



Universidad
Zaragoza



Trabajo Fin de Máster

Sedimentología de la base de la Fm. Camarillas
(Barremiense, Cretácico Inferior) en el Norte de la
Subcuenca de la Penyagolosa (Cordillera Ibérica)



Autor/es

Alberto Jesús Fernández Cidoncha

Director/es

Carlos Luis Liesa Carrera
Juan Pedro Rodríguez López
Ana Rosa Soria de Miguel

Facultad de Ciencias – Departamento de Ciencias de la Tierra
Master en Iniciación a la Investigación en Geología
Curso 2013/2014



Universidad
Zaragoza



Zaragoza, 28 de noviembre de 2014

Al tribunal de evaluación de los TFM 2013/2014 del Master de Iniciación a la Investigación en Geología

Los Drs. Ana Rosa Soria de Miguel, Carlos Luis Liesa Carrera y Juan Pedro Rodríguez López, directores del trabajo Fin de Master presentado por Alberto Jesús Fernández Cidoncha y titulado “Sedimentología de la base de la Fm. Camarillas (Barremiense, Cretácico inferior) en norte de la Subcuenca de la Peñagolosa (Cordillera Ibérica)”, consideran que dicho trabajo se ajusta a la normativa específica establecida a tal fin por el Departamento de Ciencias de la Tierra y por la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza, por lo que damos nuestra aprobación para la exposición y defensa pública de dicho trabajo por parte de su autor.

Atentamente

Fdo: Ana Rosa Soria de Miguel

Fdo: Carlos Luis Liesa Carrera

Fdo: Juan Pedro Rodríguez López

Agradecimientos

Quiero aprovechar estas líneas para agradecer públicamente a todos aquellos que me han ayudado directa o indirectamente a la realización de este trabajo de fin de master.

En primer lugar, quiero dar las gracias a mis directores: Ana, Carlos y Juampe. Sin ellos, sin sus consejos, sus correcciones y sus regañinas este trabajo no hubiera sido posible.

Mi familia, mi apoyo más cercano. Gracias Papá y Mamá por permitirme llegar hasta aquí y por todo el esfuerzo que habéis dedicado para que pueda tener la mejor educación posible. Y no me olvido de ti Laura, a pesar de ser una hermana peleona gracias por tu ayuda y comprensión.

Mis amigos, esas personas con las que pasar una tarde con una cerveza y una hamburguesa en la mano hace que se pasen todos los males. Muchas gracias a Andrea, Cobo, Julio, Luis, Mikel, Montero, Pablito, Raúl, Sonia y Yul. Sois los mejores.

Por último, pero no la menos importante, dar las gracias a mi novia Elvira. Sin su comprensión, sus ánimos y su forma de ver la parte positiva de los peores momentos han permitido llegar hasta donde he llegado hoy. Sin ella no hubiera sido posible. Muchas gracias por todo pequeña.

Abstract

There is an outcrop of sediments belonging to the Camarillas Formation (Barremian) in the municipality of Cabra de Mora (province of Teruel, Spain), Penyagolosa sub-basin. Two stratigraphic columns have been made in two outcrops, chosen for their good quality, describing: lithology, sedimentary structures, bioturbation, paleocurrents and morphology. According to the observed characteristics, the described sediments have been grouped into seven facies associations: offshore, offshore transition, lower shoreface, upper shoreface, foreshore, tidal plain and tidal channel. The relation among the different facies has been analysed along both columns, dividing the columns in parasequences. A series of stratigraphic surfaces, related to relative sea level variations, are described and interpreted among the parasequences. These surfaces are: transgressive surfaces (Wave Ravinement Surface, wRs), sea regression surfaces (Regressive Surface of Marine Erosion, RSME), and non-depositional surfaces. On the whole, the sedimentary environment has been interpreted as a siliciclastic shelf, where rises and falls of relative sea level condition the stratigraphic architecture, the different parasequence stackings and the formation of different stratigraphic surfaces.

Resumen

En la localidad de Cabra de Mora (provincia de Teruel, España) afloran sedimentos pertenecientes a la Fm. Camarillas (Barremiense), Subcuenca de Penyagolosa. En dos afloramientos, elegidos por su buena calidad, se han levantado sendas columnas estratigráficas detallando: litología, estructuras sedimentarias, bioturbación, paleocorrientes y morfología. En función de las características observadas se han agrupado los sedimentos descritos en ambas columnas en un total de siete asociaciones de facies: *offshore*, *offshore* de transición, *shoreface* inferior, *shoreface* superior, *foreshore*, llanura mareal y canal mareal. A lo largo de ambas columnas se ha analizado la relación entre las distintas asociaciones de facies dividiendo las columnas en parasecuencias. Entre las parasecuencias se describen e interpretan una serie de superficies estratigráficas relacionadas con las variaciones en el nivel del mar relativo. Estas superficies son: superficies transgresivas (*Wave Ravinement Surface*, wRs), superficies de regresión marina (*Regressive Surface of Marine Erosion*, RSME) y superficies no deposicionales. En conjunto, el medio sedimentario se ha interpretado como una plataforma siliciclástica donde las subidas y bajadas del nivel del mar relativo condicionan la arquitectura estratigráfica, los diferentes apilamientos de parasecuencias y la formación de las diferentes superficies estratigráficas.

Índice

Capítulo 1: Introducción	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Contexto geológico.....	1
1.3 Metodología.....	5
Capítulo 2: Estratigrafía	8
2.1 Columna Cabra de Mora 1.....	8
2.2 Columna Cabra de Mora 2.....	14
Capítulo 3: Asociaciones de facies	19
3.1 Introducción.....	19
3.2 Asociaciones de facies.....	20
3.2.1 <i>Offshore</i>	20
3.2.2 <i>Offshore</i> de transición.....	22
3.2.3 <i>Shoreface</i> inferior.....	24
3.2.4 <i>Shoreface</i> superior.....	26
3.2.5 <i>Foreshore</i>	29
3.2.6 Llanura mareal.....	30
3.2.7 Canal mareal.....	32
Capítulo 4: Superficies estratigráficas	35
4.1 Introducción.....	35
4.2 Parasecuencias.....	37
4.3 Superficies estratigráficas.....	39
4.3.1 Superficie de erosión marina.....	39
4.3.2 Superficie transgresiva.....	42
4.3.3 Superficie no deposicional.....	43
Capítulo 6: Discusión	45
6.1 Interpretación del sistema sedimentario.....	45
6.2 Relación vertical de las parasecuencias.....	46
6.2.1 Apilamiento de secuencias agradante.....	47
6.2.2 Apilamiento de secuencias progradante.....	47
6.3 Modelo sedimentario.....	49
Capítulo 7: Conclusiones	50
Bibliografía	51

Capítulo 1

Introducción, contexto geológico y metodología

1.1.Introducción

Este trabajo de fin de master se centra en el estudio sedimentológico de los sedimentos pertenecientes a la Formación Camarillas en la Subcuenca de Penyagolosa perteneciente a la Cuenca del Maestrazgo, al sureste de la Cordillera Ibérica. Esta formación representa la sedimentación *sinrift* durante el Cretácico Inferior de sistemas continentales fluviales y lacustres (Salas, 1987). La falta de estudios detallados en esta subcuenca y la reinterpretación de la misma en otras subcuencas cercanas como sistemas costeros y litorales (Navarrete *et al.*, 2013) son algunas de las razones para la realización de este estudio.

Los objetivos de este trabajo son el estudio de los sedimentos encontrados en la Fm. Camarillas en la Subcuenca de Penyagolosa y realizar una primera caracterización en detalle de la estratigrafía y la sedimentología en dicha subcuenca para la interpretación del sistema sedimentario en el cual se depositó. A su vez, interpretar una evolución vertical en la medida de lo posible del sistema sedimentario y su comparación con otros trabajos realizados para la misma formación en otras subcuencas dentro de la Cuenca del Maestrazgo.

El área de trabajo se centra en la localidad de Cabra de Mora, provincia de Teruel. La elección de esta zona de trabajo se basa en la buena calidad de los afloramientos debido a la presencia de cortes de carreteras y valles permitiendo una buena visualización vertical y lateral de los mismos.

1.2.Contexto geológico

La Subcuenca de Penyagolosa es de una cuenca sedimentaria desarrollada durante el Barremiense-Aptiense (Cretácico inferior) al noreste de la Península Ibérica

(Fig. 1A). La sedimentación en esta subcuenca está representada principalmente por la Formación Areniscas y Lutitas de Camarillas formada por material detrítico en la parte basal y media y más carbonatado en los términos superiores.

Los afloramientos de esta subcuenca se sitúan al sureste de la actual Cordillera Ibérica, en la denominada Cuenca del Maestrazgo (Soria, 1997). Actualmente, la Cordillera Ibérica tiene una dirección NW-SE, una longitud de 350 km y hasta 200 km de anchura máxima (Capote *et al.*, 2002). Su origen se debe a la inversión tectónica de las cuencas mesozoicas que comenzaron a desarrollarse durante el Pérmico y fueron levantadas durante la Orogenia Alpina.

Durante el Mesozoico se produce en el interior de la Placa Ibérica la sedimentación en un contexto tectónico extensional formándose una serie de *grabens* y *semigrabens* que condicionan la arquitectura estratigráfica de las distintas cuencas y subcuenas. Este proceso de *rifting* de la corteza comienza en el Pérmico superior con la rotura de Pangea y la formación de las primeras fallas normales y transversas.

Dentro del proceso de *rifting* se distingue dos ciclos de *rift* y *post-rift*. En primer ciclo abarca del Pérmico superior al Jurásico medio y en segundo del Jurásico superior al Cretácico medio (Sánchez-Moya *et al.*, 1992; Salas y Casas, 1993; Salas *et al.*, 2001; Capote *et al.*, 2002).

En el primer ciclo de *rift* se desarrolla un sistema de fallas normales con dirección NW-SE y NW-SE asociadas con la rotura continental de Pangea. La propagación de la deformación se produce desde el W hacia el NE acomodándose la deformación en distintos sistemas de tipo *graben* y *semigraben* asociados a distintos zonas dentro del Sistema Ibérico (Sánchez-Moya *et al.*, 1992).

Entre el Sinemuriense y el Kimmeridgiense (Jurásico medio) se produce la etapa de *post-rift* caracterizada por subsidencia térmica de la Cuenca Ibérica y la aparición de

materiales volcánicos (Salas y Casas, 1993). Los sedimentos durante esta etapa continúan siendo de tipo marinos carbonatados en zonas de plataforma.

En el segundo ciclo (Jurásico-Cretácico) que comprende desde el Kimmeridgiense (Jurásico superior) hasta el Albiense (Cretácico medio). La Cuenca Ibérica se fragmenta en cuatro grandes dominios paleogeográficos: Zona Centro, Zona Suroeste, Zona Noroeste o Cameros y Zona Sureste o Maestrazgo (Soria *et al.*, 2000). Cameros y el Maestrazgo son las dos zonas más importantes donde se encuentran las mayores acumulaciones de sedimentos. Cada una de estas zonas se encuentra a su vez divididas en subcuencas delimitadas por estructuras tectónicas locales. El Maestrazgo se encuentra dividido en seis subcuencas: La Salzedella, Morella, El Perelló, Las Parras, Galve y Penyagolosa (Fig 1B). Las fallas que dividen las diferentes subcuencas tienen una dirección NW-SE y NE-SW. Entre las más importantes se distinguen las fallas de La Rambla, Las Parras, Herbers, Segre, Turmell, Miravete y Cedrillas (Soria 1997, Liesa *et al.*, 2000*a,b*).

La estratigrafía *sinrift* de la Subcuenca de Penyagolosa es similar a la que se existe en la Subcuenca de Galve (Fig. 1C) y se divide en las siguientes formaciones:

- Formación El Castellar: Sedimentos aluviales y lacustres. Representan la transición de momentos iniciales del rifting al momento de climax. De edad Berriasiense-Barremiense inferior (Liesa *et al.*, 2006; Meléndez *et al.*, 2009).

- Formación Camarillas: Arcillas rojas y areniscas anteriormente interpretadas originalmente como sedimentos fluviales y lacustres de edad Barremiense (Salas, 1987).

- Formación Artoles: Margas, y calizas con moluscos, foraminíferos y algas interpretadas como un ambiente marino somero transicional desde ambientes continentales y litorales a ambientes de plataforma carbonática de edad Barremiense (Salas, 1987; Soria, 1997).

- Formaciones Chert, Forcall y Villarroya de los Pinares: Ambientes marinos de plataforma siliciclásticos y carbonatados representando las denominadas facies urgonianas de edad Aptiense (Venin y Aurell, 2001; Peropadre, 2012).

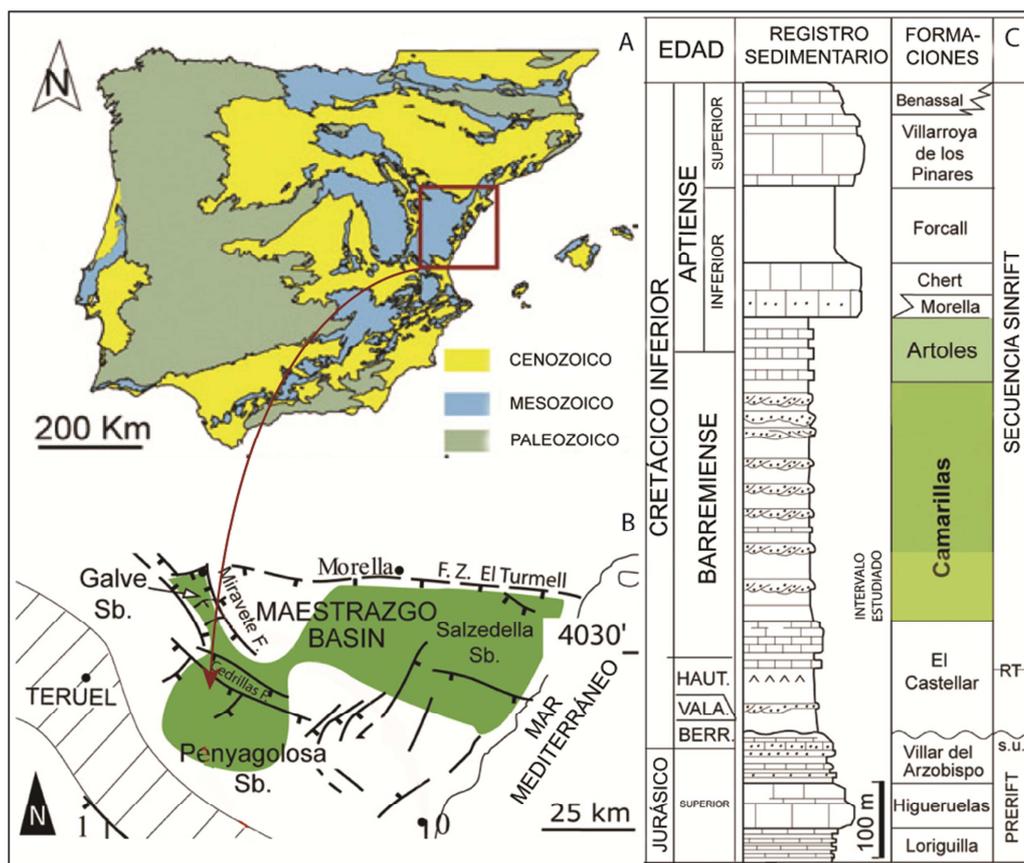


Fig.1: A) Mapa de la situación de la Cordillera Ibérica dentro de la Península Ibérica. **B)** Situación de las subcuencas cretácicas en la Cuenca del Maestrazgo. **C)** Columna estratigráfica con las formaciones descritas en la Subcuenca de Galve. Figura modificada de Liesa et al., 2006.

Este trabajo se centra en el estudio de la Fm. Areniscas y Lutitas de Camarillas (Fig. 2) interpretada como un sistema puramente continental (Salas, 1987) que actualmente tiene gran importancia por la aparición de múltiples restos de dinosaurios tanto en forma de restos óseos fósiles como de icnitas (Cobos y Gascó, 2012).

El post-rift se desarrolla entre el Albiense y el Maastrichtiense (Cretácico superior) con la disminución de la actividad tectónica y la colmatación de las diferentes cuencas formadas durante la etapa de rift.

El cambio de un régimen extensional a compresivo en el inicio del Cenozoico produce la deformación de los materiales tanto mesozoicos como la de los sedimentos

sintectónicos del Terciario. La Compresión Alpina provoca la reactivación de fallas generadas durante la etapa anterior pasando de normales a inversas generando diferentes cuencas terciarias con distintos estilos de deformación en función de su geometría y su potencia de sedimento acumulado (Capote *et al.*, 2002). Se diferencian cinco grandes unidades estructurales en la Cordillera Ibérica: Demanda-Cameros (NW), Sierra de Altomira (SW), Rama Castellana (centro-SW), Rama Aragonesa (centro-NE) y Maestrazgo (SE) (Capote *et al.*, 2002).

