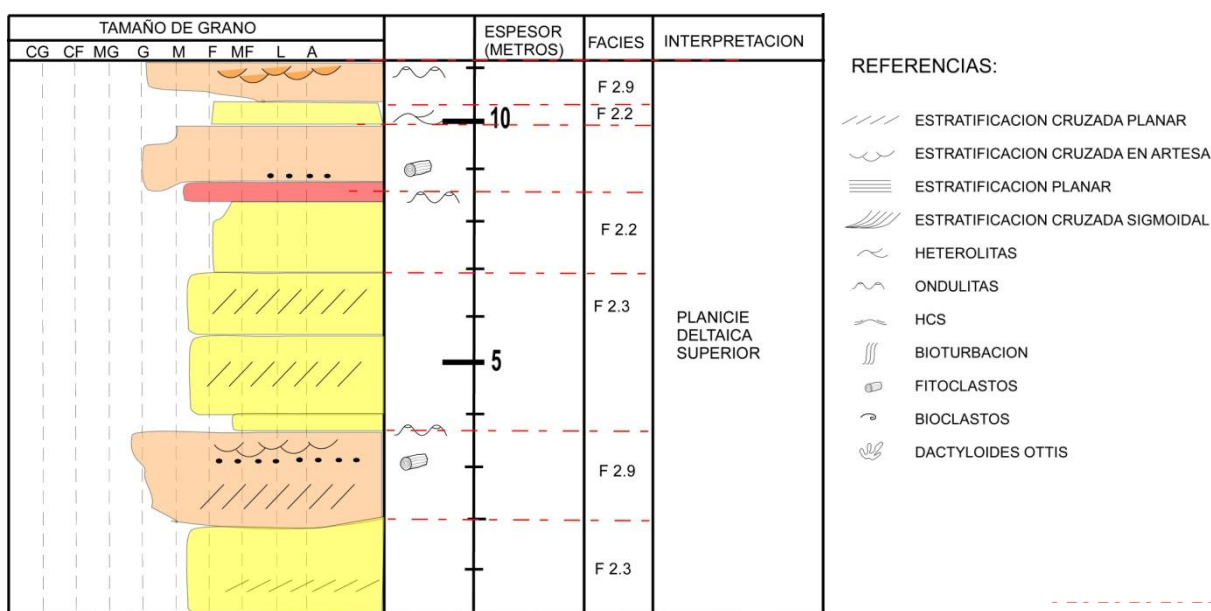


Figura 34. Representación de la asociación de facies 3.D

Interpretación:

Esta asociación de facies se interpreta como canales en un entorno de planicie deltaica superior, está compuesta por cuerpos que carecen de cualquier influencia marina prominente, mientras que la influencia terrestre predomina. Los depósitos son en general de grano grueso, hasta areniscas gravosas, esos depósitos son interpretados como “lag” de canal ya que muchas veces se pueden observar bases erosivas (a veces erosionando algunos metros de sedimentos); otro rasgo importante son las estructuras de estratificación entrecruzada en artesa de gran porte que indican un ambiente de mucha energía, muy canalizado. El sub-ambiente más probable para esta asociación de facies es una transición de planicie fluvial a planicie deltaica. Los intervalos finos son interpretados como de planicie de inundación, en ocasiones cubiertos por depósitos de desborde del canal principal.

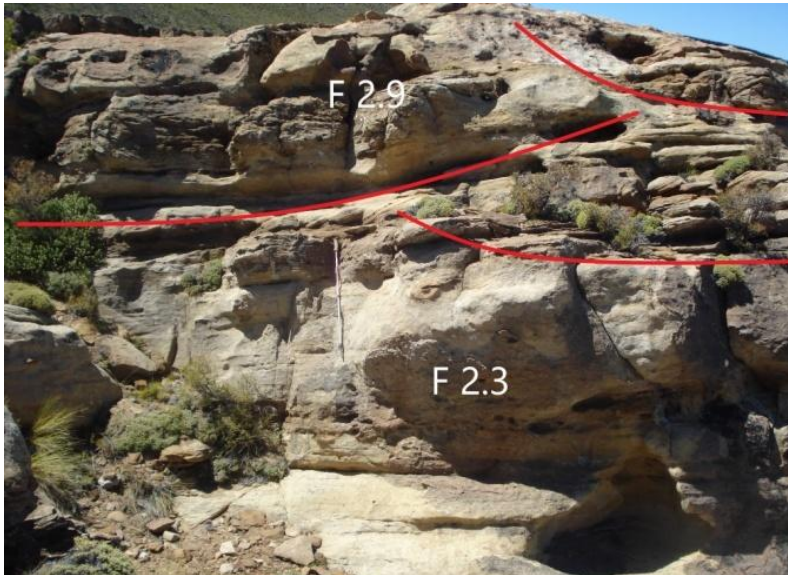


Figura 35. Fotografía tomada en el perfil 1, se observa cómo se amalgaman paleocanales. Referencia bastón (1m).

Resumen de procesos

La asociación de facies 3 muestra un dominio predominante fluvial. La influencia del río es reconocida por la geometría de los cuerpos, el tamaño del grano, la mala selección en ciertos intervalos, así como por los abundantes fragmentos de fitoclastos, plantas y la falta de bioturbación. La influencia de las mareas es muy restringida, y solo se expresa débilmente en los sedimentos heterolíticos (tipo *flaser*) de grano fino en las bahías interdistributarias (AF 3.A), y posiblemente como cortinas de sedimentos limosos y materia orgánica, esporádicas entre los set de los cuerpos con estratificación cruzada dentro de los canales (AF 3.C), en posiciones de

la planicie deltaica inferior. La asociación de facies 3.D, muestra fuerte dominio terrestre, (sedimentos de grano grueso, con gránulos y guijarros, selección deficiente, restos de plantas abundantes), pero esta asociación carece de influencia de las mareas, debido a que su posición paleogeográfica era más cercana al continente.

(XI) Distribución de elementos arquitecturales:

Las facies identificadas, por ende las asociaciones de facies y elementos arquitecturales, no están distribuidas homogéneamente en la sección analizada, por eso es necesario un análisis sobre su ubicación en la columna sedimentaria mediante el cual, se puede general un modelo paleoambiental.

Para facilitar el análisis de los perfiles se recurrió al trabajo de Chávez (2018) en el cual se identificaron dos puntos de contraste que coinciden, el primero, con una superficie de inundación máxima (a una distancia vertical de 87 m aprox. de la base del perfil 1 y 53 m del perfil 2) y ,el segundo, con la superficie de regresión máxima (altura 203 m de la base del perfil 1 y 160 m del perfil 2), que permiten proponer una división que consta de 3 segmentos o ciclos de tercer orden, nombrados (a), (b) y (c), respectivamente (fig.36). Estos puntos de contraste muestran cambios en las facies y en la energía general del sistema. El primer punto que separa las secuencias (a) y (b), pone en contacto por debajo areniscas del delta frontal proximal (FA 2.C) y por encima depósitos de prodelta. Esta superficie se ha interpretado como un límite de secuencia de tercer orden debido a que los depósitos de FA 1 comienzan de una manera muy abrupta. El límite que separa a las secuencias (b) y (c), presenta un marcado cambio paleoambiental, se apilan unidades de asignadas a un prodelta y frente deltaico, por sobre depósitos de planicie deltaica (canales distributarios). El ciclo depositacional es interrumpido por el contacto con un *plateau volcánico* plio-pleistocénico el cual se apoya de forma no concordante sobre el tope del afloramiento, por ende la superficie limitante superior de la secuencia (c) no se identifica.

La secuencia (a) se identificó en los 87 m basales en el perfil 1 y en el perfil 2 por 53 m, integrándose por unidades esencialmente arenosas con tendencia granocreciente y estratocreciente. Cuenta con una proporción entre elementos progradantes y elementos retrogradantes de 87:13. Los elementos retrogradantes están representados en la sección basal mientras que los progradantes están mayoritariamente predominantes en la superior. Representado por los siguientes elementos arquitecturales: complejos de barras de desembocadura proximales (FA 2.B), que se alternan con barras de desembocadura distales

(AF 2.A, como parte de los lóbulos progradantes terminales), depósitos de procesos hiperpicnales y sedimentos finos prodeltaicos a interlóbulos (FA 1).