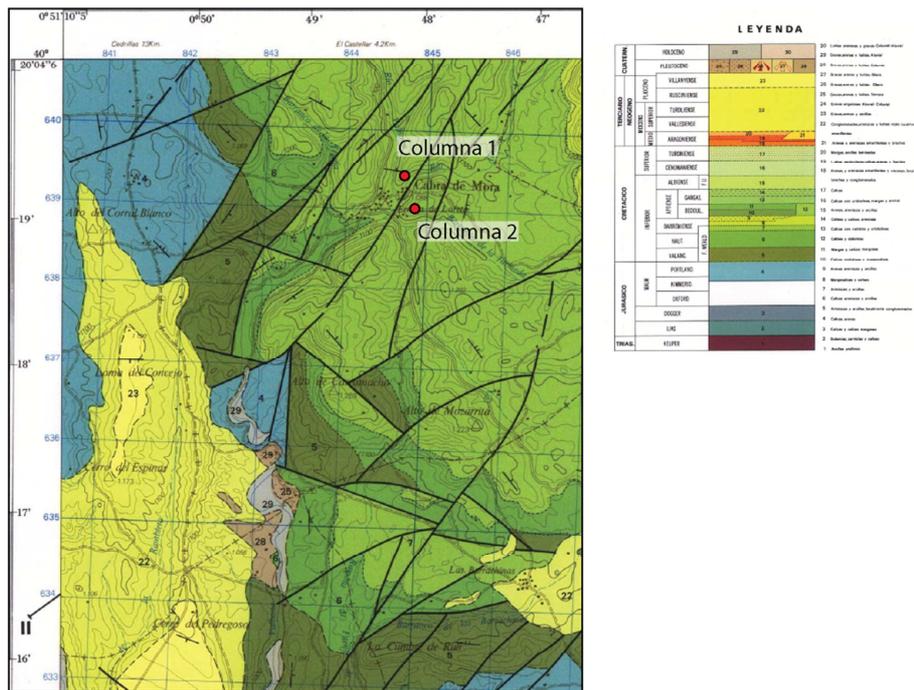


Fig. 2. Mapa geológico y situación de las dos columnas estratigráficas levantadas en la Formación Camarillas. Hoja nº 591 del MAGNA) (Godoy *et al.*, 1986)

1.3. Metodología

El trabajo de campo en la Formación Camarillas ha sido realizado a lo largo del período comprendido entre Noviembre de 2013 y Junio de 2014. Los métodos empleados en el campo comprenden una combinación de técnicas usadas tradicionalmente en estudios sedimentológicos como es el levantamiento de columnas estratigráficas de detalle, montaje de panorámicas de los depósitos estudiados y foto-

interpretación de imágenes. Complementariamente se han utilizado imágenes de satélite tomadas de la página web del SITAR perteneciente al Gobierno de Aragón.

El trabajo de fin de master está basado en el levantamiento de dos columnas estratigráficas de detalle señaladas en área de trabajo. A lo largo de ambas columnas se detallan aspectos sedimentológicos como la textura, composición, estructuras sedimentarias y tipos de contactos litológicos. También se harán referencia a elementos relacionados con bioturbación, tendencia de unidades siliciclásticas, orientación de las paleocorrientes medidas en el campo, facies, y asociaciones de facies definidas a lo largo de la columna. La leyenda utilizada queda recogida en la figura 3.

La foto-interpretación representa un método rápido de recogida de múltiples datos a lo largo del afloramiento tales como la arquitectura estratigráfica y la relación que los distintos estratos y las distintas asociaciones de facies tienen entre sí. Los fotomontajes de los afloramientos comprenden una serie de fotos con un solapamiento de aproximadamente el 30% tomadas lo más horizontal posible para disminuir la distorsión de las mismas. Estas fotos se han tomado de tres formas posible: alejándose horizontalmente lo más del afloramiento para poder tener el mayor grado de visión posible, desde el otro lado del valle donde se han levantado las columnas y, por último, mediante la utilización de un *drone* con cámara fotográfica incorporada con el fin de obtener imágenes de alta resolución desde distintos ángulos y alturas. Estas fotos han sido montadas con *Adobe Photoshop* y posteriormente editadas mediante el uso de *Adobe Illustrator*.

LEYENDA

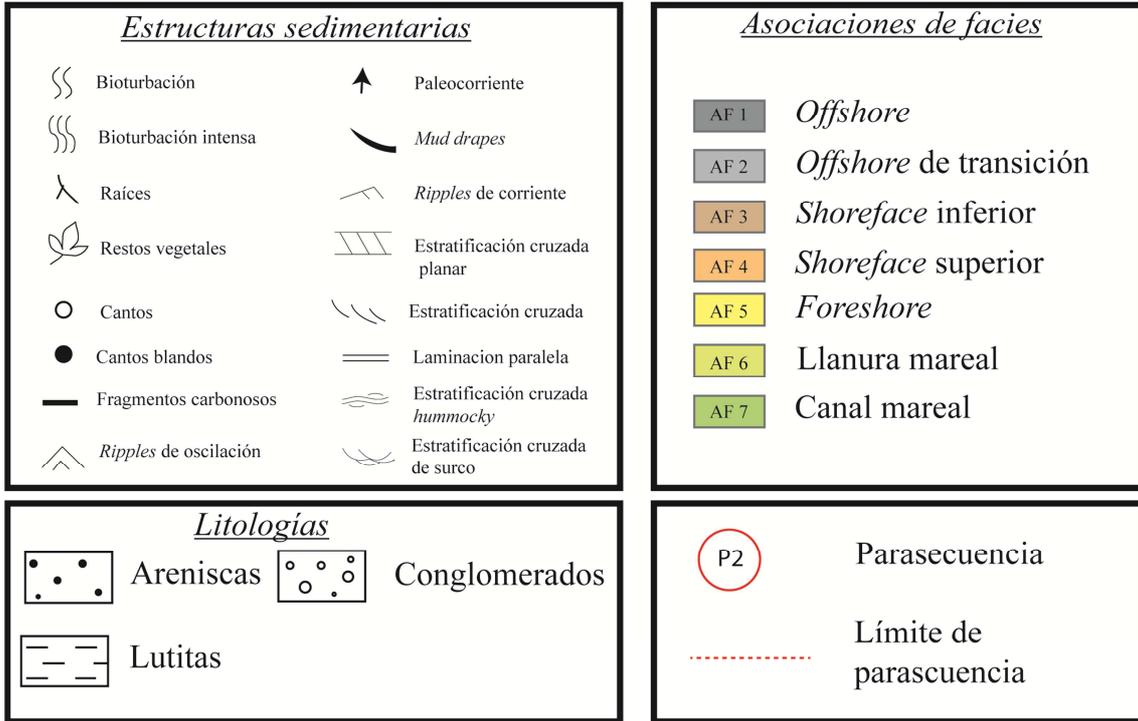


Fig. 3: Leyenda utilizada que describe los símbolos utilizados para la litología, las estructuras sedimentarias y asociaciones de facies definidas.

Capítulo 2

Estratigrafía

2. Estratigrafía

En la localidad de Cabra de Mora se han levantado un total de 154 metros repartidos en dos columnas: la primera llamada Cabra de Mora 1 con un total de 76,4 metros y la segunda denominada Cabra de Mora 2 con un total de 77,60 metros. La presencia de sistemas de fallas entre ambas columnas impide que la correlación entre ambas sea fiable. Sin embargo, ocupan una posición estratigráfica equivalente.

2.1. *Columna Cabra de Mora 1*

De base a techo se han diferenciado un total de seis tramos señalados en la Figura 4.

Tramo 1: 10,10 metros. Tramo formado por lutitas rojas y grises en la base y areniscas de distinto tamaño de grano en la parte superior.

Las lutitas de la base con un espesor de 5,10 metros en total. Son de color rojizo-violáceo en superficie y de color gris a negro en corte fresco. Aparecen por norma general con un aspecto masivo aunque ocasionalmente aparecen de forma laminada y bioturbada. La bioturbación se concentra en superficies más o menos endurecidas con espesores de 10-15 centímetros siendo estas de tipo *burrow* sin lograr identificar el género ni el tipo. Estas bioturbaciones se marcan en las lutitas por ser de tono verdoso.

Las areniscas ocupan la parte superior del tramo con espesor de 5 metros. Son principalmente de tamaño de grano medio apareciendo ocasionalmente algunos estratos de tamaño de grano grueso. Su composición es de tipo cuarzoarenita encontrando en su interior laminación por acumulación de moscovitas. Las areniscas aparecen en distintos cuerpos tabulares con espesores que pueden variar desde los 20 cm hasta el metro y medio de potencia. La base puede ser de tipo erosiva o plana. En su interior encontramos laminación paralela, estratificación cruzada, cantos duros, cantos blandos

de arcillas negras y fragmentos de restos vegetales. Algunos de los cuerpos de areniscas se encuentran bioturbados a techo por perforaciones verticales sin identificar el tipo.

Tramo 2: 9 metros. Tramo compuesto fundamentalmente por lutitas de color gris a negro con intercalaciones de areniscas.

Las lutitas ocupan la mayor parte del tramo con un espesor máximo de 5,1 metros. Son de color gris y negro con aspecto tanto masivo como laminado. En su interior se encuentran acumulaciones de fragmentos de restos vegetales y materia orgánica carbonificada. Ocasionalmente aparecen bioturbaciones verticales indiferenciadas. Dentro de las lutitas aparecen estratos de arenisca con tamaño de grano fino y espesores que varían entre los 5 y los 15 cm con bases ligeramente erosivas y poca continuidad lateral.

El cuerpo de areniscas principal tiene un espesor máximo de 1,60 metros a 2,05 metros de la base del tramo. El tamaño de grano es de medio a grueso compuesto por granos de cuarzo, feldespato y micas. En su interior encontramos estratificación cruzada de surco, planar y cantos duros. Además se ha observado la presencia de una superficie erosiva cóncava con estratificación heterolítica inclinada formada por pares de areniscas de grano grueso a muy grueso y lutitas negras laminadas que gradualmente pasa a areniscas de grano medio y fino a techo del estrato. En el interior de este cuerpo erosivo encontramos abundantes restos vegetales y de carbón detrítico. Las paleocorrientes medidas tienen una dirección hacia el SE o SSE.

Tramo 3: 14 metros. Compuesto en su totalidad por areniscas de grano medio y grueso con estratos ocasionales de conglomerados y lutitas.

Las areniscas son de color blanco compuestas casi en su totalidad por cuarzo, con una proporción menor de feldespato y micas. En el interior de las areniscas se encuentran múltiples estratificaciones cruzadas de tipo planar y de surco, superficies de erosión interna, cantos duros dispersos de cuarcita, lags de cantos, *ripples* de corriente, *ripples* de oscilación y restos vegetales. En la parte superior del tramo, las areniscas aparecen bioturbadas por raíces y otras bioturbaciones verticales indiferenciadas.

En la base del tramo aparece un estrato de 40 cm de espesor de conglomerados formado por cantos de cuarcita mal seleccionados. En la parte superior de este estrato aparecen cantos blandos y restos vegetales así como una estratificación cruzada difusa.

Las lutitas que aparecen en el interior de las areniscas tienen poca continuidad lateral con un espesor máximo de 10 centímetros. Son de color negras y están ligeramente laminadas.

Tramo 4: 16,7 metros. Tramo compuesto por alternancia de lutitas negras y areniscas grises.

Las lutitas son de color negro y gris tanto en superficie como en corte fresco, con un espesor máximo de 4 metros. Pueden aparecer tanto masivas como laminadas. En algunos lugares aparecen bioturbadas siendo la bioturbación por raíces frecuente en la parte inferior del tramo.

Las areniscas aparecen con una geometría tabular con una continuidad lateral pequeña con un espesor que puede variar entre los 5 centímetros hasta los 1,2 metros. Son de tamaño de grano fino a medio de color grisáceo en corte fresco compuestas por cuarzo y micas. Presenta laminación paralela, estratificaciones cruzadas en surco y planar y *ripples* de oscilación. Estos cuerpos de arenisca se encuentran frecuentemente muy bioturbados.

Tramo 5: 19,2 metros. Tramo compuesto totalmente por areniscas de grano fino a grueso.

Los primeros 17,7 metros está compuesto por una sucesión estratos de areniscas de grano medio y grueso de color blanco compuestas principalmente por cuarzo y micas. La base de este cuerpo es erosiva con el tramo inferior marcado por un lag de cantos duros de cuarcita. A lo largo del tramo encontramos abundantes estratificaciones cruzadas de tipo planar y cruzada, estratificaciones cruzadas de bajo ángulo marcada por alineaciones de cantos, múltiples superficies de erosión interna y lags de cantos blandos a techo. Las paleocorrientes medidas dan una dirección preferente hacia el NNE y hacia el E.

El metro y medio superior del tramo está compuesto por areniscas de grano fino y medio de color rojizo en afloramiento y grises en corte fresco con aspecto ondulado y múltiples marcas de bioturbación vertical.

Tramo 6: Espesor total del tramo 7,3 metros. La parte inferior del tramo está compuesta por lutitas y la parte superior por areniscas.

Las lutitas tienen un espesor de 1,20. Son de color grises, negras y verdes. Aparecen de forma masiva y laminada y bioturbadas en la parte superior.

El resto del tramo corresponden a areniscas de grano entre fino y grueso que comienza con una superficie erosiva marcada por un lag de cantos subredondeados de cuarcita bien seleccionado y centil máximo de 0,5 mm. Las areniscas presentan múltiples estratificaciones cruzadas, estratificación cruzada de surco, estratificación cruzada tipo *swaley* y superficies de erosión interna. Ocasionalmente en el interior aparecen lentejones de poca continuidad lateral de lutitas negras laminadas con un espesor máximo de 7 cm. El techo del tramo se encuentra bioturbado. Las paleocorrientes medidas van hacia el N y el NNE.

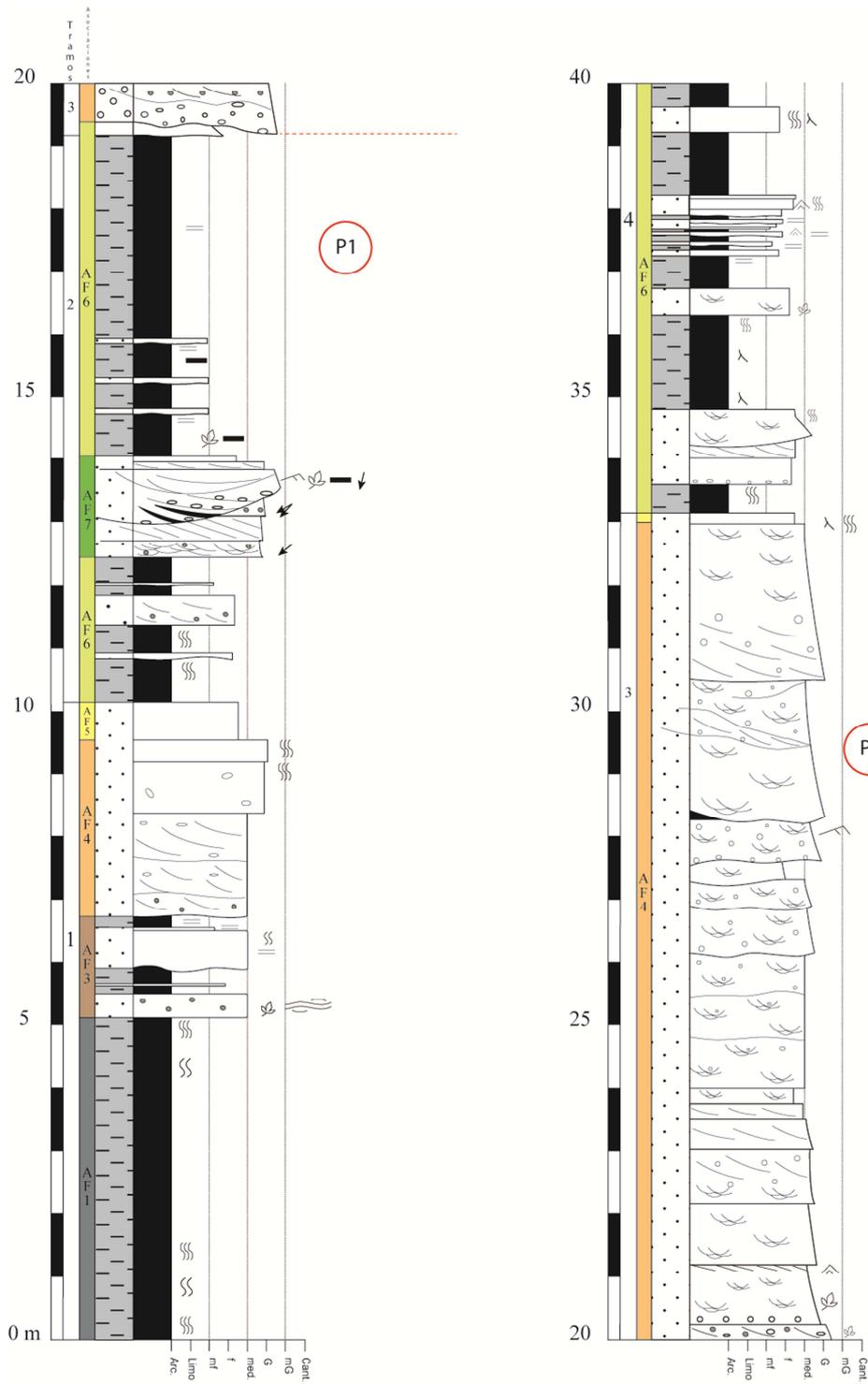


Fig. 4: Columna Cabra de Mora 1. (Ver leyenda en Figura 3)

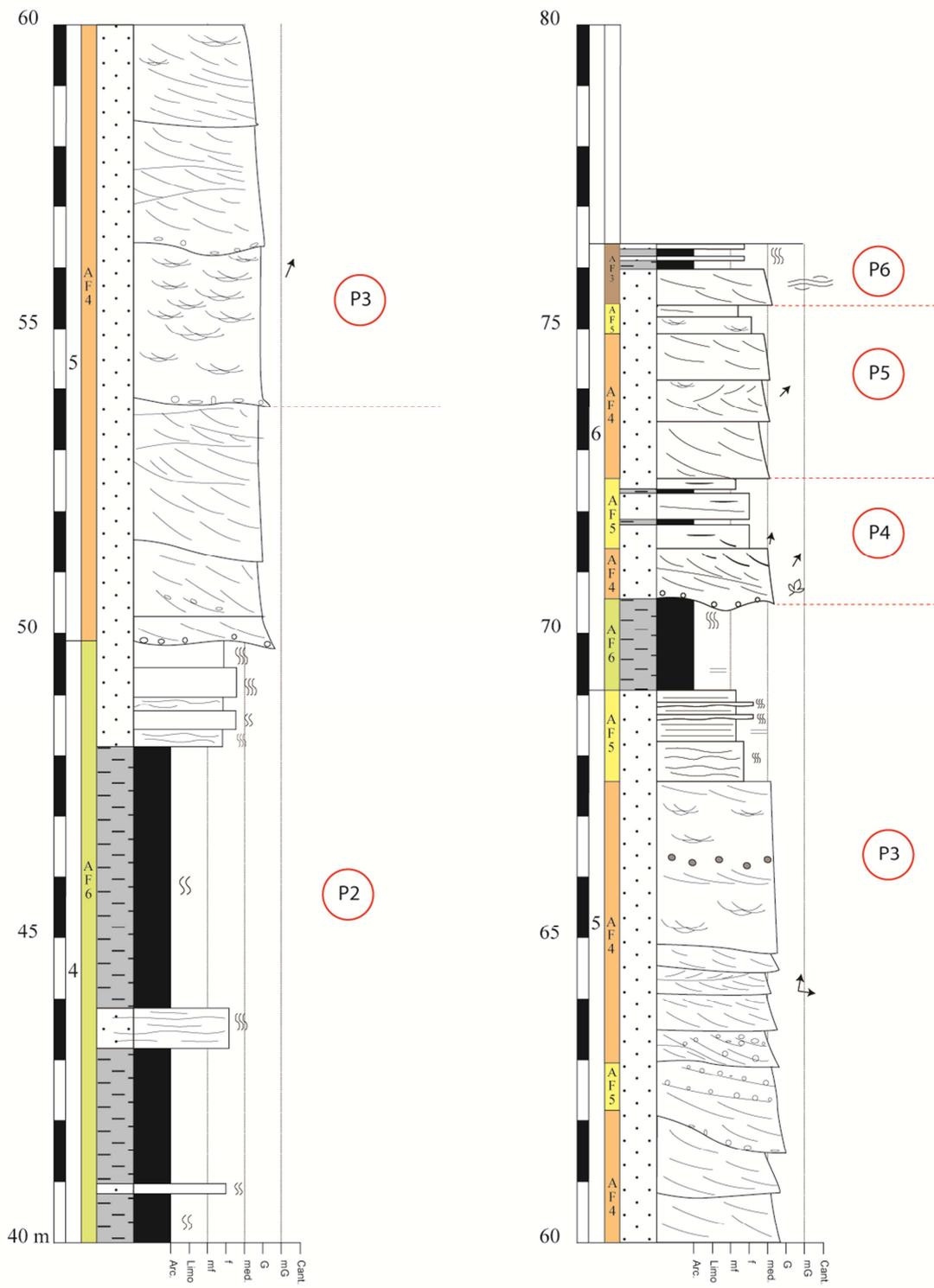


Fig. 4 (continuación): Columna Caba de Mora 1 (Ver leyenda en Figura 3).

2.2. Columna Cabra de Mora 2

La Columna 2 comprende un total de 77,60 metros que han sido resumidos en un total de siete tramos.

Tramo 1: 38,25 metros. Formado mayormente por lutitas con pequeñas intercalaciones de areniscas de grano muy fino a medio.

Las lutitas son dominantes a lo largo del todo el tramo llegando a tener espesores en algunos lugares de más de 7 metros. En superficie son de color rojizo violáceo y de color negro, gris y verde en corte fresco. Aparecen generalmente de forma masiva y de forma laminada por debajo de los cuerpos de areniscas. La bioturbación es escasa apareciendo en zonas endurecidas en trazas verticales sin identificar. Estas superficies tienen una buena continuidad lateral con un espesor máximo de 10 cm.

Los cuerpos de areniscas son de color grisáceo y rojizo en superficie y grises en corte fresco y tamaño de grano de muy fino a medio. El espesor de estos cuerpos que son tabulares pueden variar desde los 15 cm a 185 cm. La base de estos cuerpos puede tanto gradual como neta. Generalmente tienen una estructura laminar o ligeramente ondulada. Suelen estar fuertemente bioturbados con icnogéneros del tipo *Talassinoides*, *Arenicolites*, *Skolitos* y *Diplocraterion*. Las bioturbaciones se concentran especialmente a techo de los cuerpos de areniscas modificando la estructura original del sedimento.

Tramo 2: 1,85 metros. Tramo compuesto por areniscas de tamaño de grano de grueso a medio.

Las areniscas son de color blanco formadas casi en su totalidad por cuarzo y en menor medida feldespatos. La base del cuerpo es plana con una tendencia estratodecreciente y granodecreciente con una continuidad lateral de entre 4 y 5 metros. En la base aparecen cantos dispersos con centil máximo de 0,4 cm. A techo se observa estratificación cruzada planar con una paleocorriente de N 30° E y *ripples* de oscilación.

Tramo 3: 8,60 metros. Tramo semicubierto de lutitas.

Tramo 4: 9,85 metros. Tramo compuesto casi en su totalidad por lutitas y con algunas intercalaciones de areniscas grano muy fino a fino a techo del tramo.

Las lutitas son de color rojizo en superficie y de color gris, y verde en corte fresco. La bioturbación es muy escasa.

En la base del tramo aparecen 27 cm de areniscas de color grisáceo estratodecrecientes con bioturbaciones en el techo de tipo *Skolitos* y *Diplocraterion*.

A techo, las lutitas pasan gradualmente a areniscas de grano muy fino a fino de color grisáceo negro con un espesor que va desde 1,80 a 2 metros. Estas areniscas están intensamente bioturbadas con icnogéneros del tipo *Skolitos*, *Arenicolites*, *Diplocraterion* y otras bioturbaciones sin identificar. En su interior, observamos una laminación suave pero muy retocada por la intensa bioturbación.

Tramo 5: 7,15 metros. Tramo compuesto por areniscas de grano medio a muy grueso.

Los primeros 80 cm están formados por areniscas de grano medio de color blanco y amarillento compuesto de cuarzo. La base del cuerpo es ligeramente erosiva. Estructura estratodecreciente y ligeramente granodecreciente con estratificación cruzada de tipo *hummocky* y laminación paralela a techo. En su interior se observan abundantes fragmentos de restos vegetales, principalmente troncos de árboles con tamaños que llegan hasta los 1,5 metros de longitud.

Continúa con un estrato con un espesor variable entre 2 cm y 35 cm. Está formado por conglomerado de cuarzo de granos subredondeados y con un centil de entre 0,2 y 0,3 cm. Muy erosivo con las areniscas subyacentes.

Los siguientes 4 metros están compuestos de areniscas de tamaño de grano grueso a medio de color amarillento y blanco. Se divide en diferentes estratos con un espesor máximo de hasta 2,3 metros. En el interior de estas areniscas encontramos múltiples estratificaciones cruzadas, superficies de erosión interna, alineamiento de canto duros y de cantos blandos y restos vegetales. La paleocorriente medida en este cuerpo indica cierta bipolaridad entre el NE y el SO.

El resto del tramo está formado por areniscas de grano medio-grueso con diferentes estratos con estratificación cruzada *hummocky* amalgamados. En su interior también encontramos restos vegetales, cantos duros y estructuras de escapes de fluidos.

Tramo 6: 8,15 metros. Tramo semicubierto de lutitas grises y negras.

Tramo 7: 7,6 metros. Tramo formado fundamentalmente por areniscas y en menor medida conglomerados y lutitas.

Las lutitas aparecen en los primeros 45 cm de la base. Son de color gris y verde y aspecto masivo.

Los 2,70 metros siguientes están formados por areniscas de color blanco y amarillento de grano medio a grueso compuestos fundamentalmente por cuarzo y feldespatos. Estas areniscas presentan en su interior múltiples estratificaciones de surco, superficies de erosión interna y fragmentos vegetales en forma de tronco de hasta 20 cm de longitud. La paleocorriente medida en las estratificaciones es de N 36 ° E. Algunas de estas estratificaciones cruzadas están marcadas por lineaciones de cantos de cuarcita de hasta 6 mm de centímetro.

A 1,70 metros desde la base del cuerpo de arenisca, aparece un cuerpo irregular de conglomerados con la base muy erosiva y techo muy ondulado. Está formado por cantos de cuarcita subredondeados de entre 3 y 5 mm de centímetro. Este estrato tiene un espesor irregular pudiendo tener desde 5 cm hasta 40 cm de potencia máxima.

El resto del tramo está formado por areniscas de tamaño de grano medio a grueso con estratificaciones cruzadas tipo *swaley*, estratificaciones cruzadas tipo *hummocky* y restos vegetales.

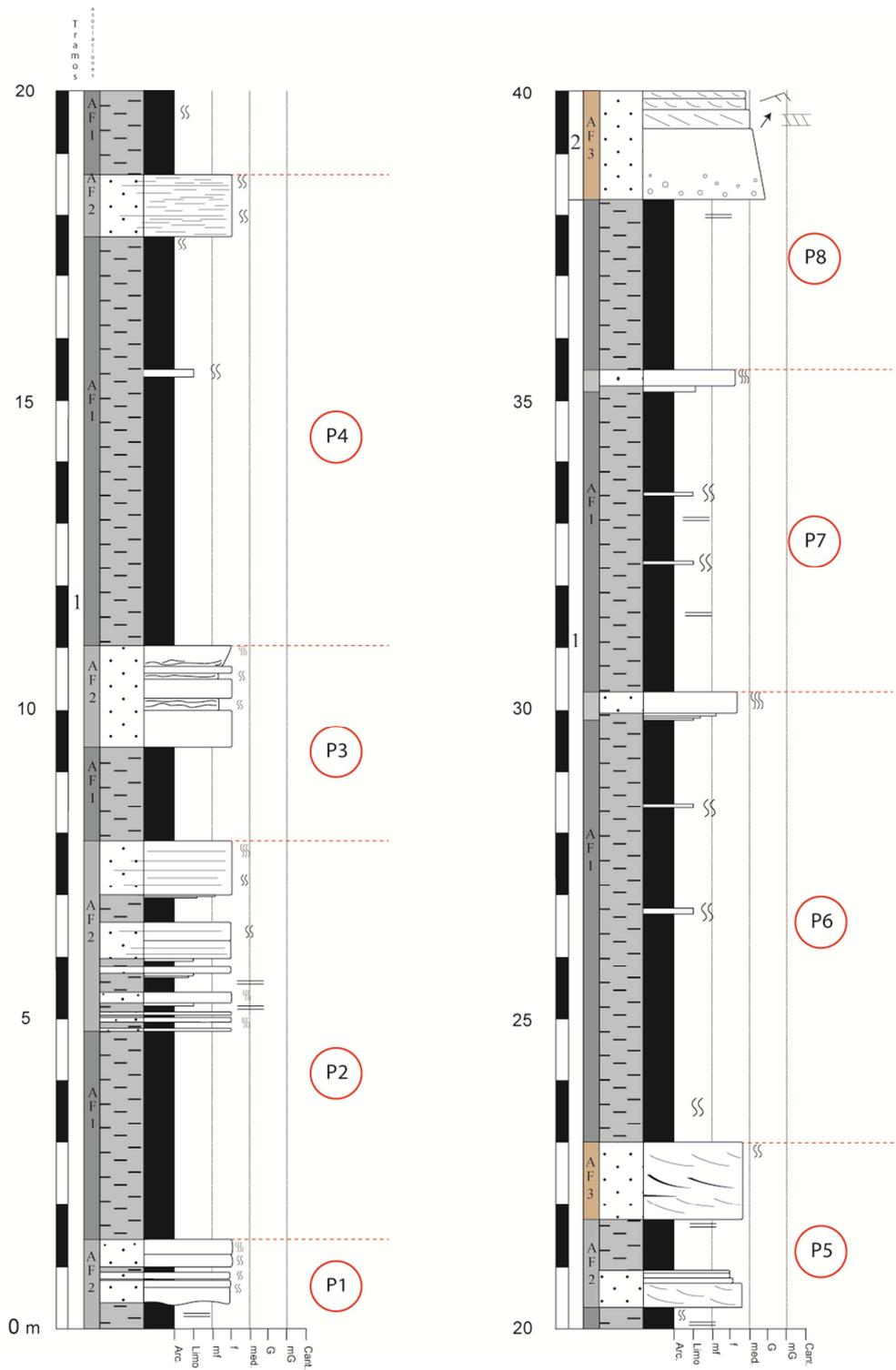


Fig. 5: Columna Cabra de Mora 2 (Ver leyenda en la Figura 3)

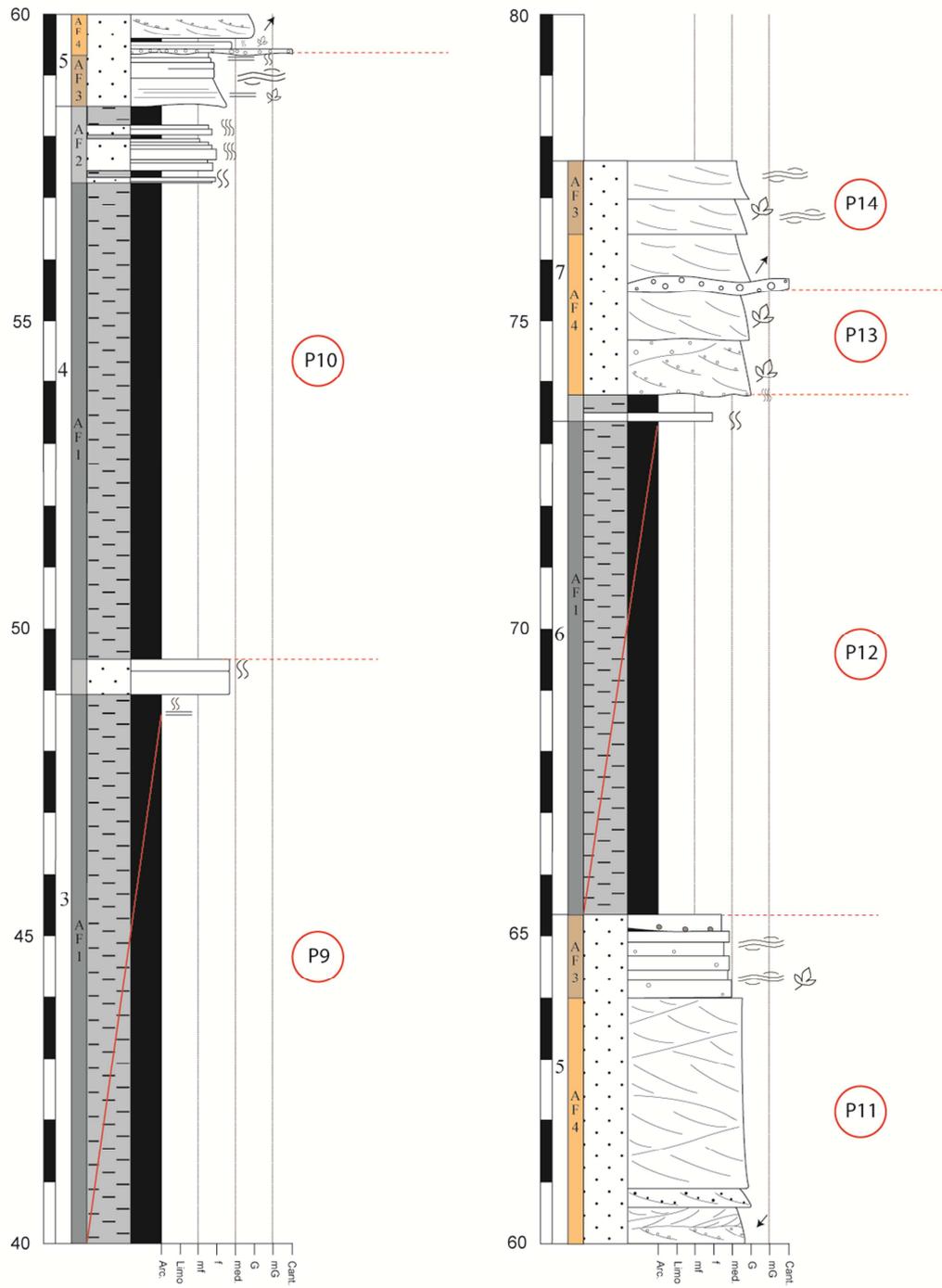


Fig. 5 (continuación): Columna Cabra de Mora 2 (Ver leyenda en Figura 3).