Los depósitos arenosos de la secuencia (a) y de la sección basal de la secuencia (b), son separados en una serie de lóbulos deltaicos (LD) (son análogas a parasecuencias) que se muestran en la Figura 36, como "LD 1", "LD 2", etc. Los lóbulos tienen forma de lentes a gran escala y pueden ser reconocidos a lo largo del afloramiento durante cientos de metros. Cada lengua de arenisca está compuesta por múltiples barras de desembocadura. Suelen tener en la base, por lo general, depósitos de frente deltaico distal / prodelta (FA 1.A). Los sedimentos de barra de desembocadura distal (FA 2.A), son cubiertos por espesos cuerpos arenosos propios de las barras de desembocadura proximal (AF 2.B y 2.C), llegando a casi 20 m de espesor en su conjunto. Estos cuerpos son continuos entre los dos perfiles, por lo tanto, deberán tener al menos 300 m de extensión lateral. Los cambios internos dentro de cada lóbulo están relacionados a las variaciones en el nivel del mar. Las superficies de inundación de alta frecuencia están cubiertas por una unidad de grano fino (FA 1), que separa la fase de abandono de cada lóbulo.

En el cuadro de correlación, se puede observar, solo en el perfil 1, que los lóbulos LD 1 y LD 2 (ver fig. 36) tienen un incipiente desarrollo vertical, y se encuentran cubiertos por intervalos de materiales finos. Estos depósitos se encontrarían en una posición relativamente distal del frente deltaico a un prodelta; se interpretan como las fases terminales de los lóbulos. Hacia arriba esta tendencia cambia en los lóbulos 3, 4 y 5 (LD 3, LD 4 y LD 5; ver fig. 36) asignados a la asociación de facies (AF 2.B), los cuales se logran identificar en los dos perfiles. La participación de material fino es casi nula y el espesor de los lóbulos aumenta marcadamente con gran desarrollo vertical con cuerpos de areniscas de hasta 20 m de espesor; tiene un patrón agradacional instalado en una posición media del frente deltaico. Esta posición paleogeográfica se mantuvo relativamente estable y permitió el gran desarrollo de estos cuerpos. Las paleocorrientes indican que el que sentido de avance de los lóbulos era norte - noroeste.

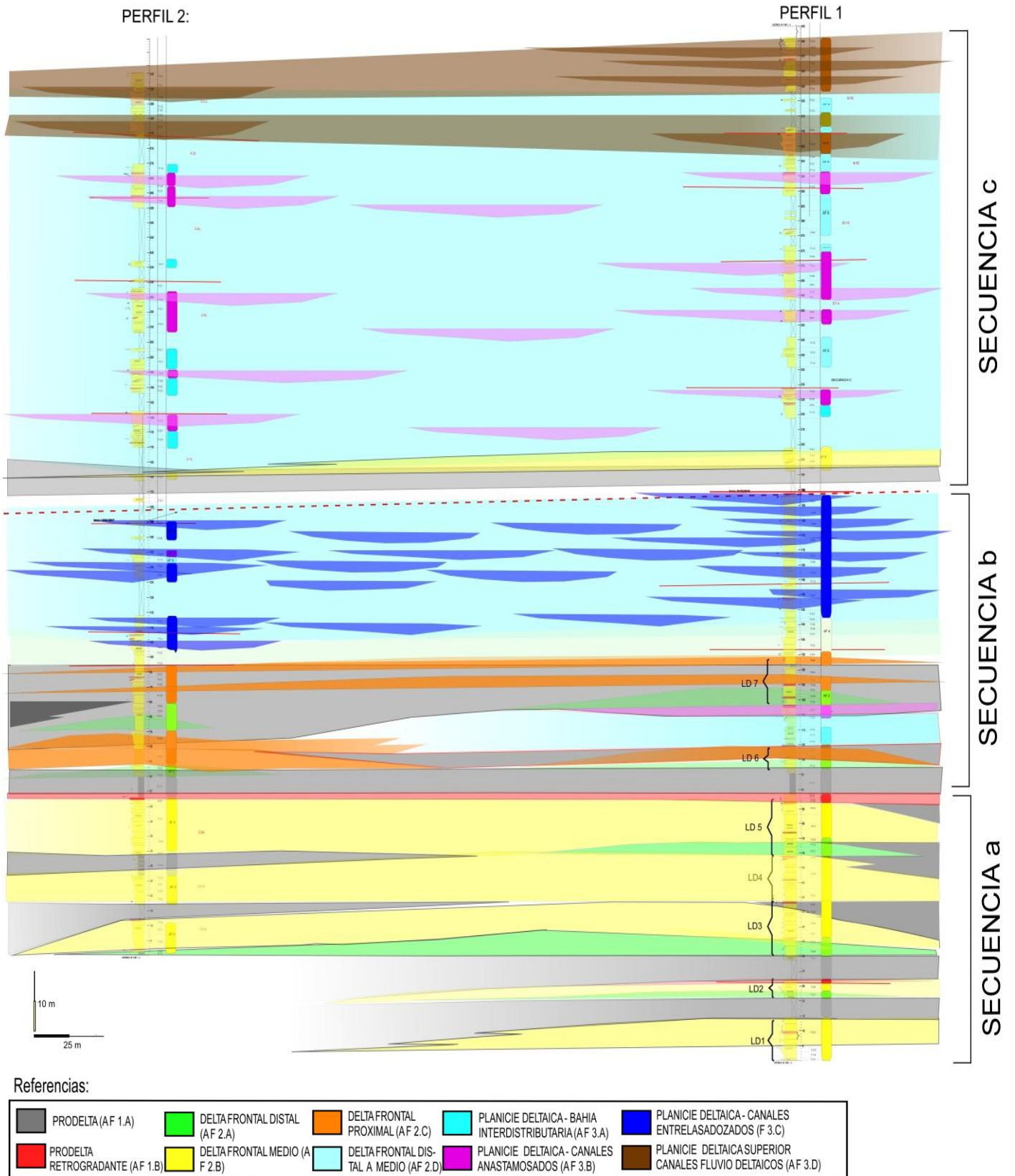


Fig. 36. Panel de correlación basado en secciones medidas (perfil 2 en la izquierda y perfil 1 a la derecha). El cinturón de afloramiento tiene una longitud de aproximadamente 500 m y el espesor estratigráfico total es de aproximadamente 400 m

La secuencia (b) muestra una sucesión casi ininterrumpida desde una marcada transgresión (un avance de la línea de costa sobre el continente), y las subsecuentes progradaciones (retroceso de la línea de costa hacia la cuenca). Se inician con pelitas de plataforma - prodelta (las más espesas de todo el sector estudiado) las que evolucionan hacia un frente deltaico, donde se encuentran barras de desembocadura distal a proximal, y hacia arriba se apilan unidades propias de una planicie deltaica inferior, representado por los siguientes elementos: depósitos de desborde y canales distributarios.

Luego de un potente cuerpo de material fino, asignado a un prodelta, se identifican unidades arenosas que forman parte del frente deltaico identificadas como LD 6 y LD 7 (ver fig. 36), constituidas por sedimentos adjudicados a las asociaciones de facies (AF 2.A y 2.C), formando lóbulos deltaicos. Tienen un desarrollo más incipiente, en cuanto al espesor, que los cuerpos identificados en la parte superior de la secuencia (a). Los lóbulos LD 6 y 7 no superan los 10 m, presentan escaso material bioclástico y abundantes trazas fósiles de *Dactyloidites ottoi*.

Por encima de los depósitos de frente deltaico, se apila un espeso intervalo de cuerpos arenosos (AF 3.C) de casi 20 m, casi sin presencia de material fino. Se encuentran bien representados en el perfil 1, y en el perfil 2 se encuentran cubiertos por derrubios (ver fig.36). Estas unidades representan canales distributarios pocos profundos amalgamados en la planicie deltaica inferior. Las paleocorrientes medidas no muestran mucha dispersión, están orientados al norte con pequeñas desviaciones hacia el noroeste (fig. 33).

La secuencia (c) comienza con unas pequeñas expresiones de materiales prodeltaicos y depósitos de frente deltaico proximal, observados en el perfil 1 y en el perfil 2 no se identifican con claridad por estar cubiertos por derrubios. Por encima, se depositaron espesos intervalos interpretados como parte de la planicie superior y muestran una mayor presencia de material fino, y a su vez, un aumento en la granulometría en los cuerpos de areniscas presentes. Las estructuras sedimentarias y la geometría de dichos cuerpos, indican mayor energía general del sistema, en relación a las secuencias inferiores (a y b). Los elementos arquitecturales presentes son: amplias bahías interdistributarias, depósitos de desborde, relleno de canales distributarios y canales distributarios fluvio-deltaicos.