Capítulo 3

Asociaciones de facies

3.1. Introducción

Los medios marinos someros dominados por el oleaje abarcan una serie de subambientes desde zonas más profundas en el interior de la cuenca denominadas *offshore*, hasta zonas de costa denominadas *shoreface* y *foreshore* (Fig 6). El aporte de sedimentos proviene fundamentalmente de la desembocadura de sistemas fluviales y acumulados en barras. Posteriormente, el oleaje, ya sea de buen tiempo o de tormentas, lo redistribuye a lo largo de una franja paralela a la línea de costa.

Las diferentes zonas en las que se dividen estos ambientes se basan en la acción de diferentes procesos formadores en cada uno de ellos. El *offshore* se caracteriza por la sedimentación en ambiente de baja energía y su bioturbación por organismos en el fondo marino, así como algunos depósitos de tamaño de grano mayor asociados a eventos de tormentas. En la zona inferior del *shoreface*, la acción de las tormentas controla gran parte de la sedimentación que se produce. Estos se generan a partir de la erosión de zonas más someras y cercanas a la costa y su redistribución mediante corrientes de resaca y de deriva a lo largo de la plataforma siliciclástica durante eventos de tormentas. Entre estos períodos predomina la sedimentación fina característica de ambientes con una baja energía. Por último, tanto en el *shoreface* como en el *foreshore*, la acción del oleaje de buen tiempo erosiona los sedimentos más finos y redistribuye a lo largo de corrientes de deriva los sedimentos más gruesos.

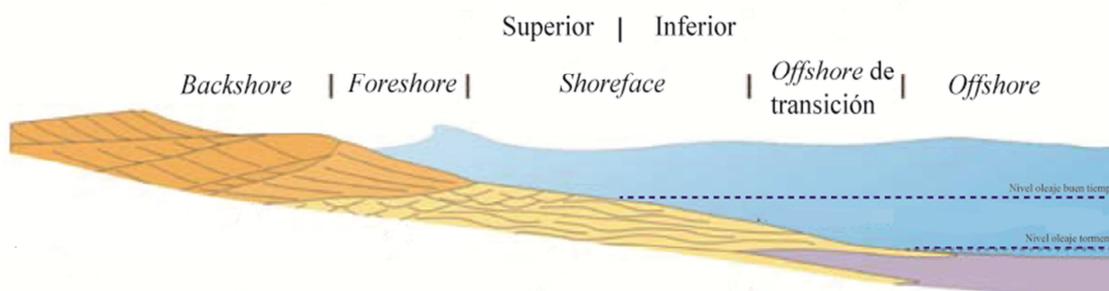


Fig. 6: Perfil sedimentológico de la plataforma siliciclástica dominada por el oleaje y las tormentas y su división en subambientes. Modificado de MacEachern (1999)

3.2. Asociaciones de facies.

3.2.1. Asociación de facies de *Offshore* (AF1).

Descripción

La mayor parte de estos depósitos correspondientes a AF1 están situados al S de la localidad de Cabra de Mora. El lugar donde afloran estos materiales suele estar poco vegetado y muy erosionado. Dentro de la Formación Camarillas, la AF1 se sitúa en los términos más basales de la misma.

Esta asociación está formada por unas facies lutíticas, que ocasionalmente contienen un pequeño porcentaje en arena muy fina, con espesores que pueden ir desde un metro hasta superar la decena de metros. Las lutitas que la forman son de color rojizo-violáceo en superficie y de color negro, gris oscuro y verde en corte fresco pudiendo presentar ocasionalmente moteados de diferentes colores (Fig. 7, Tabla 1). Pueden aparecer tanto de forma masiva como con laminación paralela. En su interior se pueden encontrar nódulos de hierro y restos carbonosos. La bioturbación dentro de las lutitas no es continua a lo largo del tramo sino que se concentra en superficies endurecidas en las cuales esta bioturbación es muy intensa llegando a eliminar toda estructura anterior. Los tipos de bioturbación que se encuentran son de tipo *Skolithos* y *Chondrites*.

En algunos lugares se observa un paso gradual de lutitas a areniscas de grano muy fino. Estas areniscas son de color rojizo-violáceo en superficie y grises en corte fresco y están compuestas por cuarzo, feldespato y moscovita. Tienen un espesor de entre 30 centímetros y 1,5 metros con un techo plano y arquitectura relativamente continua y tabular. Estos materiales aparecen siempre muy bioturbados con bioturbaciones de tipo *Skolithos* marcado con trazas verdosas que mantienen restos carbonosos en su interior.



Fig. 7: Aspecto general de afloramiento de las lutitas rojizo-violáceas de offshore (AF1) Por encima sedimentos de Offshore de transición (AF2) y shoreface superior (AF4).

Interpretación

Las lutitas, indican un medio sedimentario de muy baja energía donde el proceso de sedimentación está dominado por la decantación de partículas en suspensión. Las bioturbaciones de tipo *Chondrites* y *Skolitos* indican un ambiente marino que junto con los procesos de sedimentación asociados a zonas de baja energía indicaría un medio por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas (Walker y Plint, 1992). Conforme a estas características este medio sedimentario se interpreta como el *offshore* de plataforma siliciclástica (Van Wagoner *et al.*, 1990; Walker y Plint, 1992; Clifton 2000).

El color oscuro de las lutitas junto con la presencia de bioturbación en niveles muy limitados indica que el fondo marino era poco oxigenado. De esta manera, la mayor parte del tiempo se trata de un fondo anóxico donde la materia orgánica se preserva en gran medida y había una ausencia total de organismos bioturbadores del sedimento (Beatty *et al.*, 2008). Por otra parte, las superficies endurecidas en las lutitas

con bioturbación muy intensa realizada por organismos perforadores indican que en momentos concretos el fondo marino se oxigena permitiendo la colonización puntual del fondo marino y la bioturbación del sedimento.

La presencia de areniscas de tamaño de grano muy fino intercaladas entre las lutitas es interpretada como resultado de entrada de material de mayor tamaño de grano en un momento de mayor energía en el medio. Su transporte se produce mediante corrientes de turbidez que transportarán material desde zonas de mayor energía hacia las zonas más internas de la plataforma (Walker y Plint, 1992). Este proceso genera el movimiento de las aguas más profundas provocando la oxigenación del fondo, lo cual, junto con la entrada de nutrientes asociada permite la colonización de las capas de arenisca por parte de organismos oportunistas.

Por encima del *offshore* (AF1) encontramos siempre el *offshore* de transición (AF2). Por debajo de ella estratigráficamente podemos encontrar tanto el *offshore* de transición como el *shoreface* inferior y superior (AF3 y AF4).

3.2.2. Asociación de facies de *offshore* de transición (AF2).

Descripción

La AF2 se trata de una unidad heterolítica predominantemente lutítica pero con intercalaciones de areniscas de grano muy fino a fino. También se observa que conforme ascendemos en la asociación, la proporción de areniscas aumenta con respecto a la cantidad de lutitas (Fig. 8A, Tabla 1).

Las areniscas son de color rojizo en superficie y de color grisáceo en corte fresco, compuestas fundamentalmente por feldespato, micas y cuarzo. El tamaño de grano varía entre muy fino y fino. Se presentan en estratos de geometría tabular. El espesor que presentan puede variar desde los 5 hasta los 60 centímetros. Como estructuras internas se distingue laminación paralela, *ripples* de oscilación (Fig 8B) y ocasionalmente, estratificación cruzada *hummocky* con una longitud de onda menor de 15 cm. Gran parte de las areniscas se encuentran bioturbadas de manera intensa, borrando en gran parte las estructuras sedimentarias originales. Los principales tipos que se observan son de *Diplocraterion*, *Skolithos* y *Ophiomorpha nodosa* (Fig 8C). Dentro

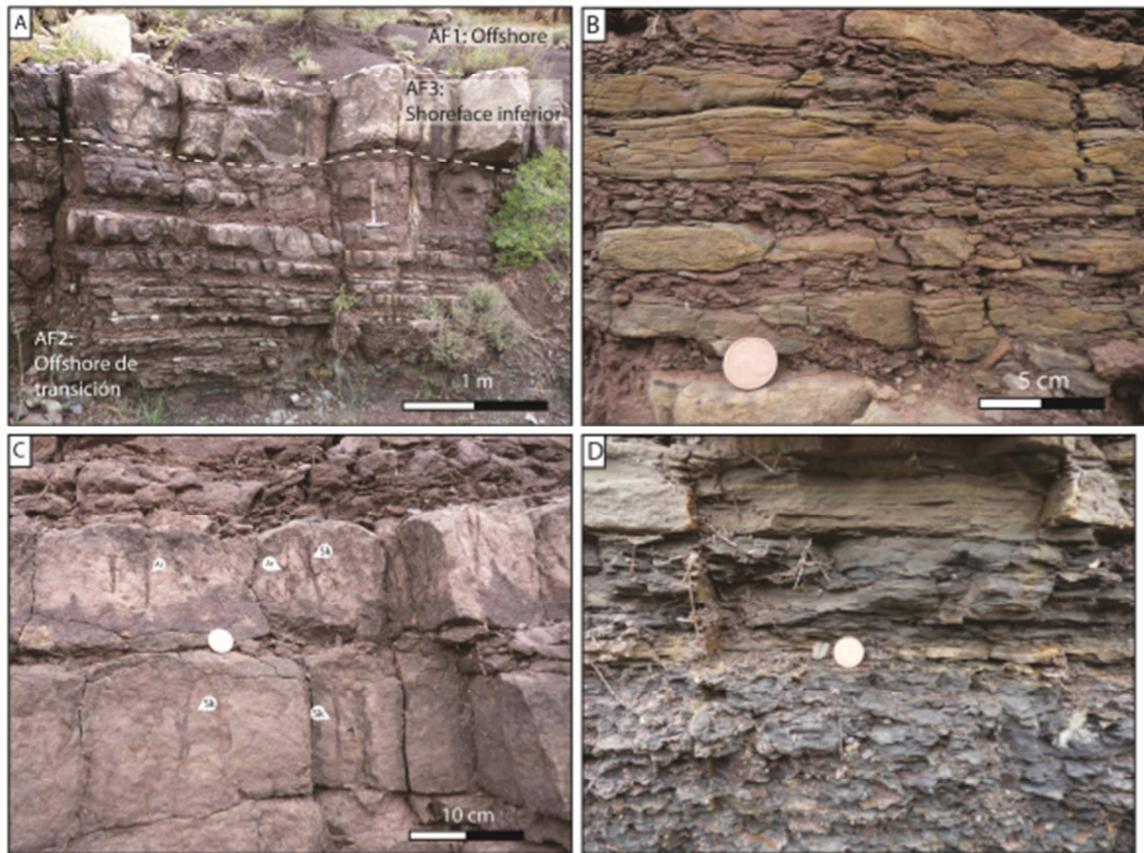


Fig. 8: Asociación de facies de offshore de transición (AF2) **A)** Aspecto general en afloramiento formado por alternancia de lutitas y areniscas de grano muy fino a fino. **B)** Ripples de oscilación en areniscas de grnao fino. **C)** Bioturbación en las areniscas de grano fino (AR: Arenicolites; Sk: Skolitos) **D)** Aspecto laminado en lutitas de color gris oscuro entre estratos de arenisca.

de esta asociación de facies, se encuentran varios estratos marcados por una intensa bioturbación con una gran continuidad lateral.

Las lutitas que se observan presentan un color superficial verde o violáceo y verde, negro y gris en corte fresco (Fig 8D). Internamente se encuentran laminadas con zonas que se encuentran ligeramente bioturbadas.

Interpretación:

Las lutitas se acumularon a partir de sedimento de grano fino en suspensión depositado entre distintos eventos de tormenta que quedan reflejados en los niveles de areniscas. El transporte de las areniscas se produce por el movimiento de oscilación en el *offshore* generado por eventos de tormentas. Esta asociación de facies se interpreta

como un *offshore* de transición situado por encima del nivel de base de tormentas y por debajo del nivel de base de oleaje de buen tiempo (Walker y Plint, 1992; Clifton 2000).

La estratificación cruzada *hummocky* se origina bajo un flujo combinado formado por una fuerte componente oscilatoria originada por oleaje, y una corriente más débil con una componente unidireccional determinada por la corriente de resaca. (Walker y Plint, 1992). La formación de *ripples* de oscilación también es indicativa de que el medio en el que se encontraba estaba afectado por corrientes oscilatorias.

La bioturbación se concentra especialmente en los niveles de areniscas mientras que los niveles de lutitas esta bioturbación no es tan intensa. El color oscuro de las lutitas y la poca actividad orgánica indican que durante las épocas entre eventos de tormentas el fondo sería poco oxigenado o con unas condiciones ambientales poco favorables para la proliferación de organismos (Beatty *et al.*, 2008). Posteriormente a estos eventos de tormenta, los depósitos arenosos depositados son rápidamente bioturbados en mayor o menor medida. Esto es indicativo de cierta oxigenación del fondo hasta volver a las condiciones anteriores de anoxia. La formación de superficies marcadas por una bioturbación muy intensa formada por *Diplocraterion*, *Skolithos* y *Ophiomorpha nodosa* se interpreta como un momento de entrada de nutrientes al sistema junto con una tasa de sedimentación prácticamente nula o muy baja (Beatty *et al.*, 2008; Buatois, 2011).

Esta asociación verticalmente se encuentra siempre sobre el offshore (AF1). A techo podemos encontrarla bajo el *shoreface* inferior (AF3), y el *shoreface* superior (AF4).

3.2.3. Asociación de facies de *shoreface* inferior (AF3).

Descripción

Esta asociación de facies está formada casi en su totalidad por potentes tramos de areniscas con algún pequeño nivel de lutitas. El espesor de esta asociación puede variar entre 1 y 15 metros (Tabla 1).

Las areniscas se caracterizan por tener un tamaño de grano que puede ir desde fino a medio y un color que puede ir desde el amarillo hasta el blanco. Generalmente, aparecen en secuencias granocrecientes y estratodecrescentes. La base es ligeramente

erosiva seguida por estratos con estratificación cruzada *hummocky* amalgamados (Fig 9A) con una amplitud de onda superior a 1 metro en las zonas basales a tamaños de menos de 20 cm en las zonas más cercanas al techo de la asociación, con espesores de más de dos metros pero con una morfología irregular (Fig 9B). Las areniscas con estratificación cruzada tipo *hummocky* pasan gradualmente a techo a areniscas de grano medio con estratificación cruzada de tipo *swaley* (Fig 9C). Entre los niveles de *hummockys* se observan pequeños niveles de material lutítico de color oscuro y laminado con espesores que varían entre 1 y 5 centímetros. En el interior de las areniscas con estratificación cruzada *hummocky* es frecuente encontrar restos vegetales tanto carbonoso como de troncos (Fig 9D). Estos troncos pueden tener tamaños superiores al metro y medio de longitud. Las paleocorrientes medidas dan una dirección hacia N 035° E. Algunos de ellos presentan bioturbaciones de tipo *Teredolites* en la corteza.

La presencia de bioturbación en la asociación es muy reducida concentrándose principalmente en los niveles basales de la misma.

Interpretación

La presencia de estratificación cruzada *hummocky* en estratos de areniscas amalgamados junto con el paso hacia el techo de la asociación a estratificación cruzada de tipo *swaley* nos indica que nos encontramos en el *shoreface* inferior situado por encima del nivel de base de tormenta y por debajo del nivel de base de buen tiempo (Walker y Plint, 1992; Clifton 2000).

Los sedimentos de tamaño más fino en esta asociación son muy ocasionales apareciendo intercalados entre algunos de los estratos amalgamados de *hummockys*. Estos niveles se interpretan como episodios de sedimentación en momentos de baja energía entre eventos de tormentas (Eide *et al.*, 2014).

La ausencia de bioturbación se debería a un aumento en la energía del medio impidiendo el establecimiento de organismos bioturbadores.



Fig. 9: Asociación de facies de *shoreface* inferior. **A)** Estratos amalgamados de areniscas de grano grueso con estratificación cruzada hummocky. **B)** Estratificación cruzada hummocky de gran tamaño en areniscas de grano medio. **C)** Estratificación cruzada tipo swaley en areniscas de grano medio. **D)** Restos de tronco entre areniscas de grano grueso asociado a eventos de tormenta.

3.2.4. Asociación de facies de *shoreface* superior (AF4)

Descripción

Asociación de facies formadas por areniscas de tamaño de grano medio a grueso de color blanco y gris claro con espesores que superan la decena de metros. Están compuestas por cuarzo y en menor medida feldespato y moscovitas, con matriz. La arquitectura estratigráfica que se observa es la de cuerpos tabulares de tamaño métrico organizados en secuencias estratodecipientes y granodecipientes (Fig. 10A). Algunos de estos cuerpos están separados entre sí por niveles de conglomerados de cuarcita que pueden llegar a tener un centil superior a los 4 cm empastados en una matriz lutítica o arenosa. Estas superficies son planoparalelas a las superficies de estratificación y tienen una buena continuidad lateral. Dentro de cada uno de los estratos de arenisca

encontramos múltiples estratificaciones cruzadas, estratificaciones cruzadas de surco laminación paralela (, estratificación planar, *ripples* de corriente, *ripples* de oscilación, cantos blandos, cantos dispersos de cuarcita y múltiples superficies de erosión interna (Fig. 10B-E, Tabla 1). En la vertical, la tendencia es a pasar de estratificaciones cruzadas de surco a planares con disminución en el tamaño del set. Las paleocorrientes medidas tienen una dirección NE (N 030° E - 040° E). En algunos puntos dentro de las estratificaciones se pueden ver láminas de lutitas o areniscas de grano muy fino de color grisáceo menores de 1 cm. Las bioturbaciones en estos materiales son escasas teniendo morfología vertical sin llegar a poder identificar el tipo.

Interpretación

La acumulación de areniscas de grano medio y grueso con estructuras como estratificaciones cruzadas de surco y *ripples* de oscilación se interpretan como un medio energético situado por encima del nivel de base del oleaje de buen tiempo. Concretamente este medio sedimentario se interpreta como depósitos de *shoreface* (Van Wagoner *et al.*, 1990) o *shoreface* superior (Walker y Plint 1992, Clifton, 2000). Las estructuras están formadas por el oleaje y la acción de corrientes de deriva que actúan a lo largo de la costa. La presencia de distintos tipos de estructuras sedimentarias

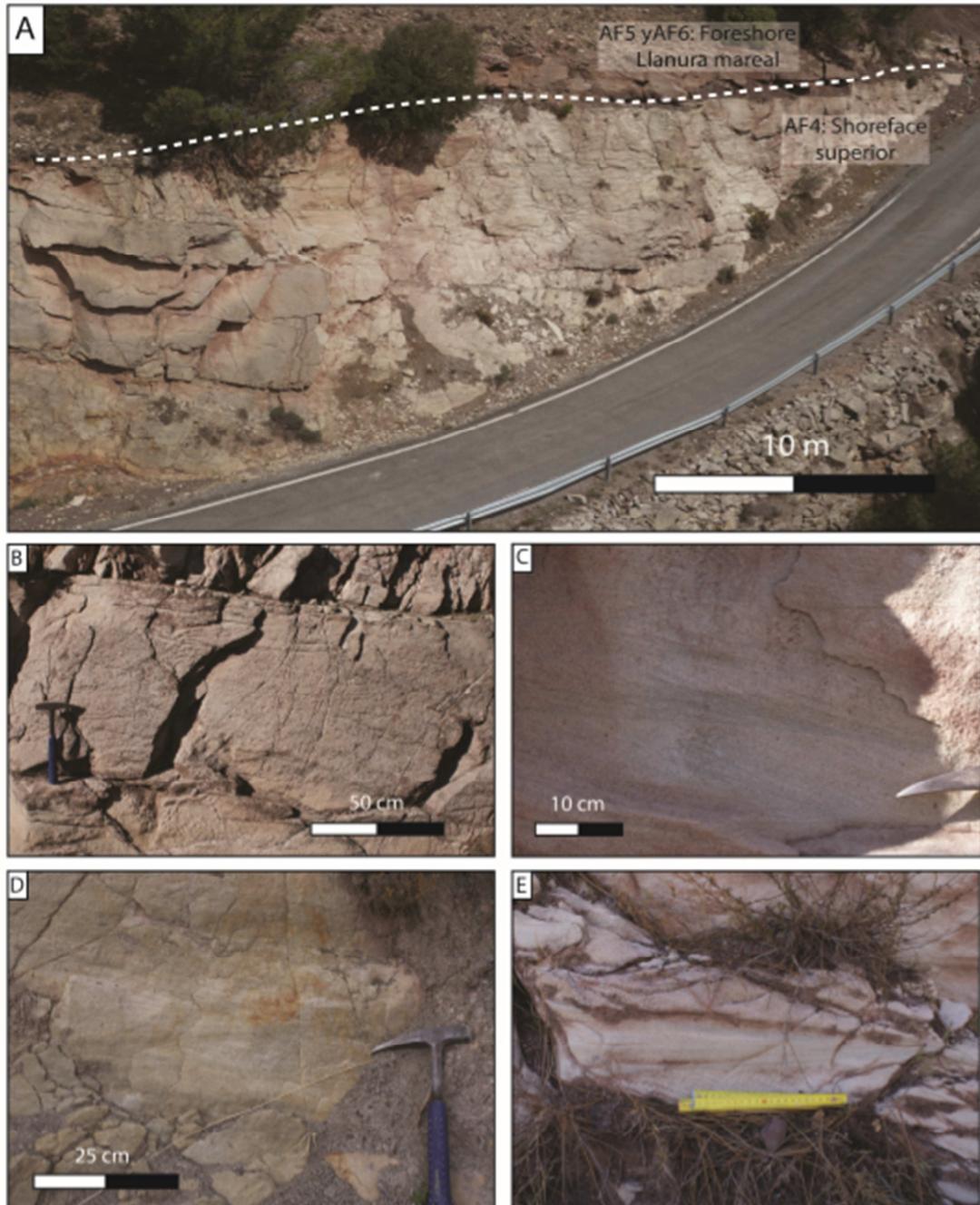


Fig. 10: Asociación de facies de shoreface superior (AF4) **A)** Fotografía tomada con el drone de los sedimentos de shoreface superior y foreshore. El cuerpo de areniscas se encuentra dividido en diferentes estratos tabulares con múltiples superficies de erosión internas y estratificaciones cruzadas de gran escala. **B)** Estratificaciones cruzadas de surco en areniscas de grano grueso. **C)** Estratificación cruzada en areniscas de grano medio. **D)** Detalle de las superficies de erosión internas. **E)** Detalle de la laminación paralela en areniscas de grano medio.

de mayor o menor energía estaría condicionada por la energía del oleaje y las corrientes (Hill *et al.*, 2003, Plink-Björklund, 2008).

Por debajo del *shoreface* superior (AF5) podemos encontrar el offshore de transición (AF2) y el *shoreface* inferior (AF3). Por encima de la misma, podemos encontrar el *offshore* (AF1), el *offshore* de transición (AF2) y el *shoreface* inferior (AF4).

3.2.5. Asociación de facies de *foreshore* (AF5).

Descripción

Se trata de la asociación menos común de las encontradas. Aparece y con espesores de entre 20 y 80 cm. Los materiales que la componen son areniscas bien seleccionadas de color blanco o amarillo claro, con un tamaño de grano fino-medio y geometría tabular.

En los estratos de areniscas, se observan laminaciones paralelas o de bajo ángulo. Esta estratificación cruzada de bajo ángulo viene marcada por alineaciones de cantos de entre 0,2 y 1,5 cm de centil de cuarcita (Fig. 11, Tabla 1)). En la parte superior de la asociación encuentran areniscas con marcas verticales de bioturbación por raíces. Ocasionalmente aparecen lags de cantos blandos de color gris oscuro.

Interpretación

La presencia de areniscas laminadas, bien seleccionadas, la ausencia de bioturbación y la estratificación cruzada de bajo ángulo de cantos de cuarcita se interpreta como un ambiente de alta energía donde la acción de oleaje lavaría los sedimentos más finos transportándolos a zonas más distales (Pemberton *et al.*, 1992a, Walker y Plint, 1992). A su vez, la presencia de huellas de raíces indica que se trata de un medio somero que puede sufrir en ciertos momentos procesos de exposición subaérea con el crecimiento de plantas sobre el sedimento expuesto. Esta asociación de facies se interpreta como un *foreshore* (Walker y Plint, 1992; Boggs, 2001, Plink-Björklund, 2008).



Fig. 11: Asociación de facies de foreshore (AF5) encima de areniscas de shoreface superior (AF4). Las laminaciones de bajo ángulo están marcadas por cantos de cuarcita.

El *foreshore* (AF5) se encuentra por encima del *shoreface* superior (AF4) y por debajo del *shoreface* inferior (AF3), *shoreface* superior (AF4) y la llanura mareal (AF6).

3.2.6. Asociación de facies de llanura mareal (AF6)

Descripción

Asociación de facies compuesta principalmente de lutitas con intervalos centimétricos de areniscas. Esta asociación de facies puede tener un espesor máximo de hasta 15 metros (Tabla 1).

Las lutitas son de color negro en la base pasando a verdes en el techo de la asociación. En conjunto se encuentran laminadas con algunos centímetros donde la laminación se pierde pasando a tener aspecto masivo (Fig. 12). Es frecuente que contengan acumulaciones de



Fig. 12: Asociación de facies de llanura mareal (AF6) compuesto por lutitas negras laminadas y areniscas de grano fino a medio con marcas de raíces y restos vegetales.

restos vegetales y otros restos carbonosos sin identificar.

Las areniscas son de grano fino y color grisáceo compuestas por cuarzo y moscovita ligeramente laminadas. Su espesor varía desde los 5 a los 15 cm siendo más abundantes y potentes en el tercio inferior de la asociación. La base de estos cuerpos es ligeramente erosiva y techo ondulado.

Interpretación

Esta asociación de facies se interpreta como depositado en una llanura mareal (*tidal flat*), en un ambiente de baja energía donde predomina la sedimentación por decantación de materiales finos y acumulación de restos de materia orgánica principalmente vegetales provenientes de zonas subaéreas (Dalrymple, 2010). Cada una de las láminas de areniscas encontradas en el interior de las lutitas se interpretan como momentos de mayor energía producida por la acción de las mareas (Kim, 2003; Yang *et al.*, 2005). El carácter heterolítico de la asociación permite interpretarla como una llanura mareal mixta a fangosa.

Esta asociación de facies presenta un cambio lateral de facies con el canal mareal (AF6) llegando también a encontrarse por encima de ella.

3.2.7. Asociación de facies de canal mareal (AF7)

Descripción

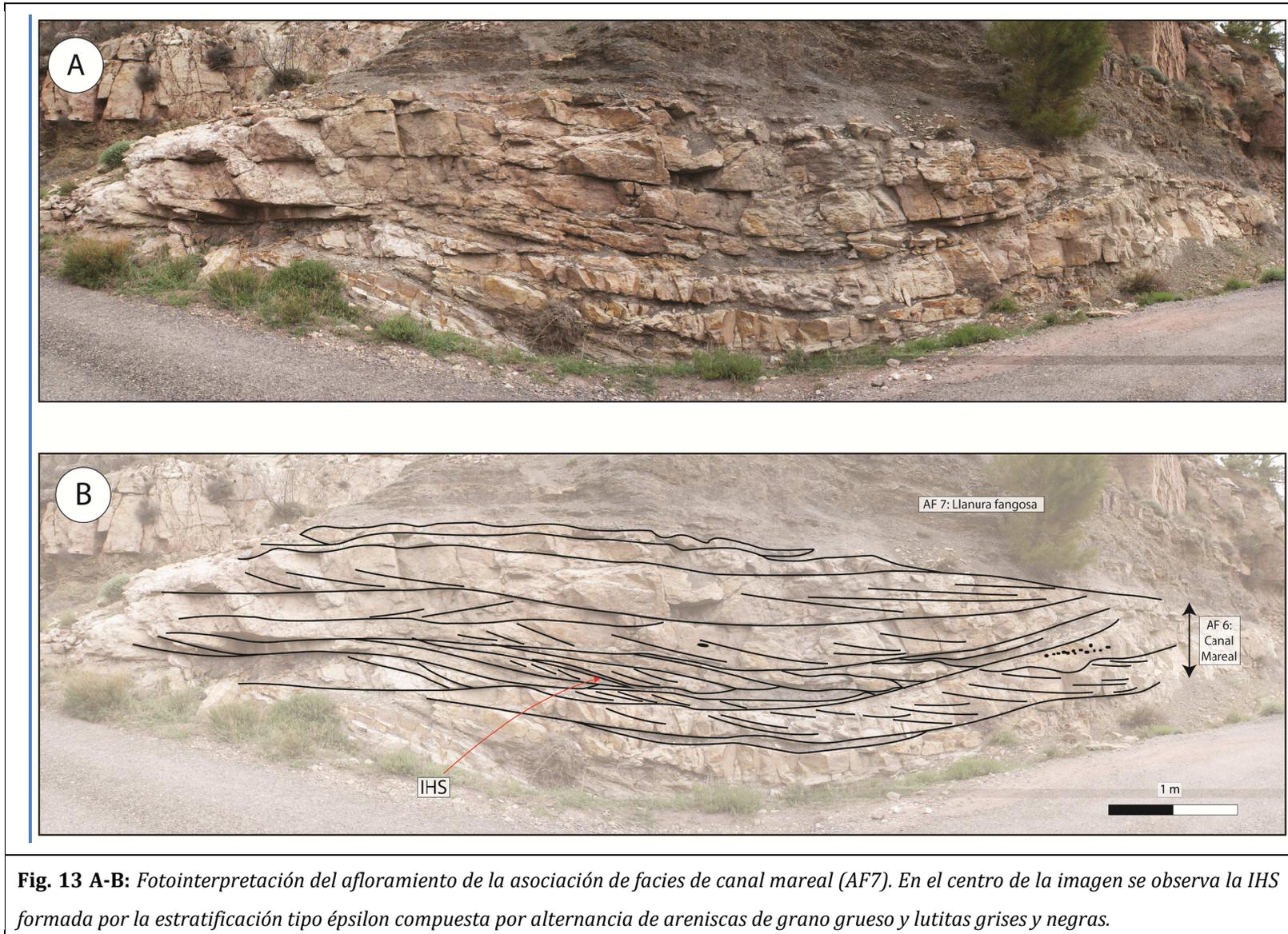
Cuerpo de base marcadamente erosiva y techo plano, heterolítico formado por lutitas y areniscas con un espesor de 1,60 metros y una extensión lateral de aproximadamente 10 metros. Las areniscas son de tamaño de grano muy grueso formados principalmente por granos subredondeados de cuarzo. En su interior se encuentran estratificaciones cruzadas y *ripples* de corriente con paleocorrientes N 166° E y N 132° E. Las lutitas son de color negro y aspecto laminado con acumulación de restos vegetales. En conjunto se trata de una secuencia granodecreciente y estratodecreciente, terminando en un estrato de areniscas de grano fino con estratificación cruzada planar y bioturbado a techo. Este canal presenta estratificación heterolítica inclinada (*Inclined Heterolithic Stratification*, IHS en sus siglas en inglés) que consiste en pares de areniscas y lutitas formando superficies de acreción lateral que separan cada una de ellas (Fig. 13A-B; Tabla 1)).