Esta secuencia inicia con varios metros de depósitos de planicie deltaica inferior, incluyendo pelitas carbonosas, que proporcionan un contexto coherente con una bahía interdistributaria (AF 3.A). Los rellenos de los canales distributarios (FA 3.C), se superponen erosivamente a los depósitos de la bahía interdistributaria. Estos canales a diferencia de los observados en la

secuencia (b) muestran un estilo diferente, en cual los canales se encuentran relativamente aislados y tienen un mayor tamaño. En momentos de mayor descarga fluvial estos canales fueron desbordados, generando depósitos sobre las bahías interdistributarias (depósitos de desborde). En la parte superior de esta secuencia se encuentran los depósitos más próximos al continente, los cuales cuentan con el material más grueso identificado en toda esta sección de la Fm. Lajas, presenta arenas muy gruesas y gravas. Son interpretados como canales distributarios fluvio - deltaicos (AF 3.D), de la planicie deltaica superior. Estos canales, muestran características y estilos similares a los observados en los canales distributarios que yacen por debajo, en esta misma secuencia de la planicie inferior. Por los que este aumento relativo del tamaño de grano y la energía general del sistema, se interpreta solo como una mayor cercanía del área fuente del material de aporte, es decir que existió un avance del sistema hacia la cuenca. Las paleocorrientes medidas en estos intervalos muestran una mayor dispersión respecto a las observadas en los canales distributarios de la secuencia (b); en este caso muestra un rumbo más orientado hacia el noroeste (fig. 31).

(VII) Procesos que condicionaron la morfología del sistema deltaico que depositó la Fm. Lajas, en el sector de estudio:

Un gran sistema deltaico como el representado en la Fm. Lajas posee una enorme heterogeneidad en los factores que condicionan su organización, por lo que resulta muy difícil proponer conclusiones que abarquen toda su extensión. Sin duda la Fm. Lajas muestra diversos grados de influencias fluviales, de mareas u oleaje que afectan la morfología del delta a pequeña y a gran escala.

Al examinar la Figura 36, es evidente que cada secuencia contiene un conjunto diferente de asociaciones de facies. La secuencia (a) está compuesta por barras de desembocadura proximales (FA 2 B), barras de desembocadura distales (AF 2 A) y material prodeltaico (FA 1 A y FA 1 B). Esta secuencia contiene asociaciones de facies con influencia continental y poca evidencia de mareas, por la naturaleza muy energética de estos depósitos como se discutió anteriormente. Otro indicio de la acción de la marea según Kurcinka (2014), podría ser la buena clasificación de los granos de arena y la escasez relativa de sedimentos de grano fino, en las unidades asignadas a la asociación de facies 2.B. Pero en esta sección es descartado por no estar acompañado de ninguna otra señal fuerte de marea, o por lo menos no fueron identificadas. En cuanto al oleaje se encontraron evidencias en entornos distales en materiales prodeltaicos.

La secuencia (b), por otro lado, contiene diferentes conjuntos de asociaciones de facies. Comienza con materiales prodeltaicos (AF 1.B y 1.A), se observan señales de oleaje en estos sedimentos, como el retrabajo transgresivo sobre los sedimentos del frente deltaico, y la presencia de estratificación cruzada de tipo hummucky (HCS). En el espeso cuerpo de material fino (AF 1.A), se encuentra abundante materia orgánica carbonizada y restos de fitoclastos, esto marcaría la influencia del continente. Por encima se apilan, conjuntos de barras de desembocadura AF 2.A y AF 2.C, en estas unidades existen abundantes materiales continentales, como restos vegetales carbonizados y fitoclastos. Pero se observan también evidencias de procesos de marea los cuales son reconocidos por estratificaciones cruzadas de pequeña a gran escala (posiblemente sigmoidales), con láminas de material fino orgánico mostrando un patrón rítmico. Seguido a esto en el perfil 1 se identifican unidades asignadas a las AF 2.D, estas barras de desembocadura fueron fuertemente modeladas por el oleaje y presentan abundantes ondulitas simétricas. Por sobre esto, se apilan espesos depósitos de la AF 3.C, canales distributarios trenzados, dominados por el río, en los que no se identificaron evidencias de otros procesos.

La secuencia (c), se emplaza casi en su totalidad en un paleoambiente de planicie deltaica inferior a superior, está conformada por amplias bahías interdistributarias (FA 3.A), depósitos de desborde y canales distributarios relativamente aislados (FA 3.B). Al igual que en la secuencia inferior los procesos fluviales son los que dominan, pero se encuentran evidencias de marea tanto dentro de los canales como en las bahías interdistributarias. Sin embargo, se ha observado cierta tendencia dentro de los canales distributarios. Los canales estratigráficamente más bajos se caracterizan por una mayor bioturbación y mantos de material fino, por el contrario los canales estratigráficamente más elevados, contienen más material del tamaño guijarro y fragmentos de madera fosilizada. La interpretación es que se encontraban más cerca de la desembocadura del río y, por lo tanto, más sujetos a la influencia marina, especialmente durante los períodos de baja descarga del río (agua salobre con influencia de las mareas). Los canales estratigráficamente más altos se ubicaron en una posición más cercana al continente, donde no hay influencia detectable de los procesos marinos. Coronando esta sección se depositan los sedimentos más próximos al continente (AF 3.D), por lo tanto los que muestran una mayor influencia del mismo.

En periodos de bajas descargas puede resultar en una intensa colonización faunal del sustrato, este proceso es altamente irregular, la presencia de ritmitas mareales, por otro lado, indica retrabajo de corrientes marinas (mareas) que se produce preferentemente durante periodos

de inundación, cuando las condiciones de descarga del río son bajas inducen una mayor salinidad (el agua salina puede penetrar más tierra adentro), y permiten a otras corrientes (por ejemplo, corrientes de marea) o procesos de oleaje redistribuir los sedimentos depositados por procesos fluviales (Rossi & Steel, 2015). Estos periodos de baja energía, sumado a la gran disponibilidad de materia orgánica, habría favorecido la presencia de trazas fósiles como *Dacitiloides ottoi*; la importancia de la duración de estas ventanas de colonización explica la escasez de *D. ottoi* en la asociación de facies 2.B, que registra la deposición deltaica muy energética con intervalos muy cortos de baja energía (escasez de facies de limolitas) (Agirrezabala L. M, 2004).

Inmediatamente al norte distante a unos 2 km del sitio de estudio, Zavala (1993) en cercanías del Arroyo Ñireco, levantó un perfil denominado "Puesto Pichonleo", en cual definió un sistema deltaico con un dominio fluvial, con gran influencia del oleaje. Mientras que hacia el suroeste, en el área del cerro Lohan Mahuida, Rossi & Steel (2015) lo definió como un sistema deltaico de energía mixta, dándole gran importancia como agente modelador de los sedimentos a las mareas. Por lo tanto, se plantea que la zona de estudio de la presente contribución, se encontraría en una zona de transición. La zona de Lohan Mahuida se encontraría ligeramente más restringida, lo cual enfatizaba el accionar de las mareas. Desplazándose en dirección norte, en el área de estudio e inclusive en la zona del Arroyo Ñireco, se interpreta una paulatina transición hacia aguas más abiertas, más expuestas al accionar del oleaje.

Las facies y elementos arquitecturales descritos en este trabajo permiten reconocer la existencia de procesos fluviales como el principal agente modelador, como se expuso anteriormente. El accionar de procesos de la marea y oleaje, son interpretados como retrabajos en los sedimentos, en condiciones de baja descarga de material acarreados por el sistema fluvial, no teniendo grandes implicancias en la morfología y distribución a gran escala de los procesos y subambientes identificados.

(XIII) Discusión:

La Fm. Lajas analizada en el afloramiento del Cañón Picún Leufú, ha sido interpretada paleoambientalmente mediante la distinción de facies, asociaciones de facies, elementos arquitecturales y su distribución, como una sucesión deltaica progradacional fluvio-dominada con subordinada influencia de procesos mareales y oleaje. Es un sistema deltaico rico en

areniscas, bien seleccionadas, muy diferentes de la mayoría de los ejemplos modernos, que poseen abundancia de material fino, con influencia de mareas. Todo el ciclo sedimentario en conjunto no muestra una evolución paleogeográfica muy marcada, se observó que en la base de la secuencia (“a”) (parte inferior de la sección analizada), comienza con unidades asignadas a un frente deltaico distal a un prodelta, y hacia el tope de la secuencia (c) (parte superior de la sección analizada) culmina con depósitos de canales distributarios fluvio-deltaicos de la planicie superior. Este cambio paleoambiental, relativamente gradual, se produjo luego de la depositación de más 300 m de sedimentos, hecho que implica el mantenimiento de condiciones de sedimentación relativamente semejantes durante un lapso de tiempo bastante prolongado, que según los datos bioestratigráficos aportados por Zavala (1993) implica parte del Aaleniano y la casi totalidad del Bajociano.