Interpretación

La presencia de IHS formada por areniscas y lutíticas es característica de ambientes donde las condiciones hidrodinámicas del medio varían. Estos depósitos se forman en las superficies de acreción lateral de canales mareales meandriformes (*point-bars* mareales donde la sedimentación de arena y sedimento más fino está controlada por las variaciones en la energía del medio, típico en sistemas sedimentarios mareales (Dalrymple *et al.*, 1992; Gingras, 2006; Dalrymple *et al.*, 2007).

Por tanto, la IHS junto con la forma lenticular, la base erosiva y la tendencia general granodecreciente y estratodecreciente permite interpretar esta asociación de facies como un canal mareal (Dalrymple *et al.*, 2007).

El canal mareal se encuentra en interior de areniscas interpretadas como shoreface superior. Por encima y lateralmente encontramos la llanura mareal (AF7).



Asociación de facies	Ambiente sedimentario	Litología y estructuras sedimentarias	Bioturbación	Paleocorrientes
AF1	<i>Offshore</i>	Lutitas masivas y laminadas con niveles de areniscas de grano muy fino. Laminación paralela y geometría tabular de las areniscas.	Lutitas: bioturbaciones verticales de tipo <i>Skolithos</i> y <i>Chondrytes</i> . Areniscas: bioturbaciones verticales de tipo <i>Skolithos</i> .	
AF2	<i>Offshore</i> de transición	Alternancia de lutitas y areniscas no amalgamadas con <i>ripples</i> de oscilación, laminación paralela y estratificación cruzada <i>hummocky</i> .	Bioturbación intensa tanto en las lutitas (<i>Skolithos</i>) como en las areniscas (<i>Skolithos</i> , <i>Ophiomorpha</i> y <i>Diplocraterion</i>)	
AF3	<i>Shoreface</i> inferior	Areniscas de grano fino a medio amalgamadas con estratificación cruzada <i>hummocky</i> y tipo <i>swaley</i> .	Escasa. Bioturbaciones verticales	N 035° E
AF4	<i>Shoreface</i> superior	Areniscas grano medio-grueso. Estratificación cruzada de surco y planar. <i>Ripples</i> de corriente y de oscilación	Escasa.	N 030° E – N 040° E
AF5	<i>Foreshore</i>	Areniscas de grano medio-fino. Laminación paralela y estratificación cruzada de bajo ángulo de areniscas y cantos de cuarcita. Cantos blandos.	Huellas de raíces.	
AF6	Llanura mareal	Lutitas negras laminadas y masivas con acumulación de restos vegetales. Areniscas laminadas grises.	Nula	
AF7	Canal mareal	Alternancia de lutitas negras laminadas con areniscas de tamaño de grano grueso-muy grueso. Estratificación tipo IHS. Estratificación cruzada planar y <i>ripples</i> de corriente	Bioturbaciones verticales.	N 166° E – N 132° E.

Tabla 1: Principales características de las asociaciones de facies descritas en la Fm. Camarillas en la localidad de Cabra de Mora

Capítulo 4

Superficies estratigráficas

4.1. Introducción

La estratigrafía secuencial se define como el estudio de sistemas sedimentarios y la relación de las facies que la componen dentro de un marco cronoestratigráfico mediante la definición de superficies erosivas, superficies no deposicionales y lateralmente sus conformidades correlativas (Van Wagoner *et al.*, 1990, Posamentier y Allen, 1999). El uso de este método de correlación reside en su carácter predictivo otorgándole a las facies una posición temporal permitiendo la reconstrucción completa del sistema sedimentario. Por ello, actualmente se trata de un método muy importante a la hora de análisis y posterior modelización de almacenes de hidrocarburos (Van Wagoner *et al.*, 1990).

El primero en definir el término secuencia como aquellos estratos delimitados por inconformidades fue Sloss en el año 1948. Su principal idea consistía en el uso de estas superficies como método de correlación estratigráfica. Posteriormente un equipo de producción y exploración de la petrolera Exxon junto con un antiguo estudiante de Sloss, Vail, publicaron en 1977 una serie de artículos en los cuales detallaban la estratigrafía secuencial usando datos de sísmica. A su vez, se publicó la Memoria 26 de la AAPG sobre estratigrafía sísmica. De esta manera se empezaron a desarrollar los primeros modelos y a introducirse nuevos conceptos tales como la propia estratigrafía sísmica, eustatismo, espacio de acomodación y patrones de variación del mar dentro de los paquetes definidos entre inconformidades.

A finales de los años 80 y comienzo de los años 90, esta nueva disciplina sufre un nuevo empujón presentándose los primeros modelos conceptuales entre las variaciones del nivel del mar y la subsidencia (p. ej: Posamentier y Vail, 1988., Van Wagoner, 1988). Jervey (1988) define tres cortejos sedimentarios en función del desarrollo de las secuencias a lo largo de un ciclo de subida y bajada del nivel del mar. El cortejo transgresivo (*Transgressive System Track*, TST) consiste en la retrogradación

de los sedimentos y está limitado en la parte inferior por una superficie transgresiva y en la parte superior por la superficie de máxima inundación (MFS). El cortejo sedimentario de alto nivel (*Highstand System Track*, HST) es el momento en agradación y progradación de los sedimentos. Se interpreta como un momento en el cual el nivel del mar sube lentamente y/o comienza a caer lentamente. Por último, el cortejo de bajo nivel (*Lowstand System Track*, LST) corresponde al momento más bajo del ciclo marcado por la progradación forzada de la cuña clástica sobre materiales más profundos. Se desarrolla durante la mayor parte de la caída del nivel de base y un ligero ascenso, siendo delimitado por la superficie de máxima inundación. Estos términos son los mismos que utilizaría Van Wagoner *et al.*, (1988) posteriormente para sedimentos siliciclásticos depositados en ambientes de plataforma.

Van Wagoner *et al.* (1990) define el término parasecuencia como una “sucesión concordante de estratos o conjunto de estratos genéticamente relacionados limitados por superficies máximas de inundación o sus superficies correlativas”. El principal modelo usado para la definición de parasecuencia corresponde a ambiente

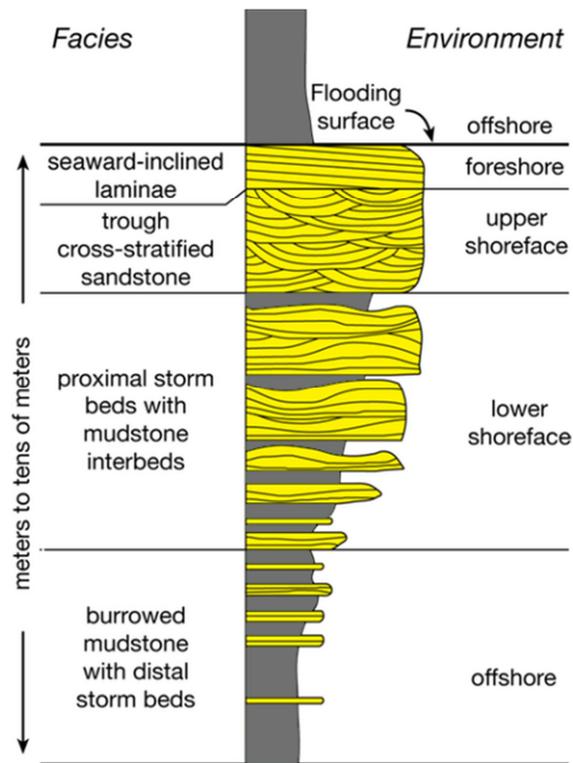


Fig. 14: Modelo de parasecuencia para las plataformas siliciclásticas dominadas por el oleaje y tormentas (Modificado de VanWagoner *et al.*, 1990)

somero siliciclástico dominado por el oleaje en las Book Cliffs, Utah (Fig 1). Esta sucesión de facies representan una progradación de ambientes más someros sobre más profundos, pasando desde el *offshore*, *offshore* de transición, *shoreface* inferior,

shoreface superior y *foreshore*. Terminando la parasecuencia en una superficie de máxima inundación representado por un cambio brusco en las facies.

4.2. Parasecuencias

En la Formación Camarillas se han definido varias de parasecuencias siguiendo el modelo definido para plataformas siliciclásticas por Van Wagoner *et al.* (1990) en las Book Cliffs.

A lo largo de la Columna 1 se han diferenciado seis parasecuencias diferentes. Cada una de ellas ha sido limitada por la presencia de superficies transgresivas marcadas por cambios bruscos en las asociaciones de facies por debajo y por encima de ellas.

Estas parasecuencias están compuestas fundamentalmente por asociaciones de

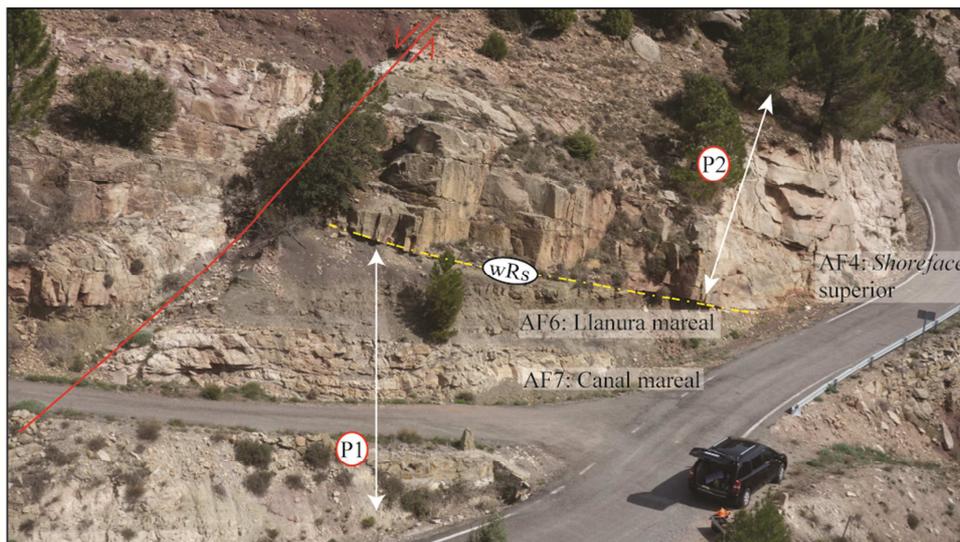


Fig. 15: Vista aérea del límite entre la Parasecuencia 1 y la Parasecuencia 2 en la Columna 1 de Cabra de Mora. Se observa que entre ambas parasecuencias hay una superficie erosiva y cierto basculamiento de los estratos.

facies de *shoreface* inferior (AF3), *shoreface* superior (AF4), *foreshore* (AF5) y de llanura mareal (AF6). Dentro de cada parasecuencia las asociaciones de facies siguen una tendencia somerizante. El límite entre la Parasecuencia 1 y la Parasecuencia 2 además de aparecer una superficie transgresiva entre ambas, la parasecuencia superior

aparece ligeramente basculada respecto a la inferior además de presentar una fuerte erosión en el límite entre ambas (Fig. 15). Esta arquitectura de las parasecuencias es la muestra del posible control tectónico en la sedimentación durante el Barremiense en esta zona de la Cuenca Ibérica.

La mayor parte de las parasecuencias definidas en la Columna 2 están compuestas por asociaciones de facies de *offshore* (AF1) y *offshore* de transición (AF2). El límite entre las parasecuencias se define por la presencia de cambios en las asociaciones de facies que indiquen un aumento de profundidad junto con la presencia de superficies no deposicionales (Hampson, 2000) (Fig. 16). La Parasecuencia 10 y la Parasecuencia 11 situadas en los tramos finales de la Columna 2, están formada por *shoreface* superior (AF4), *shoreface* inferior (AF3) y *offshore* de transición (AF2). El límite de las parasecuencias viene marcada por la presencia de la *Regressive Surface of*



Fig. 16: Vista general del afloramiento donde se ha levantado la Columna Cabra de Mora 2. A lo largo de la foto se han ido señalando la posición de las parasecuencias definidas hasta la RSME situada en el Tramo 5 de la columna.

Marine Erosion debido a que es un cambio brusco y neto en la naturaleza de las asociaciones a un lado y a otro de la misma.

4.3 Superficies estratigráficas

Van Wagoner *et al.* (1990) ya definió superficies dentro de las parasecuencias. Estas superficies, de menor rango, se generan por erosión del sedimento, no deposición, o un aumento brusco en el espacio de acomodación de la cuenca.

En la Formación Camarillas se han identificado varias de las superficies descritas relacionando distintos ambientes sedimentarios y con distintos significados genéticos:

4.2.1. Superficie regresiva de erosión marina.

La superficie regresiva de erosión marina (*Regressive Surface of Marine Erosion*, RSME en sus siglas en inglés) se caracteriza por una superficie erosiva y un cambio brusco en la naturaleza de las facies.

A lo largo de las dos columnas levantadas en la Fm. Camarillas se han distinguido varias de estas superficies:

- Descripción
 - o Shoreface-Shoreface

En primer lugar tenemos la superficie que separa el shoreface superior (AF4) y shoreface inferior (AF3). Esta superficie se caracteriza por tener un aspecto irregular y muy erosivo. Los materiales que componen esta superficie son granos de cuarzo subredondeados con una pequeña porción de matriz caolinítica. Además estas superficies pueden llevar asociados importantes acumulaciones de restos vegetales, principalmente troncos de más de un metro de longitud y cantos blandos compuestos por lutitas de color gris oscuro. También se observan en los depósitos suprayacentes a esta superficie estructuras erosivas de tipo *gutter cast* y un mayor amalgamamiento de las estructuras sedimentarias, principalmente de la estratificación cruzada de tipo *hummocky* (Fig. 17).

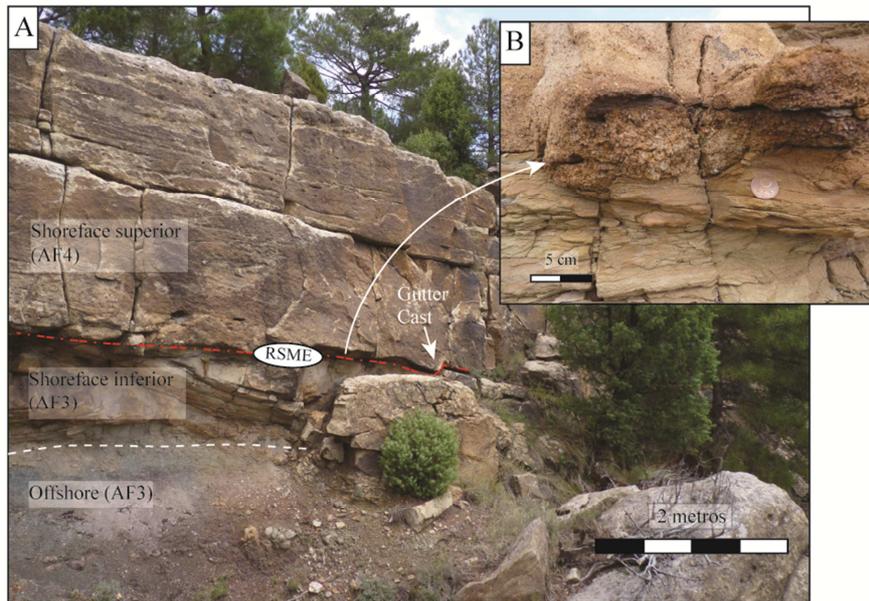


Fig. 17: **A)** Imagen a escala de afloramiento donde se diferencian dos parasecuencias separadas entre sí por la RSME. **B)** Detalle de la imagen de la superficie formada por cantos de cuarcita y restos vegetales.

También se identifica este tipo de superficies delimitando niveles dentro del *shoreface* superior del *shoreface* superior (AF4). Estas superficies se encuentran menos marcadas siendo más complicado de identificar, encontrándose únicamente una de ellas a lo largo de la columna 1. Se caracteriza por un aumento en el tamaño de grano de las areniscas así como la aparición de a lo largo de la superficie de cantos de cuarcita de hasta 4 cm de centil empastados en una matriz arcillosa color verdoso.

○ *Shoreface-Offshore*

La superficie que separa ambas asociaciones de facies está marcada por una fuerte erosión de los sedimentos de *offshore* (AF1) y *offshore de transición* (AF2) por sedimentos de *shoreface* superior e inferior (AF4 y AF5). Esta superficie es muy marcada, de aspecto irregular, observándose un cambio muy brusco y neto en el tamaño

de grano pasando de lutitas a areniscas de tamaño medio y grueso (Fig. 18). Es frecuente encontrar en la base del *shoreface*, justo por encima de la superficie erosiva, acumulaciones de cantos blandos

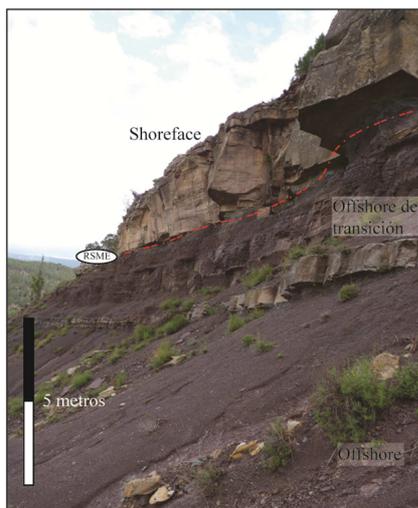


Fig. 18: Aspecto de la RSME entre sedimentos de offshore de transición y shoreface.

compuestas por lutitas grises y negras con tamaños que pueden variar entre 0,5 y 6 cm de diámetro.

- Interpretación

Esta discontinuidad en el interior de las parasecuencias caracterizada por erosión, aumentos en el tamaño de grano, aumento en la cantidad de aporte de sedimentos de grano grueso, amalgamamiento de estratos con estratificación cruzada de tipo *hummocky* se interpreta como una superficie de regresión marina formada por el descenso del nivel de base del oleaje, tanto de buen tiempo como de tormentas (MacEachern, 1992; Hampson, 2000; Catuneanu 2006). El descenso de estos niveles de base aumenta la energía del medio, erosionando los sedimentos más finos. La presencia de un aumento de estratos amalgamados con estratificación cruzada de tipo *hummocky* indica un descenso en el nivel de base de tormentas permitiendo que el transporte de sedimento hacia el interior de la plataforma sea más importante (Dott y Bourgeois, 1962).

Brunn (1962) describió cual era el perfil de equilibrio que las plataformas siliclásticas tendían a tener con una forma cóncava aumentando gradualmente la pendiente hacia la línea de costa. El descenso del nivel del mar cambia dicho equilibrio dando como respuesta la erosión por parte del oleaje de los sedimentos previamente depositados. (Brunn, 1962; Plint, 1988; Hampson, 2000; Catuneanu, 2006). La

magnitud de las diferentes superficies encontradas puede variar ya que depende de cuál ha sido el rango de disminución del nivel de base y el ángulo de la plataforma antes de producirse la erosión (Brunn, 1962, Hampson, 2000; Catuneanu, 2006)

4.2.2. Superficie transgresiva.

La superficie transgresiva representa el desplazamiento de facies más externas a zonas más internas de la plataforma de forma neta. En la Columna 1 levantada en la Formación Camarillas encontramos una de estas superficies.

- Descripción

o Llanura Mareal – Shoreface superior

Superficie que pone en contacto facies de llanura mareal (AF7) compuesto principalmente por lutitas negras con facies de *shoreface* superior (AF4). Esta superficie está marcada por una importante discordancia y un fuerte carácter erosivo (Fig. 19). Por encima de esta superficie, encontramos un depósito irregular con un espesor máximo de 40 cm de conglomerados de cuarcita con centíl de hasta 1 cm, cantos blandos y abundantes restos vegetales dispersos. Estos depósitos pasan gradualmente a areniscas de grano medio con abundantes estratificaciones cruzadas interpretado como generado por acción del oleaje en el *shoreface* superior.

- Interpretación

Esta superficie refleja un cambio brusco en la naturaleza de las facies pasando de un ambiente de llanura mareal en la parte inferior de la superficie, a otro *de shoreface* superior controlado por la acción del oleaje. Este cambio brusco en las facies se interpreta como el desplazamiento la retrogradación de facies de plataforma sobre facies mareales situadas tierra a dentro (Van Wagoner *et al.*, 1990; Catuneanu, 2006).

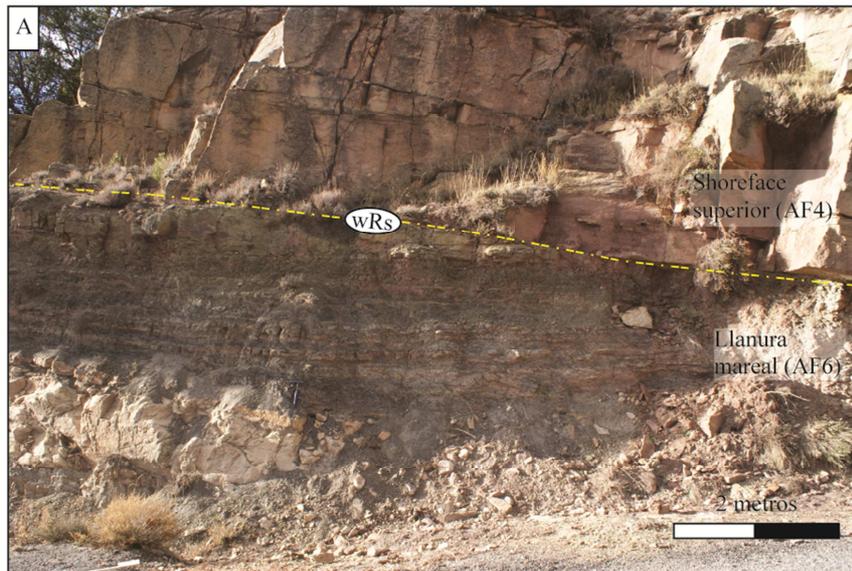


Fig. 19: *Wave Ravinement Surface* situada entre el límite de la Parasecuencia 1 y la Parasecuencia 2 en la Columna 1 de Cabra de Mora. Sobre esta superficie aparece un depósito transgresivo compuesto por conglomerados y areniscas de grano muy grueso.

La presencia de un depósito de conglomerados justo por encima se interpreta como la removilización de los sedimentos al desplazarse el nivel de base del oleaje tierra dentro originando una *Wave Ravinement Surface* (wRs) (Swift, 1975; Cattaneo, 2003). Este aumento de energía tiene como consecuencia el depósito de sedimento de grano muy grueso como son los sedimentos, y la erosión del sedimento infrayacente formando acumulaciones importantes de lags de cantos blandos y restos vegetales. (Cattaneo y Steel, 2003; Catuneanu, 2006; Embry 2009).

4.3.3. **Discontinuidad no-deposicional**

- Descripción

Superficie encontrada entre depósitos de *offshore* (AF1) y *offshore* de transición (AF2). Estas superficies son difíciles de encontrar. Se encuentran en depósitos de areniscas de grano muy fino o como superficies endurecidas en lutitas de color gris o negro. Se caracterizan por un fuerte aumento en la bioturbación del sedimento de tipo *Arenicolites*, *Diplocraterion* y *Skolithos* (Fig. 20A-B) Estas bioturbaciones marcan superficies muy netas y que se pueden reconocer a lo largo de varias decenas de metros.

Ocasionalmente, en estas superficies encontramos depósitos aislados de areniscas de grano fino a medio con estratificaciones cruzadas.

- *Interpretación*

Las discontinuidades no deposicionales se interpreta también como ligeros aumentos en el nivel de base disminuyendo la sedimentación en las zonas más internas de la plataforma y dejando aislados en la plataforma areniscas del shoreface inferior (Dott y Bourgeois, 1982; Hampson, 2000). La baja tasa de sedimentación junto al aumento de nutrientes propician la aparición de organismos bioturbadores, especialmente perforantes, del sedimento Buatois, 2011).

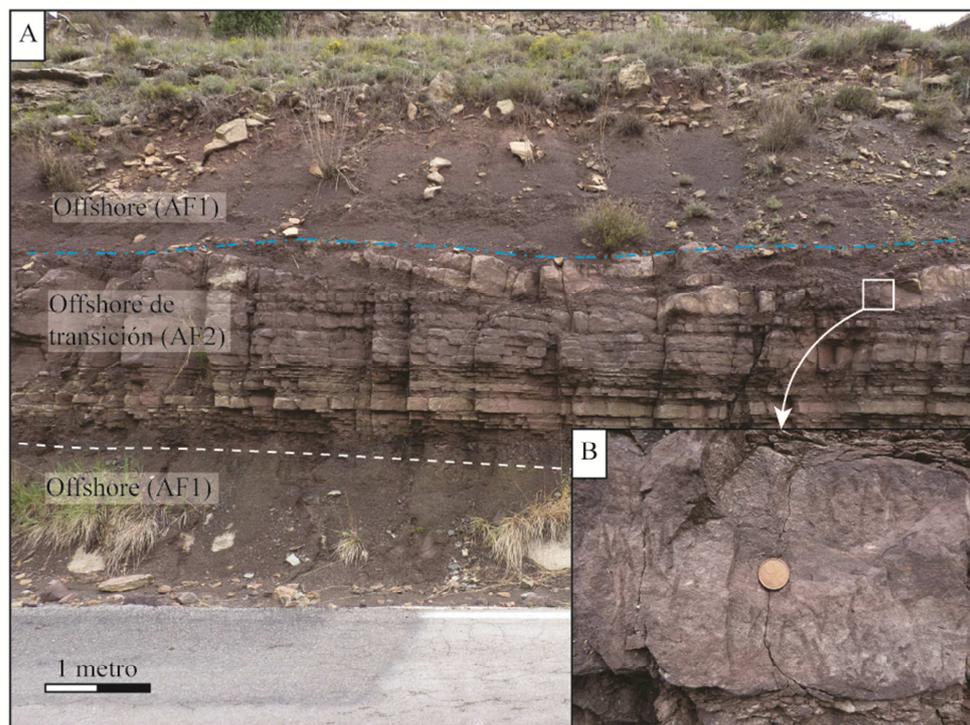


Fig. 20: A) Depósitos de Offshore de transición (AF2) y Offshore (AF1) limitados a techo por una superficie no deposicional B) Detalle de la bioturbación de las areniscas que marcan la superficie.

Capítulo 6

Discusión

6.1. Interpretación del sistema sedimentario

Con el análisis detallado de las asociaciones de facies descritas e interpretadas anteriormente, el sistema sedimentario es el de una plataforma siliciclástica dominada por el oleaje y las tormentas (Walker y Plint, 1992). La sucesión de facies desde zonas más profundas a zonas más someras de *offshore*, *offshore* de transición, *shoreface* inferior, *shoreface* superior, *foreshore* y llanura mareal indican distintas zonas en la plataforma siliciclástica dentro de la Formación Camarillas.

Salas (1987) la Fm. Camarillas para la Cuenca del Maestrazgo como un sistema fluvial de baja sinuosidad. Estudios recientes en la Subcuenca de Galve, cercana a la Subcuenca de Penyagolosa, reinterpretan esta formación como sistemas costeros de isla barrera-lagoon (Navarrete *et al.*, 2013).

Algunos elementos que creemos que han podido llevar al error en la interpretación del sistema sedimentario son: color rojizo de los sedimentos más finos, principalmente lutitas, alineaciones de cantos subredondeados, presencia de cuerpos canaliformes y descripción de huellas de dinosaurios. El color rojo en los sedimentos se ha interpretado comúnmente como de origen continental debido a la oxidación de minerales con hierro (ej: Wang *et al.*, 2014). En los sedimentos de la Formación Camarillas, los sedimentos finos de color rojo se asocian fundamentalmente a facies de tipo *offshore*, sedimentadas en zonas profundas por debajo del nivel de base de tormentas. Estos colores rojizos y violáceos se deben a alteración superficial del sedimento, siendo realmente el color en corte fresco gris y negro. Ozturh *et al.* (2002) relacionan los colores rojos y violáceos en facies de *offshore* con la acumulación de pirita en fondos marinos anóxicos. La alteración supergénica de los sedimentos bajo condiciones subaéreas produce la oxidación de la pirita en otros óxidos de hierro dando el color rojizo a los sedimentos. Este puede ser el caso de los colores de alteración que presentan las facies de *offshore* de la Formación Camarillas.

La ausencia de bioturbación en las facies de *offshore* estaría relacionada con la estratificación de las aguas marinas y la formación de fondos anóxicos. Beatty (2008) describe para el Triásico inferior en el norte de Canadá sedimentos de *offshore* carentes de bioturbación debido a la estratificación de las aguas que impiden la colonización continua de los mismos. De tal modo, la superficies donde se concentra la bioturbación sería el resultado de la entrada de aguas oxigenadas y con nutrientes al fondo marino, posiblemente relacionado con eventos de tormenta (Beatty, 2008). Entre distintos eventos de tormentas y de manera temporal, se produce la entrada de nutrientes y oxígeno permitiendo que algunos organismos colonicen momentáneamente el fondo llegando a bioturbar el sedimento. (Beatty, 2011, Buatois, 2011).

La presencia de huellas de dinosaurio en la Formación Camarillas es otra de las razones por las que este sistema se ha interpretado tradicionalmente como un sistema continental. Recientemente, se ha publicado la descripción del icnogénero *Iguanodontipus* en la localidad de Cabra de Mora (Cobos y Gascó, 2012) donde se interpreta que se habrían producido en un sistema fluvial de baja sinuosidad. Por otra parte, Navarrete (2012) describe igualmente huellas de dinosaurios para la misma formación en la Subcuenca de Galve en sistemas costeros. Con la reinterpretación propuesta en este trabajo del sistema sedimentario, la presencia de huellas de dinosaurio estará asociada a zonas de llanura costera y mareal.

6.2. *Relación vertical de las parasecuencias*

A lo largo de las dos columnas levantadas en la formación Camarillas se han descrito diferentes superficies estratigráficas y parasecuencias. A pesar de la falta de correlación entre ambas columnas debido a la presencia de fallas cercanas, es posible evaluar las variaciones en el espacio de acomodación a lo largo de ellas desde la perspectiva de la estratigrafía secuencial y su reflejo en el registro sedimentario (Fig. 21).

6.2.1. Apilamiento de parasecuencias agradante

Este tipo de apilamiento se encuentra en dos zonas. Por una parte, en la zona inferior y media de la Columna 2 formada por el sucesivo apilamiento de facies de *offshore* y *offshore* de transición. Por otra parte, la Columna 1 en su conjunto está formada por la repetición de parasecuencias de *shoreface* superior, *foreshore*, y llanura mareal separadas entre sí por superficies transgresivas. En ambos casos, cada parasecuencia contiene el mismo conjunto de facies de la parasecuencia inferior y superior. El conjunto de parasecuencias no muestra una tendencia definida hacia la somerización o a la profundización.

En conjunto, el apilamiento de las parasecuencias es de tipo agradante (Van Wagoner *et al.*, 1990). Este tipo de arquitectura se forma cuando la tasa de sedimentación está en equilibrio con la tasa de creación de espacio de acomodación.

6.2.2. Apilamiento de parasecuencias progradante

Este tipo de apilamiento lo encontramos en las dos últimas parasecuencias de la Columna 2. En ellas se observa el encajamiento de facies de *shoreface* con base fuertemente erosiva sobre facies más profundas de *offshore* y *offshore* de transición de la parasecuencia inferior. Este tipo de apilamiento corresponde a un sistema progradante con pérdida de acomodación (Van Wagoner *et al.*, 1990).

La progradación de las parasecuencias se produce mediante el desarrollo de cuñas de *shoreface* con una base muy erosiva (*Sharp-based shoreface deposits*). Este tipo de depósitos es uno de los principales indicadores del descenso brusco en el nivel relativo del mar. (Plint, 1988) Se forman cuando al descender el nivel del mar, los distintos cinturones de facies se desplazan hacia el interior de la cuenca así como el nivel de base del oleaje de tormentas y el nivel de base del oleaje de buen tiempo descienden, afectando a zonas que antes se encontraban por debajo de ellos (Catuneanu, 2006; Coe, 2010). Esta superficie que separa sedimentos de *offshore* en la parte inferior de sedimentos de *shoreface* en la parte superior es la denominada *Regressive Surface of Marine Erosion* (RSME) (Coe, 2010).

Ejemplos de depósitos asociados a descensos del nivel del mar y progradación de las parasecuencias similares a los encontrados en la Formación Camarillas se encuentran en la Formación Blackhawk (Utah, EE.UU), más concretamente los Miembros Aberdeen y Kenilworth (Van Wagoner *et al.*, 1990; Pattison, 1995) y en la Formación Dunvegan en Canadá (Puspoki *et al.*, 2009).