El gran desarrollo vertical se relaciona a la gran creación de espacio de acomodación, y a la abundante disponibilidad de sedimento que recibía la cuenca. Una posible explicación para este aporte anormal de sedimentos hacia la cuenca, es que dicho aporte se debe a un sistema deltaico desarrollado en una etapa de “*greenhouse*” global, donde un período de calentamiento climático, aceleró procesos de erosión y transporte de materiales hacia la cuenca. En el Golfo de México hay evidencia de que los eventos climáticos globales que conllevaron al aumento de la temperatura global y por ende de la temperatura promedio de la superficie del mar, ha provocado un incremento del 20 al 100% del potencial en el aporte sedimentario de la fuente receptora. También los periodos de tormentas que vienen emparentados con la etapa de “*greenhouse*” junto con los procesos propios del sistema deltaico (río, corrientes mareales, olas, gravedad, etc.) permitieron redistribuir los sedimentos dando como resultado una moderada selección (Zhang, Steel, y Ambrose, 2016). Sumado a que probablemente el área-fuente de materiales no estaba muy lejos y los gradientes eran posiblemente altos, debido a la gran actividad tectónica sindeposicional. Por otra parte no existen en estos períodos variaciones de nivel de base rápidas y de elevada magnitud, sino que son lentas y de modestas dimensiones, lo que caracterizó al sector sur de la cuenca durante el desarrollo de estos sistemas.

En las secuencias (a) y (b), se identificaron depósitos de AF 2.B y AF 2.C, respectivamente, que están ubicadas en el mismo entorno ambiental general (es decir, en la parte del frente deltaico). En el caso de AF 2.B, es interpretada como depósitos de frente deltaico dominado por el río, con gran desarrollo vertical, con episodios muy energéticos y sin influencia de marea. En tanto AF 2.C, es interpretada como barras de desembocadura progresiva fluvio-

dominada, con influencia de la marea, que desplaza suavemente el material aportado por los canales distributarios hacia la cuenca. Contienen además diferentes concentraciones de indicadores de mareas. Se infiere que se produjo un cambio a nivel regional a través del tiempo, y no solo un cambio local en los procesos. La diferencia podría estar relacionada con la pendiente del quiebre de la plataforma, en la primera secuencia tendría una gran inclinación hacia la cuenca, lo que generaría eventos depositacionales de mayor energía, con un suministro constante de material proveniente del río. Esto explicaría la ausencia de material fino y la limitada influencia de la marea hacia el frente deltaico. En tanto en la secuencia (b), el frente deltaico acusaría una menor pendiente hacia la cuenca, y el material sedimentario es provisto directamente por canales distributarios redistribuyéndolo en las barras de desembocadura; esta configuración permitiría una mayor acción de marea hacia el frente deltaico. Este cambio alogénico, es interpretado como producido por una deformación tectónica sindepositacional. Se infiere que hubo un cambio que alteró significativamente la continuidad estratigráfica y el entorno paleogeográfico, entre las secuencias (a) y (b).

Si bien el análisis y las interpretaciones realizadas en este trabajo tienen un alcance local, este contraste particular sumado al gran cambio estratigráfico, por las facies que se ponen en contacto en este punto, podría estar relacionado a parte de lo que se denominó regionalmente como la *discordancia Intrabajociana*. La cual como se mencionó anteriormente, fue identificada por Zavala (1993) a pocos kilómetros de esta zona, en cercanía del arroyo Ñireco y mencionado por Chávez (2018).

Otra llamativa variación en la dinámica del sistema se identifica entre las secuencias (b) y (c), donde se interpreta un cambio en los estilos de los canales distributarios en la planicie inferior. En la Fig. 37, se muestra una reconstrucción paleogeográfica del sistema deltaico de la Fm. Lajas, basada en todas las observaciones presentadas en este documento. Se muestran dos posibles escenarios para la dinámica y distribución de los canales distributarios, en la planicie deltaica. Un escenario involucra canales distributarios poco profundos, amalgamados y de grano relativamente grueso, probablemente entrelazados (AF 3.C) (fig. 37.B) y el otro está dado por canales distributarios relativamente aislados (AF 3.B), cortando sedimentos finos (AF 3.A) (fig. 37.A). Estas figuras fueron realizadas apoyadas en los datos de paleocorrientes tomados, en los cuales se observa claramente una mayor dispersión en las mediciones en los canales de la secuencia (c), comparado con las mediciones de la paleocorrientes de la secuencia (b). Estas diferencias podrían estar relacionadas con los espacios de sedimentación, en el caso de la secuencia (c) serían amplios, en el cual los canales distributarios podrían tomar

múltiples direcciones. En el caso de la secuencia (b) los datos son menos dispersos, evidenciando espacios de sedimentación más estrechos (ver figuras 37 A y B). La asociación de facies 3.C, se encuentra en la parte media de la sucesión estudiada: parte superior de la secuencia (b). Mientras que las asociaciones de facies 3.B y 3.A, constituyen la mayor parte de la sección media y superior de la columna (ver cuadro de correlación, fig. 36).

El croquis paleogeográfico establece la hipótesis de dos estilos fluviales que probablemente no coexistieron o lo hicieron esporádicamente. Una posible explicación para este cambio es la actividad tectónica sindeposicional, la cual podría haber modificado los gradientes hacia la cuenca. Con gradientes de deposición más pronunciados, el estilo fluvial que dominaba era el entrelazado (AF 3.C), mientras que cuando los gradientes fueron menores se depositó la AF 3.B, con un estilo fluvial de tipo anastomosado.

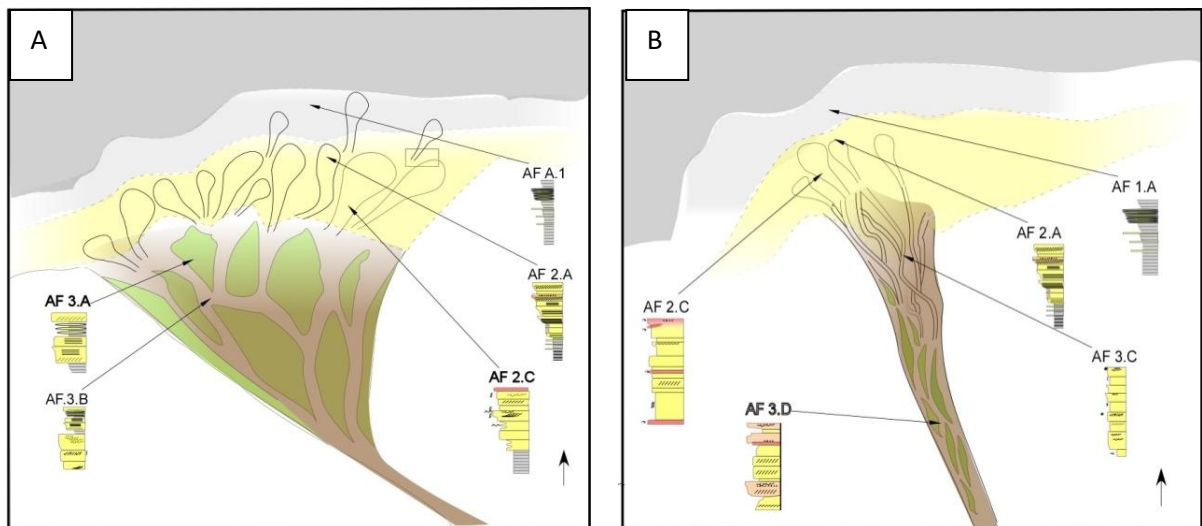


Fig. 37. Croquis paleogeográfico (no a escala) del sistema deltaico de la Fm. Lajas. La reconstrucción paleogeográfica muestra un complejo sistema deltaico, pasando de localizaciones proximales a distales. Se enfatiza en dos estilos de canales en la planicie deltaica inferior a superior: canales aislados en sedimentos fangosos (A) y canales amalgamados de tipo entrelazado (B).

La Figura 38 muestra una posible reconstrucción del sistema de la Fm. Lajas a una escala mayor donde se integran los datos e interpretaciones efectuadas en la presente contribución con los trabajos realizados por Rossi & Steel (2015) (en el área de Lohan Mahuida distante unos 9 km aproximadamente al noroeste) y por Kurcinca (2014) (en el área de Los Molles distante unos 12 km aproximadamente al sudeste). La imagen muestra el sentido general de las paleocorrientes de los lóbulos progradantes del sistema (frente deltaico) representados por líneas discontinuas; y el sentido de las paleocorrientes de los canales distributarios a medida que se bifurcan en la planicie deltaica, representados por líneas continuas. Rossi & Steel

(2015), proponen dos sistemas principales de ríos alimentadores separados por un elemento tectónico (una falla o pliegue) (Fig. 38). En este escenario, los sistemas al este del lineamiento están en un área de elevación relativa, mientras que los sistemas al oeste están en un área de subsidencia relativa. Esto podría haber jugado un papel importante en el control de la intensidad de la corriente de marea modificando la morfología de la línea de costa (es decir, creando un embalse) y la batimetría. Además, los datos de paleocorrientes de diferentes niveles estratigráficos de la Fm. Lajas en Lohan Mahuida (Fig. 38) parecen sugerir una tendencia paralela o perpendicular al elemento de falla y / o pliegue, por lo tanto apuntan a una influencia de este elemento tectónico en el desarrollo de los sistemas deposicionales. El sistema deltaico en la mitad inferior de la Fm. Lajas estudiada por Rossi & Steel (2015) se caracterizó por paleocorrientes dirigidas principalmente hacia el norte y el noreste. Mientras que las paleocorrientes medidas por Kurcinka (2014), y los datos relevados en el presente trabajo indican una tendencia general en dirección nor-noroeste.

Ambos estudios tanto el de Kurcinka (2014) como el de Rossi & Steel (2015), fueron realizados en depósitos que fueron asignados a la Fm. Lajas inferior, presumiblemente se habrían depositado en forma coetánea, al menos en sus secciones inferiores. En la figura 38, se denominan como tiempo de depositación 1 (líneas amarillas y marrones) y tiempo de depositación 2, a la secuencia media del área de Lohan Mahuida y superior del área de Los Molles (líneas rojas y grises, respectivamente). Tomando como cierta la hipótesis planteada en la presente contribución, de que la *discordancia Intrabajociana* se encontraría entre la secuencia (a) y (b), esto marcaría que las secuencias (b) y (c) analizadas en este trabajo serían parte de la Fm. Lajas superior, siendo depositadas posteriormente, a las secciones de la Fm. Lajas relevadas en los dos trabajos citados previamente asignadas a la Fm. Lajas inferior. Por lo tanto, se propone como parte de un tiempo de depositación 3, a la secuencia (a) por debajo de la discordancia, como contemporánea con la secuencia superior estudiada por Rossi & Steel (2015). Las secuencias de la Fm. Lajas superior (b) y (c), son asignadas a un tiempo 4 y 5, respectivamente.

En la figura 38, también se realiza una reconstrucción especulativa de la tendencia media de la línea de costa, tomando todas las interpretaciones realizadas. Se observa el avance de la línea de costa hacia el centro de cuenca en los sucesivos tiempos 3, 4 y 5 (líneas negras en la figura 38), mostrando claramente la tendencia progradacional del sistema.

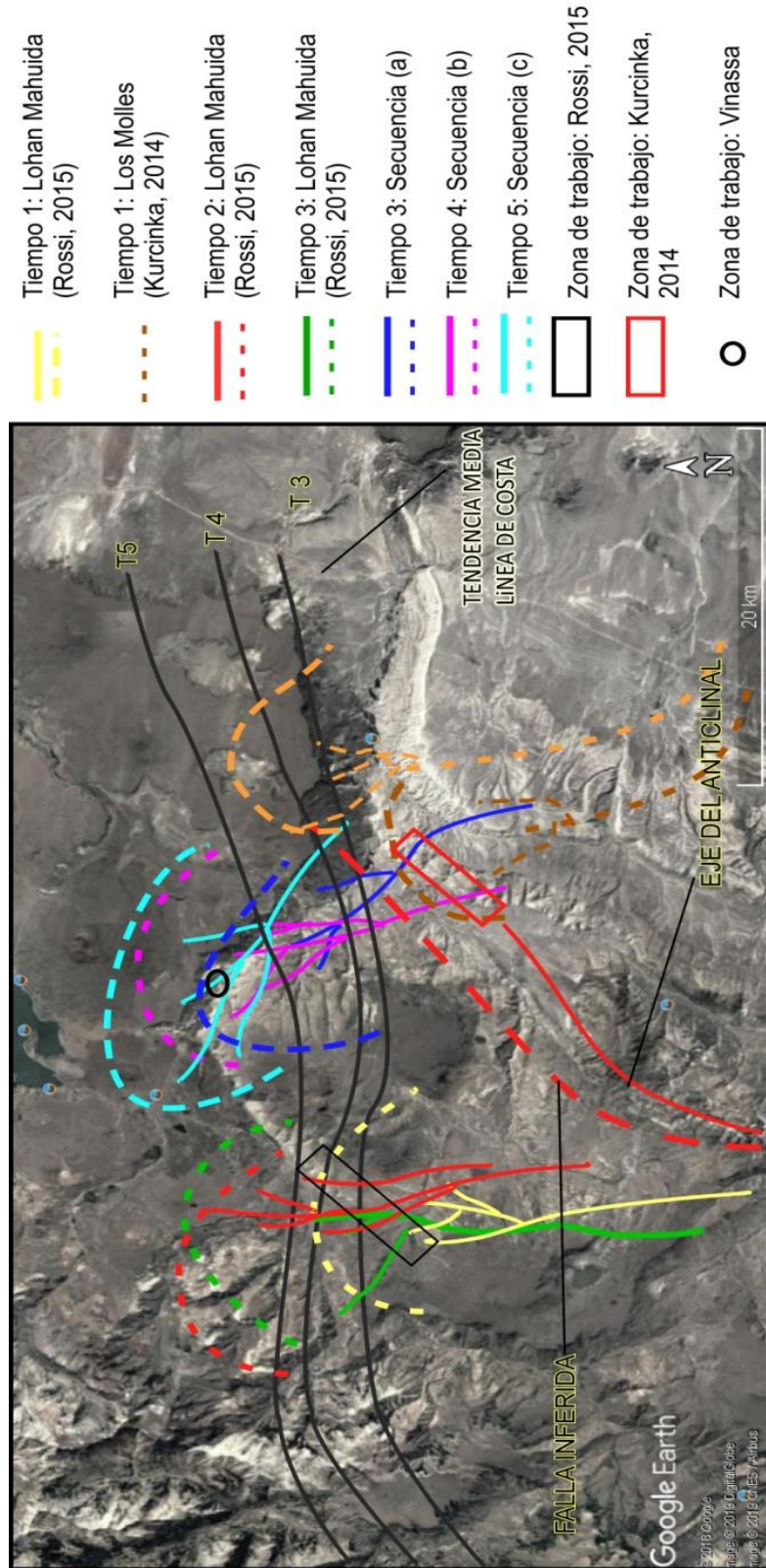


Fig. 38. Reconstrucción especulativa de la paleogeografía de Fm. Lajas entre las dos principales vías fluviales / deltaicas (líneas amarillas, naranjas, verdes, marrones, azules, violetas y celestes). Imagen satelital de base tomadas de Google Earth.

(XIV) Conclusión:

La Fm. Lajas analizada en el afloramiento del Cañón del Anticlinal Picún Leufú, al norte del arroyo homónimo, ha sido interpretada como una sucesión deltaica progradacional fluvio-dominada con una subordinada influencia de procesos mareales y oleaje. Todo el ciclo sedimentario en conjunto no muestra una evolución paleogeográfica muy marcada. El carácter rico en arena es una combinación de proximidad a la fuente y a la actividad tectónica sindespositiva.

Basado en el análisis de facies, asociaciones de facies y elementos arquitecturales de dos secciones estratigráficas relevadas de la Fm. Lajas, se identificaron 15 facies sedimentarias, las que las cuales fueron agrupadas en 10 asociaciones de facies, correspondientes a un sistema deposicional deltaico, con tendencia regresiva general. Dentro del mismo, fueron asignadas a tres subambientes, entendidos aquí como unidades genéticas mayores que los elementos arquitecturales y análogas a las características fisiográficas modernas de muchas cuencas marinas. Los subambientes identificados incluyen prodelta, frente deltaico, hasta planicies deltaicas inferior y superior. Estos elementos fisiográficos se subdividieron en elementos arquitectónicos de menor escala, planicie de pelítica, depósitos hiperpícnicos, depósitos de frente deltaico, barras de desembocadura proximales y distales dominadas por el río, barras de desembocadura influenciadas por el oleaje, canales distributarios terminales, bahías interdistributarias, depósitos de desborde y canales distributarios.

Esta sección de la Fm. Lajas, fue subdividida en tres secuencias de tercer orden (Chávez, 2018), secuencias (a), (b) y (c). La sección se inicia con depósitos asignados a las secuencia (a), los cuales fueron identificados como propios de un ambiente de prodelta a un frente deltaico proximal, los elementos arquitecturales presentes son: planicies pelíticas de prodelta con influencia del oleaje (poco desarrollados), barras de desembocadura distales y un frente deltaico muy desarrollado, estas dos últimas muestran un dominio fluvial. No se encuentran evidencias de mareas en esta secuencia.