Dentro de la Península Ibérica, en la zona de las Béticas, se han estudiado depósitos barremienses de plataforma siliciclástica con evidencias de regresión forzada de cuñas de *shoreface* (García-García, 2013).

6.3. Modelo sedimentario

A lo largo de las dos columnas se han definido dos tendencias diferentes. Por una parte, la parte inferior del sistema corresponde a una plataforma siliciclástica con tendencia agradante. Esta tendencia aparece tanto en las zonas proximales como en las zonas distales. Por otro lado, la parte superior del sistema muestra una clara tendencia progradante con la aparición de sistemas someros sobre sistemas profundos.

La base de la serie representa un periodo de equilibrio entre la tasa de sedimentación y la tasa de creación de espacio de acomodación (Van Wagoner *et al.*, 1990; Catuneanu, 2006). En cambio, la parte superior registra momentos donde la tasa creación de espacio de acomodación es negativa (Van Wagoner *et al.*, 1990) Estos momentos están representados por las RSME y aumentando posteriormente.

Dada la relación entre ambas tendencias es probable compararlo con dos cortejos sedimentarios. La parte basal del sistema correspondería al *Highstand System Tract* (HST). Este sistema se caracteriza en general por tendencias agradantes o ligeramente progradantes que reflejan ligeras pérdidas o creación lenta de espacio de acomodación (Coe, 2010).

La parte superior del sistema representado por las dos últimas parasecuencias de la Columna 2 correspondería al *Falling Stage System Tract* (FSST) o al cortejo de caída del nivel del mar. El comienzo de este cortejo se basa en la presencia de la RSME (Posamentier *et al.*, 1992) y la de cuerpos de *shoreface* erosivos sobre facies más profundas (Plint, 1988; Plint y Nummedal, 2000).

El límite entre ambos cortejos diferenciando entre los sedimentos de *highstad* y los depósitos transgresivos sigue en discusión hoy en día. Algunos autores proponen que este límite se sitúe en la base de la primera cuña siliciclástica que representa los depósitos regresivos de *shoreface* (RSME) (Posamentier y Morris, 2000). Otros autores determinan que el límite entre ambos cortejos se sitúa en la parte superiorcatu de la misma cuña siliciclástica (Plint y Nummedal, 2000).

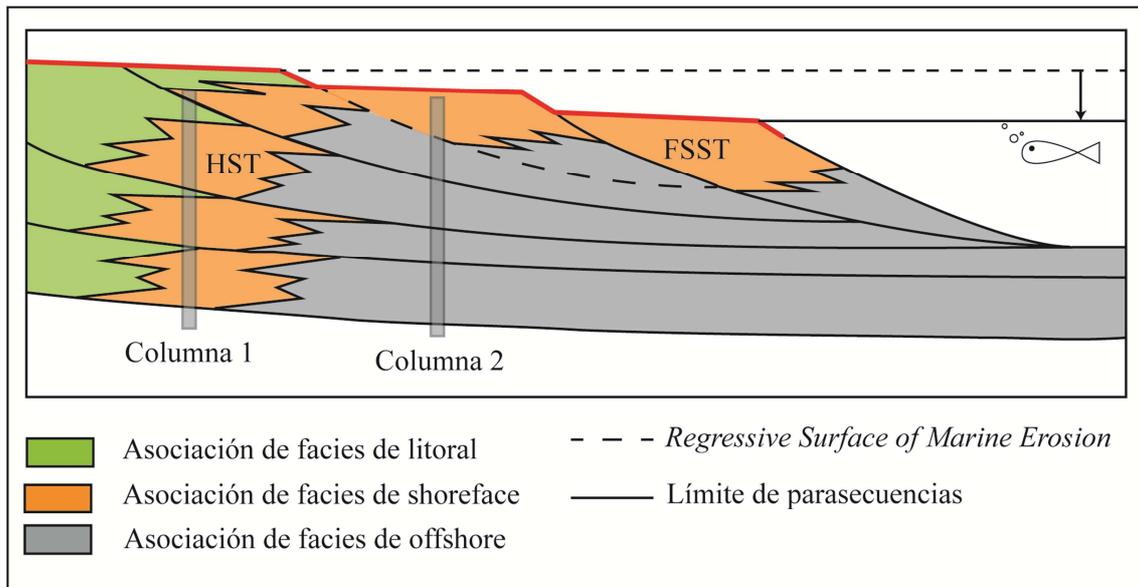


Fig. 21: Modelo sedimentario regresivo para la Fm. Camarillas para sedimentos de plataforma siliciclástica dominada por el oleaje y las tormentas (Modificado de Posamentier y Allen, 1999; Catuneanu, 2006). La Columna 1 representa agradación de parasecuencias en un momento de HST indicando un ligero aumento en el espacio de acomodación. La columna 2 muestra la sedimentación de facies distales en zonas profundas y el truncamiento erosivo y formación de la RSME por sedimentos de shoreface. Se asocia a un descenso del nivel del mar relativo y regresión forzada de las facies durante el FSST.

Capítulo 7

Conclusiones

A lo largo de las dos columnas estratigráficas levantadas en la Formación Camarillas en la localidad de Cabra de mora se han diferenciado un total de siete asociaciones de facies ordenadas desde las zona más profunda a la zona más somera: *offshore*, *offshore* de transición, *shoreface* inferior, *shoreface* superior, *foreshore*, llanura mareal y canal mareal. El conjunto de las asociaciones de facies es un medio sedimentario de plataforma siliciclástica dominada por el oleaje y las tormentas.

A lo largo de ambas columnas existen evidencias de variaciones del nivel relativo del mar durante la sedimentación de la plataforma quedan reflejadas en la formación de diferentes superficies con distinto origen: *Wave Ravinement surface*, *Regressive Surface of Marine Erosion* y superficies no deposicionales. Por una parte, el espacio de acomodación creado aumenta ligeramente siendo compensado por la tasa de sedimentación produciendo una arquitectura agradante. Por otra parte, el espacio de acomodación desciende bruscamente produciendo el encajamiento de facies someras sobre facies profundas y la progradación del cinturón de facies hacia el interior de la cuenca.

BIBLIOGRAFÍA

- Beatty, T.W. & Zonneveld, J-P., Henderson, C.M.** (2008) Anomalously diverse Early Triassic ichnofossil assemblages in northwest Pangea: A case for a shallow-marine habitable zone. *Geology* **36** 771-774.
- Boggs, S.**, 2001. Principles of Sedimentary Stratigraphy. *Prentice Hall*, Englewood Cliffs, N.J., **XVII**, pp. 774.
- Brunn, P.** (1962) Sea-level rise as a cause of shore erosion. *American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of the Waterways and Harbors Division*, **88**, 117-130.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G.** (2011) Ichnology: organism-substrate interactions in space and time. *Cambridge University Press*. Pp. 744.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E.**, (2002). Alpine Tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. In: Gibbons, W., Moreno, T., (Eds). *Geology of Spain*. The Geological Society, London, pp. 367-400.
- Cattaneo, A., Steel, R.J.**, (2003). Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth Science Review*. **37**, 187-228.
- Catuneanu, O.** (2006) Principles of Sequence Stratigraphy. *Elsevier*, 375 p.
- Clifton, H.E.**, (2000). Shoreface myths and misconceptions (abstract), in AAPG/SEPM Annual Meeting Expanded Abstract: *American Association of Petroleum Geologists*, p. 29.
- Cobos, A., Gascó, F.**, (2012). Presencia del icnogénero *Iguanodontipus* en el Cretácico Inferior de la provincia de Teruel (España). *Geogaceta*, **52**, 185-188.
- Coe, A., Bosence, D., Church, k., Flint, S., Howell, J., Wilson, C.**, (2002). The Sedimentary Record of Sea Level Change. *Cambridge University Press*, 288 pp.
- Dalrymple R.W.**, (2010) Tidal Depositional Systems in Facies Models 4. Editors James, N.P., Dalrymple R.W. *Geological Association of Canada* pp. 201-232.
- Dalrymple, R.W., Choi, K.**, (2007). Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth Science Reviews* **81**, 135-174.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R.** (1992) Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 1130-1146.
- Dott, R.H., Jr., & Bourgeois, J.**, (1992). Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequence c. *Geological Society of American Bulletin*, **93**(8), 663-680.
- Eide, C.H., Howell, J., Buckley, S.** (2014) Distribution of discontinuous mudstone beds within wave-dominated shallow-marine deposits: Star Point Sandstone and Blackhawk Formation, Eastern Utah. *AAPG Bulletin* **98** 1401-1429.
- Embry, A.F.** (2009) Practical Sequence Stratigraphy. *Canadian Society of Petroleum Geologists*. 81 p.
- García-García, F., De Gea, G.A., Ruiz-Ortiz, P.A.**, (2011). Detached forced-regressive shoreface wedges at the Southern Iberian continental paleomargin

-
- (Early Cretaceous, Betic Cordillera, S Spain). *Sedimentary Geology*, **236**, 197-210.
- Gingras, M.K., Dashtgard, S.E., Pemberton S.G.** (2006) Latitudinal (climatic) controls on neiochnological assemblages of modern marginal-marine depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists 2006 Annual Convention (Houston)*, Abstract 38.
- Godoy, A., Anadón, P.**, (1986) Mapa geológico de España. Hoja nº 591: Mora de Rubielos. *IGME*.
- Hampson, G.J.**, (2000). Discontinuity surfaces, clinoforms, and facies architecture in a wave-dominated, shoreface-shelf parasequence. *Journal of Sedimentary Research* **70**, 325-340.
- Hill, P.R., Meulé, S. & Longué Pé, E.H.**, (2003). Combined-flow processes and sedimentary structures on the shoreface of the wave-dominated Grande-Rivière-de-la-Baleine. *Journal of Sedimentary Research* **73**, 217-226.
- Jervey, M.T.**, (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression, in Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.G.St.C, Posamentier, HW, Ross, CA, and Van Wagoner, JC, eds., *Sea-level changes: an integrated approach: Tulsa, OK, Society of Economic*.
- Kim, B.O.**, (2003) Tidal modulation of storm waves on a macrotidal flat in the Yellow Sea: Gomso Bay, Korea. *Journal of Sedimentary Research.*, **69**, 328-337.
- Liesa C.L., Soria, A.R., Meléndez, N., Meléndez, A.**, (2006). Extensional fault control on the sedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve sub-basin, Spain. *The Geological Society of London* **163**, 487-498.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., & Meléndez, A.** (2000a). Lacustrine evolution in a basin controlled by extensional faults: the Galve subbasin, Teruel, Spain. In: Gierlowski-Kordesch, E.H., & Kelts, KR. (Eds). *Lake through Space and Time. AAPG Studies in Geology*, **46**, 295-302.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, A.** (2000b). Estructura extensiva cretácica e inversión terciaria del margen noroccidental de la subcuena de Las Parras (Cordillera Ibérica, España). *Geotemas*. **1**(2), 231-234.
- MacEachern, J.A., Raychaudhuri, I., Pemberton, S.G.** (1992) Stratigraphic applications of the *Glossifungites* ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. In *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration* Eds: S.G. Pemberton. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, **17** 169-198.
- MacEachern, J.A., Zaitlin, B.A., Pemberton, S.G.**, (1999). A sharp-based sandstone of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research* **69**, 876-892.
- Meléndez, N., Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, A.**, (2009). Lacustrine system evolution during early rifting: El Castellar Formation (Galve sub-basin, Central Iberian Chain). *Sedimentary Geology* **222**, 64-77.
- Navarrete, R., Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Soria, A.R., Veloso, F.M.L.** (2013) Changing physiography of rift basins as a control on the evolution of mixed siliciclastic-carbonate back-barrier systems (Barremian Iberian Basin, Spain). *Sedimentary Geology* **289** 40-61..
- Ozturk, H., Hein, J.R., Hanilci, N.** (2002). Genesis of the Dogankuzu and mortas Bauxite deposits, Taurides. Turkey: Separation of Al, Fe, and Mn and

-
- implications for passive margin metallogeny. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*. **97**, 1063-1077.
- Pattison, S.A.J.**, (1995). Sequence stratigraphic significance of shrap based lowstand shoreface deposits, Kenilworth Member, Book Cliffs, Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **79**, 444-462.
- Pemberton, S.G., Wightman, D.M.** (1992) Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration – A Core Workshop*. (Ed. S.G. Pemberton), *SEPM Core Workshop*, **17**, 141-167.
- Peropadre, C.**, (2012). El Aptiense del margen occidental de la cuenca del Maestrazgo: controles tectónico, eustático y climático en la sedimentación. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, 649 pp.
- Plink-Björklund, P.**, (2008). Wave-to-tide facies in a Campanian shoreline complex, Chimney rock tongue, Wyoming-Utah, U.S.A. *SEPM Special Publication No. 90*. 265-291.
- Plint, A.G.**, (1988). Sharp-based shoreface sequence and “offshore bars” in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level. In *Sea Level Changes – An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner, Eds) *SEPM Special Publication* **42**, pp. 357-370.
- Plint, A.G., Nummedal, D.**, (2000). The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In *Sedimentary Response to Forced Regression* (D. Hunt and R.L. Gawthorpe, Eds) *Geological Society of London Special Publication* **172**, 1-17.
- Posamentier, H.W., Morris, W.R.**, (2000). Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. In *Sedimentary Response to Forced Regression* (D. Hunt and R.L. Gawthorpe, Eds) *Geological Society of London Special Publication* **172**, 19-46.
- Possamentier, H.W., Vail, P.R.**, (1988). Eustatic controls on clastic deposition; II, Sequence and systems tract models, Sea-Levels changes; an integrated approach, *SEPM (Society for Sedimentary Geology)* pp. 125-154.
- Possamentier, H.W., & Allen, G.P.**, (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications. *SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, pp. 210.
- Püspöki, Z., Tóth-Makk, A., Kozák, M., Dávid, A., McIntosh, R., Buday, T., Demeter, G., Kiss, J., Püspöki-Terebesi, M., Barta, K., Csordás, C., Kiss, J.** (2009). Truncated higher order sequences as responses to compressive intraplate tectonic events superimposed on eustatic sea-level rise. *Sedimentary Geology* **219**, 208-236.
- Salas, R., & Casas, A.** (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, **228**, 33-55.
- Salas, R.**, (1987). El Malm y el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf y la Serra d'Espadà. PhD Thesis, Universidad de Barcelona, 345 pp.
- Salas, R.; Guimerà, J.; Mas, R.; Martín-Closas, C.; Meléndez, A.; Alonso, A.** (2001). Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, **186**, 145-185.

-
- Sánchez-Moya, Y.** (1992). Evolución sedimentológica y controles estructurales de un borde de cuenca extensional: Comienzo del Mesozoico en un sector del margen occidental de la Cordillera Ibérica. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid.
- Soria, A.R.,** (1997). La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico. PhD Thesis, Universidad de Zaragoza.
- Soria, A.R., Meléndez, M.N., Meléndez, A., Liesa, C.L., Aurell, M., & Gómez-Fernández, J.C.** (2000). The Early Cretaceous of the Iberian Basin (Northeastern Spain). *In: Gierlowski-Kordesch, E.H. & Kelts, K.R. (eds). Lake basins through Space and Time. AAPG Studies in Geology* **46**, 225-294.
- Swift D.J.P.,** (1975). Barrier –island genesis: evidence from central Atlantic shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, **14**, 1-43.
- Van Wagoner, J.C., Possamentier, H.W., Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., & Hardenbol, J.,** (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, Sea-level changes; an integrated approach. *SEPM (Society for Sedimentary Geology)* pp. 39-45.
- Van Wagoner, J., C., Mitchum, R.M., Champion, K.M. y Rahmanian, V.D.,** (1990). Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Log scores and outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies, AAPG Methods in Exploration Series, No. 7. *The American Association of Petroleum Geologists*. Tulsa, Oklahoma, pp. 1-53.
- Venin, E., Aurell, M.,** (2001). Stratigraphie sequentielle de l’Aptien du sous-basin de Galvé(Provincce de Teruel, NE de l’Espagne). *Bulletin de la Societé Géologique de France*, **172**, 397-410.
- Walker, R., G., y Plint, F., A.,** (1992). Facies models: response to sea level change. *Geotext; 1. Geological Asociation of Canada*, pp. 219-235.
- Wang, M; Qi, YA; Li, D; Dai, MY; Chang, YG.,** (2014). Ichnofabrics and their environmental interpretation from the fluvial deposits of th Middle Triassic Youfangzhuang Formation in Western Henan, Central China. *Journal of Earth Science*, **25**, 648-661.
- Yang, B.C., Dalrymple, R.W., Chun, S.,** (2005) Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal flat – winter shoreface. *Sedimentology* **52**, 235-252.