Secuencia media (b), muestra una evolución continua desde unidades prodelta, hasta sedimentos de la planicie deltaica. Los elementos arquitectónicos identificados son: depósitos de prodelta, barras de desembocaduras distales, barras de desembocadura proximales con dominio fluvial con evidencias de la marea en episodios de pausa en la sedimentación fluvial, barras de desembocadura dominadas por el oleaje, y culminando con sedimentos de la

planicie deltaica inferior, representados por canales distributarios de tipo entrelazados con dominio fluvial.

La secuencia (c) es la secuencia con mayor espesor y la que mantuvo una posición paleogeográfica más estable, mostrando un gran patrón agradacional, instalado en la planicie deltaica inferior a superior. Los elementos arquitecturales identificados son: amplias planicies deltaicas con depósitos de desborde, canales distributarios de tipo anastomosados, y canales distributarios fluvio-dominados. Estos sedimentos están fuertemente dominados por el río y se observa alguna influencia de la marea en pequeños intervalos.

(XV) Bibliografía:

AGIRREZABALA L. M., DE GIBERT J. M., 2004. Paleodepth and Paleoenvironment of *Dactyloidites otto* (Geinitz, 1849) from Lower Cretaceous Deltaic Deposits (Basque-Cantabrian Basin, West Pyrenees). *PALAIOS*, 19, 276–291.

ARREGUI, C.; CARBONE, O. y LEANZA, H., 2011. Contexto tectosedimentario. En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danieli, J. C. (eds.). *Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*: 29-36.

AINSWORTH, R.B., FLINT, S.S., & HOWELL, J.A., 2008. Predicting coastal depositional style: influence of basin morphology and accommodation to sediment supply ratio within a sequence stratigraphic framework. En: Steel, R.J., Burgess, P.M., & Dalrymple, R.W., eds., *Recent advances in models of siliciclastic shallowmarine stratigraphy*: SEPM, Special Publication 90, p. 237–263.

AINSWORTH, R.B., VAKARELOV, B.K., AND NANSON, R.A., 2011. Dynamic spatial and temporal prediction of changes in depositional processes on clastic shorelines: toward improved subsurface uncertainty reduction and management: *American Association Petroleum Geologists, Bulletin*, 95, 267–297.

ALLEN, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders: *Sedimentology*, 33, 237–293.

ASTINI, R.A. 1996. Las fases diastólicas del Palaeozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires, Actas 5, 509–526.

BATES, C.D., 1953, Rational theory of delta formation: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 37, p. 2119–2162.

BHATTACHARYA, J.P. 2006. Deltas. En Posamentier H. W., y Walker G. R., 2006. eds., *Facies Models Revisited*: 241–292.

BHATTACHARYA, J.P., 2010. Deltas. En: Dalrymple, R., James, N., eds., *Facies Models 4*: 233-264.

BHATTACHARYA, J.P., & TYE, R.S., 2004, Searching for modern Ferron analogs and application to subsurface interpretation. En Chidsey, T.C., Jr., Adams, R.D., and Morris, T.H., eds., *The Fluvial-deltaic Ferron Sandstone: Regional to Wellbore-Scale Outcrop Analog Studies and Application to Reservoir Modeling*: *American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology*, 50, 39–57.

BOYD, R., DALRYMPLE, R.W., & ZAITLIN, B.A., 1992, Classification of clastic coastal depositional environments: *Sedimentary Geology*, 80, 139–150.

CHÁVEZ, S. A., 2018. Análisis estratigráfico de secuencias de alta resolución de la Fm. Lajas (Jurásico Medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina (Cañón del Arroyo Picún

Leufú), Provincia de Neuquén. Trabajo Final de grado (inédito). Universidad Nacional del Comahue. 98 pp.

COLEMAN, J.M., & PRIOR, D.B., 1982, Deltaic environments, en Scholle, P.A., y Spearing, D.R., eds., Sandstone Depositional Environments: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31, 139–178.

COLLINSON, J.D., 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England: *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 194-221.

DALRYMPLE, B.W. 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, B.W. 2010. Tidal depositional systems. En: *Facies Models* (Eds N.P. James & B.W. Dalrymple), vol. 4, pp. 201–231. Geological Association of Canada, St. Johns, Newfoundland.

ELLIOTT, T., 1986, Deltas. En: Reading, H.G., ed., *Sedimentary Environments and Facies*: Oxford, U.K., Blackwell Scientific Publications, p. 113–154.

FISK, H.N., 1961. Bar finger sands of the Mississippi delta. En: Peterson, J.A., and Osmond, J.C., eds., *Geometry of Sandstone Bodies—A Symposium*: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 29–52.

FRANZESE J.R. & SPALLETTI, L.A., 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 pp (inédito).

GARCÍA MORABITO, E., 2010. Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38°15' y los 40°S. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. 296 pp (inédito).

GARRIDO A.C. 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danieli, J. C. (eds.). *Relatorio 18º Congreso Geológico Argentino*) 21: 231- 244.

GALLOWAY, W.E., 1975, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: Broussard, M.L., ed., *Deltas, Models for Exploration*: Houston, Houston Geological Society 87–98.

GROEBER. P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(3): 177-208.

GULISANO, C.A. 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. *VIIIº Congreso Geológico Argentino*, Actas 3: 579 - 592. Buenos Aires.

GULISANO, C.A. & GUTIEREZ PLEIMLINGI, A. 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. Neuquén province. *Asociación Geológica Argentina, Serie E*, 2: 1-111. Buenos Aires.

GRESSLY, A., 1838, Observations géologiques sur le Jura Soleurois: *Neue Denksch. allg. schweiz., Ges. ges. Naturw.*, v. 2, p. 1–112.

HERRERO DUCLOUX, A, 1946. *Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino*. B.I.P., 266: 245-280.

KURCINKA, C. L. 2014. Sedimentology y facies architecture of the tide - influenced, river dominated delta mouth bars in the Lower Lajas Formation (Jurassic), Argentina. Doctoral (inédito).

MCLLROY, D., Flint, S. & Howell, J., 1999. Application of High-Resolution Sequence Stratigraphy to Reservoir Prediction and Flow Unit Definition in Aggradational Tidal Sediment Successions, in: GCSSEPM Foundation 19th Annual Research Conference. Advanced Reservoir Characterization: 121-132.

MCLLROY, D., Flint, S., Howell, J.A. & Timms, N. 2005. Sedimentology of the tide-dominated Jurassic Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 252, 83–107.

MITCHUM, R.M., P.R. VAIL y THOMPSON, 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. En: *Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration*, A.A.P.G., Memoir 26: 53-62, Tulsa.

MOSQUERA, A. & RAMOS, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment, in Kay, S.M., and Ramos, V.A. (eds). *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° lat)*: Geological Society of America Special Paper 407, 97-124.

LLAMBÍAS, E.J. & A.M. SATO. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(4): 111-131.

LEANZA, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 11(2): 145-184. Buenos Aires.

LEANZA, H.A. 2003. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neuquina, Argentina. *SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas, Geología 2*: 1-31. Buenos Aires.

LEANZA, H.A., SATTLE, F., MARTINEZ, R.S & CARBONE, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío - Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danieli, J. C. (eds.). *Relatorio 18º Congreso Geológico Argentino 11*: 113 - 129

LEGARRETA, L. & GULISANO C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior - Terciario Inferior). *Cuencas sedimentarias argentinas*: 221 - 243.

LEGARRETA, L. & ULIANA, M.A. 1999. The Jurassic succession in westcentral Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303-30.

POSAMENTIER, H.W. & WALKER, R.G., 2006. Facies Models. *SEPM (Society for Sedimentary Geology). Special Publication 84*.

RAMOS V.A. 1984. Patagonia: ¿Un continente Palaeozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2, 311–325.

RAMOS V.A., Jordan T.E., Allmendinger R.W., Mpodozis C., Kay, S. M., Cortés, J.M. & Palma, M. 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5. 855-880.

ROSSI V. M. & STEEL R. J. 2015. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Journal of the international Association sedimentologists* 63: 824–864.

RICCARDI, A.C., DAMBORENEA, S.E., MANCENÍDO, M.O., SCASSO, R. LANES, S. & IGLESIAS LLANOS. M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (2): 228-234.

RODRIGUEZ, M.F. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío – Paleógeno Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danieli, J. C. (eds.). *Relatorio 18º Congreso Geológico Argentino* 22:245 - 264.

SILVESTRO, J., ZUBIRI, M., 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39ºS) Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1), 49-64.

SPALLETTI, L.A., ARREGUI, C.D. & GONZALO VEIGA, G. 2011. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danieli, J. C. (eds.). *Relatorio 18º Congreso Geológico Argentino*.

TUNIK, M., FOLGUERA A., NAIPAUER, M., PIMENTEL M. & RAMOS, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489(1-4): 258-273.

VEIGA, G.D., SPALLETTI, L.A. & SCHWARZ, E. 2011. El Miembro Avilé de la Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danieli, J. C. (eds.). *Relatorio 18º Congreso Geológico Argentino* 16: 181 - 188.

VERGANI, G.D., TANKARD, A.J., BELOTTI, H.J., WELSINK, H.J., 1995. Evolución tectónica y paleogeográfica de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Sociedad americana de Geólogos Petroleros*, Memoria 62, 383–402.

WALKER, R.G., ed., 1984. *Facies Models*, Second Edition: Geological Association of Canada, 317 p.

WALKER, R. G & POSAMENTIER, 2006. *Facies Models Revisited* SEPM Special Publication No. 84. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1–17.

WEAVER, CH. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington. *Memoir* 1: 1-469. Seattle.

WRIGHT, L.D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis: Geological Society of America, Bulletin, 88, 857–868.

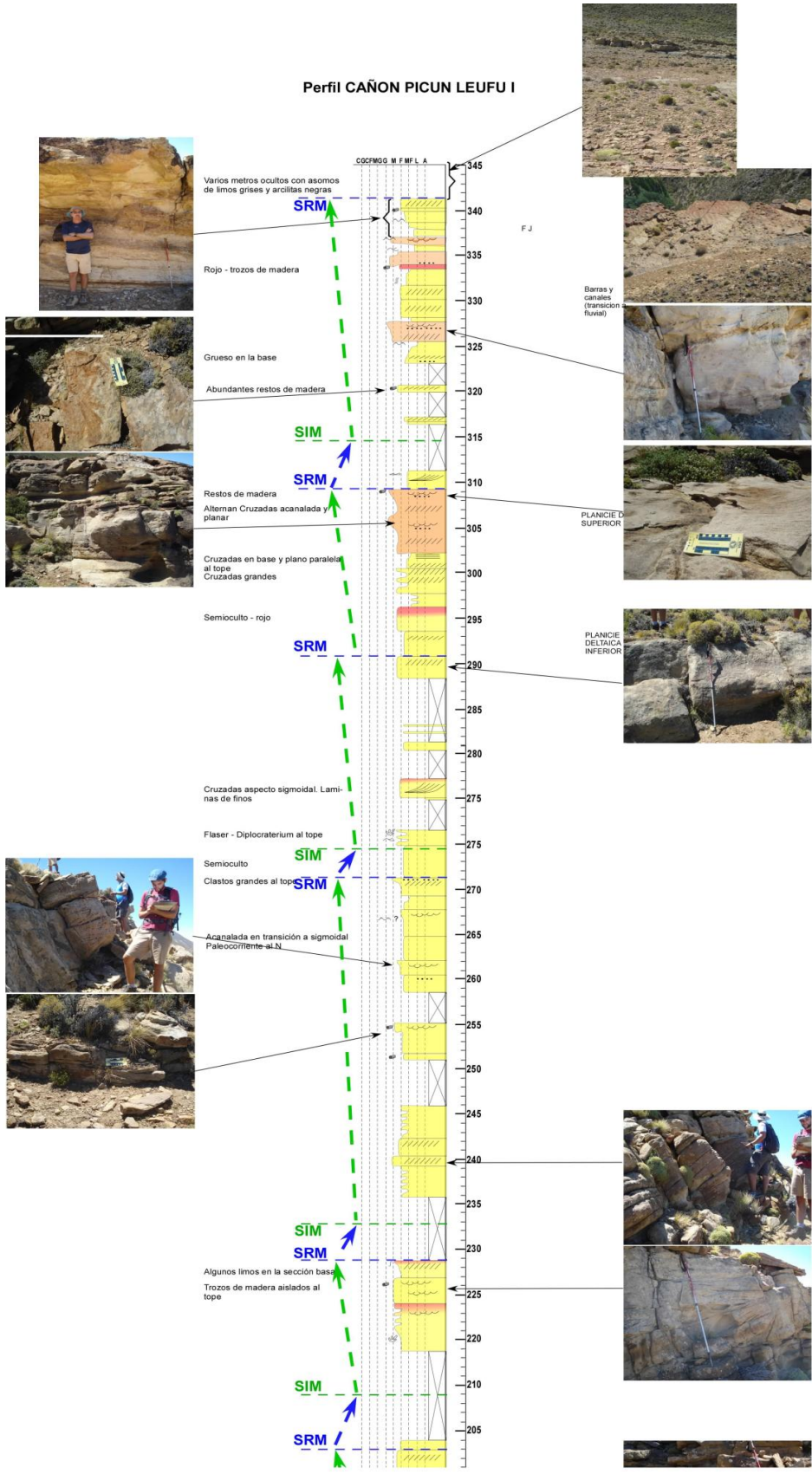
WRIGHT, L.D., & COLEMAN, J.M., 1973. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 57, 370–398.

ZAVALA, C.A., 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico Medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. República Argentina. Tesis Doctoral, 268 pp (inédito). Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca.

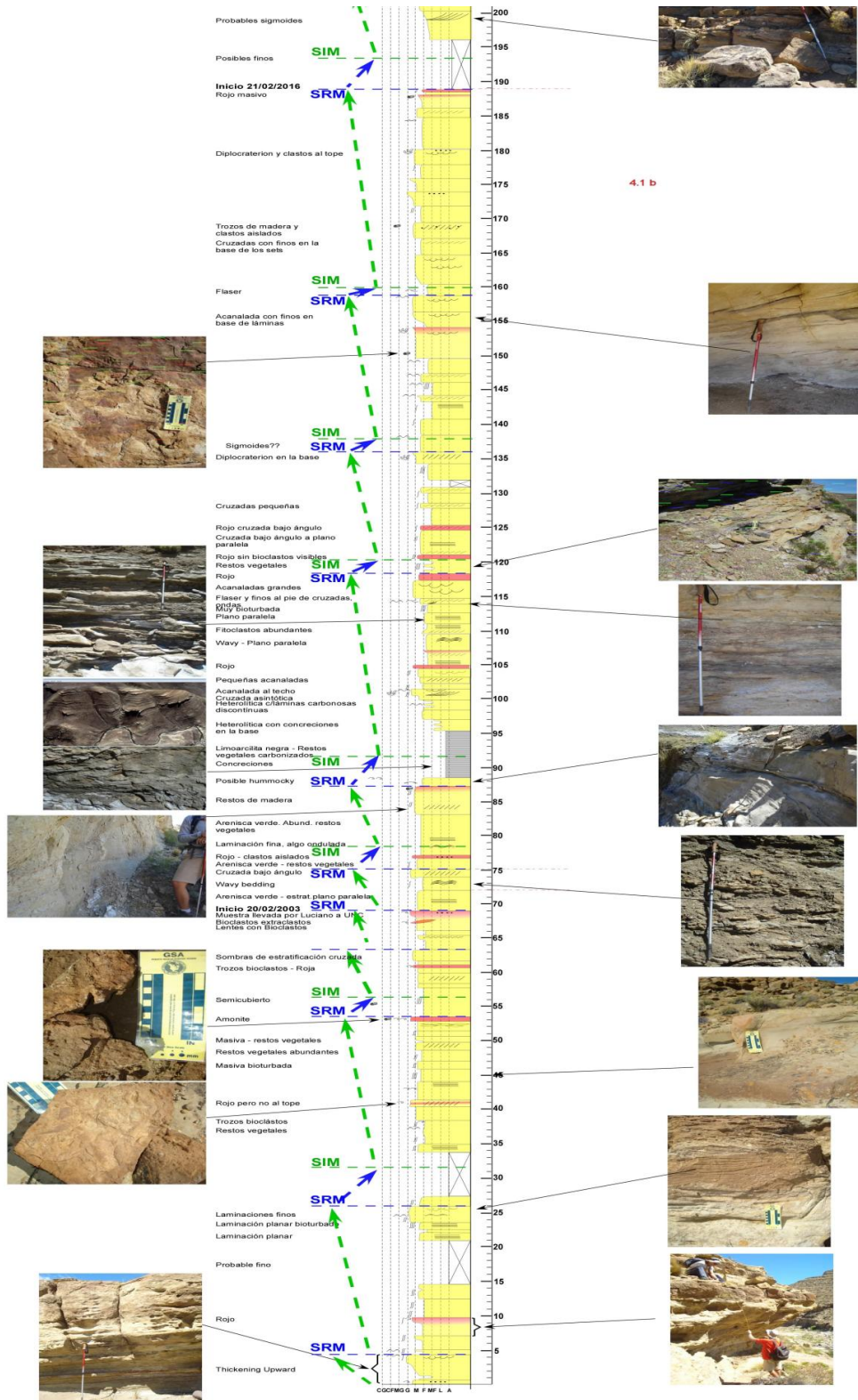
ZHANG, J., STEEL, R., & AMBROSE, W W., 2016. Greenhouse shoreline migration: Wilcox deltas. AAPG Bulletin, 100, (12) 1803–1831.

ANEXOS: Se muestran los perfiles 1 y 2, junto con toda la información y material fotográfico recolectado en el campo.

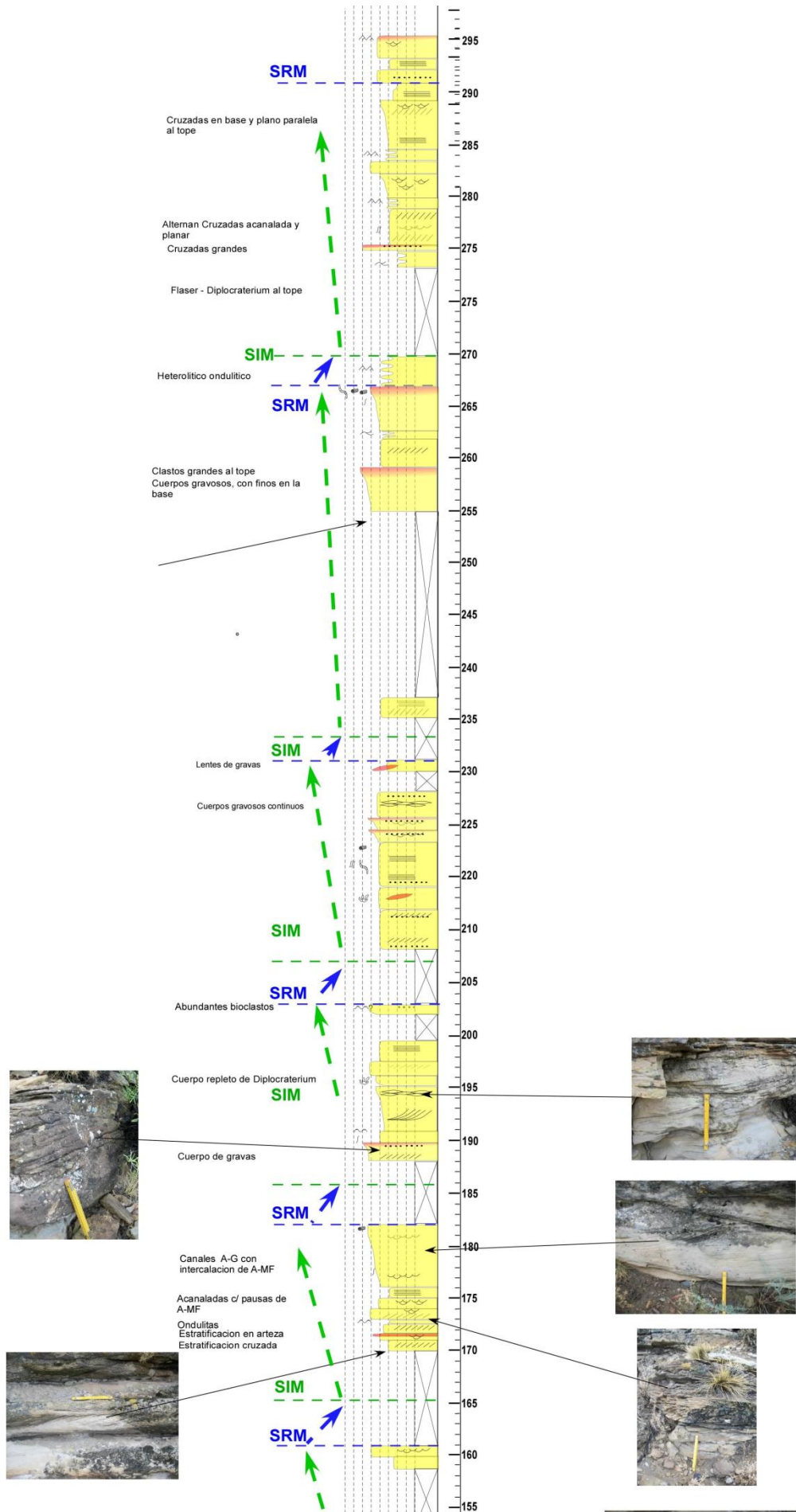
PERFIL 1: SECCIÓN SUPERIOR



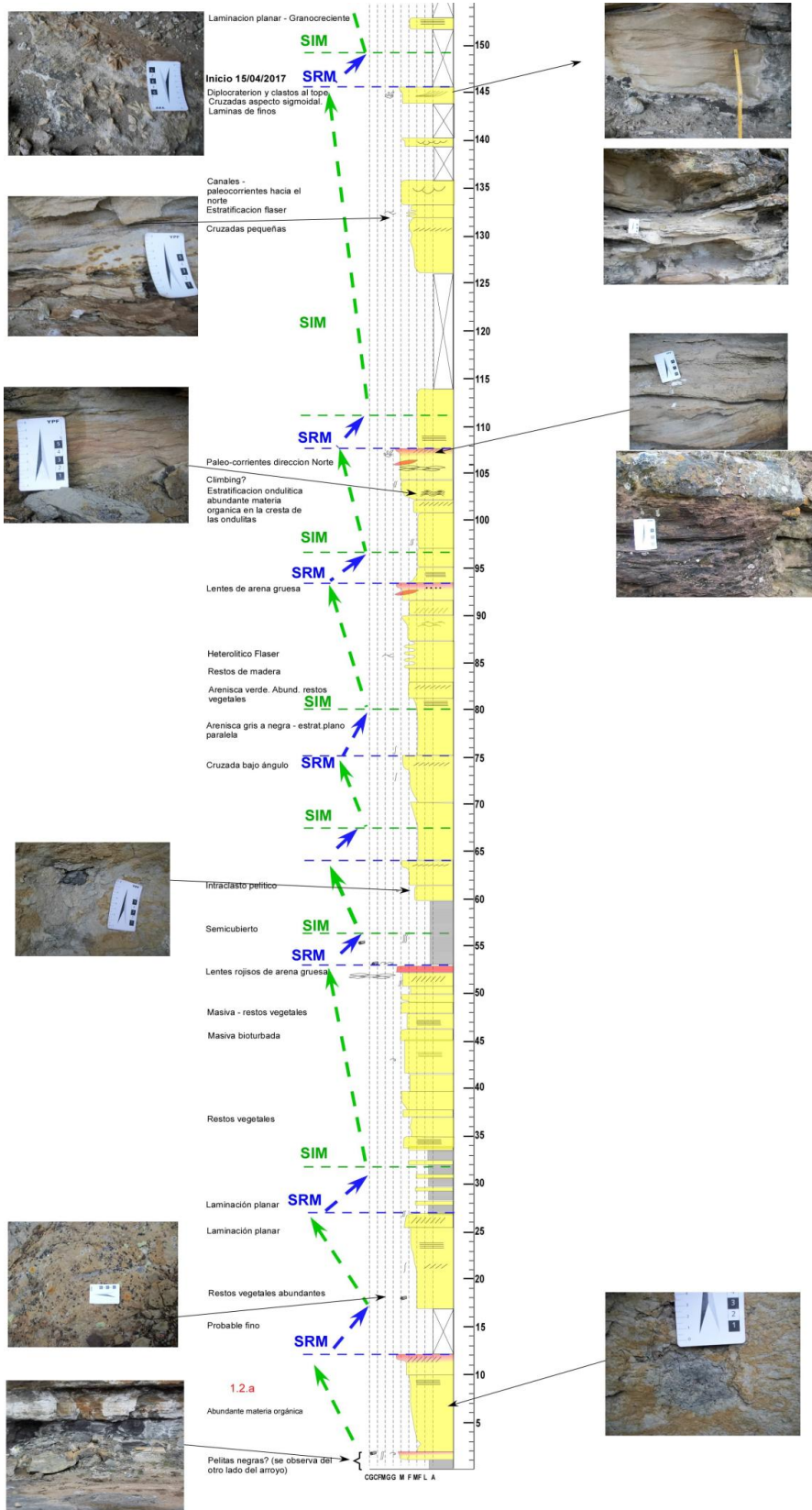
PERFIL 1: SECCIÓN INFERIOR



PERFIL 2: SECCIÓN SUPERIOR



PERFIL 2: SECCIÓN INFERIOR



Cuadro de equivalencias facies identificadas	
VINASSA (2019)	CHAVEZ (2018)
F 1.1	G
F 1.2	H2
F 1.3	H3
F 2.1	C
F 2.2	B
F 2.3	D
F 2.4	L
F 2.5	F
F 2.6	I
F 2.7	J
F 2.8	A
F 2.9	Q
F 3.1	M
F 3.2	E1
F 3.3	E2