

**LAS CALIZAS DE PLATAFORMA
SOMERA DEL CENOMANIENSE DE LA
SIERRA DEL CUCALÓN (FM.
MOSQUERUELA, TERUEL): ANÁLISIS
DE FACIES Y ORGANIZACIÓN
SECUENCIAL**

*THE CENOMANIAN SHALLOW
PLATFORM LIMESTONES OF THE
SIERRA DEL CUCALÓN (MOSQUERUELA
FM, TERUEL): FACIES ANALYSIS AND
SEQUENCE ARCHITECTURE*

Autor:

PELLO ARRIOLABENGOA ZUBIZARRETA

Directores:

MARCOS AURELL CARDONA

BEATRIZ BÁDENAS LAGO

Facultad de Ciencias

Zaragoza, 11 de septiembre de 2024

ÍNDICE

1. Introducción y objetivos	4
2. Contexto geológico	5
3. Metodología	8
3.1. Trabajo bibliográfico	8
3.2. Trabajo de campo	9
3.3. Trabajo de laboratorio	9
3.4. Trabajo de gabinete	10
4. Caracterización estratigráfica	10
5. Análisis de facies	13
5.1. Descripción e interpretación de facies sedimentarias	13
5.2. Relaciones entre las facies e interpretación paleoambiental.....	21
6. Análisis secuencial	28
6.1. Estadio inferior	28
6.2 Estadio superior	32
7. Discusión	34
7.1. Origen de las secuencias	34
7.2. Evolución paleoambiental y paleogeográfica	37
8. Conclusiones.....	41
9. Bibliografía	42

Resumen

Se han estudiado las calizas de plataforma somera de la Fm. Mosqueruela (Cenomaniense, Cretácico Superior) en la Sierra del Cucalón (provincia de Teruel) con el objetivo de realizar un análisis detallado de las facies y la arquitectura secuencial de estos depósitos carbonatados y discutir los factores que controlaron su origen y evolución. Se levantaron cuatro perfiles estratigráficos capa a capa de aproximadamente 50 metros cada uno en diferentes afloramientos de la sierra donde se analizaron las facies sedimentarias y organización secuencial a través de su estudio en campo y de muestras de roca en sección pulida y lámina delgada. Los depósitos se formaron en un contexto de relativa estabilidad tectónica al inicio del período post-rift en la Cuenca Ibérica, con la sedimentación controlada principalmente por subsidencia térmica y cambios eustáticos. Las facies que componen la unidad son de llanura costera y ambientes submareales, donde dominan facies fangosa entre depósitos eventuales de tormentas. Se han definido 9 secuencias de alta frecuencia, que se reconocen en todos los perfiles analizados, la mayor parte de ellas con una evolución vertical de facies profundizante. Los resultados obtenidos permiten elaborar una serie de mapas de distribución de facies para cada una de las secuencias, que muestra que la rampa cenomaniense se encontraba abierta hacia el SW.

Abstract

The shallow platform limestones of the Mosqueruela Fm (Cenomanian, Upper Cretaceous) in the Sierra del Cucalón (Teruel province) have been studied with the aim of conducting a detailed analysis of the facies and sequential architecture of these carbonate deposits and to discuss the factors that controlled their origin and evolution. Four stratigraphic bed-by-bed profiles, each approximately 50 meters thick, were studied from the sedimentological and sequential point of view, encompassing field data and analysis of rock samples in polished slabs and thin sections. The deposits were formed in a context of relative tectonic stability at the beginning of the post-rift period in the Iberian Basin, with sedimentation primarily controlled by thermal subsidence and eustatic changes. The facies comprising the unit are from coastal plain and subtidal environments, predominantly consisting of muddy facies interspersed with occasional storm deposits. Nine high-frequency sequences have been defined, which are recognized in all the analyzed profiles. Most of them show a vertical facies evolution indicating deepening. The obtained results allow for the elaboration of a series of facies distribution maps for each of the sequences, which shows that the Cenomanian ramp was open towards the SW.

1. Introducción y objetivos

Los sistemas carbonatados en plataformas someras son especialmente sensibles a los cambios tanto internos al sistema, como a los factores externos tales como variaciones del nivel del mar, actividad tectónica y cambios climáticos. Estos mecanismos generan fluctuaciones en el espacio de acomodación y en las condiciones deposicionales, lo que da lugar a una serie de apilamientos repetitivos de estratos conocido como secuencias, de las que existen diversos ejemplos en sucesiones de plataforma somera (e.g. Gil et al., 2006; Bádenas et al., 2010; Bádenas y Aurell, 2018; Strasser, 2018; Torromé et al., 2022). Las secuencias que pueden ser tanto autocíclicas, controladas por procesos internos, como alocíclicas, en respuesta a factores externos, y suelen estar delimitadas por superficies de discontinuidad (Gil et al., 2006; Strasser, 2018). Las secuencias de alta frecuencia en estos depósitos están comúnmente asociadas a ciclos climáticos en la banda de frecuencia de Milankovitch, que provocan fluctuaciones eustáticas (Goldhammer et al., 1987; Fischer, 1964). Los cambios en el nivel del mar, asociados a fluctuaciones climáticas, influyen en la disposición de las facies y la formación de ciclos sedimentarios. En particular, las fases de transgresión marina y las variaciones climáticas, juegan un papel clave en la formación de estas secuencias, ya que los depósitos carbonatados de plataforma responden rápidamente a cambios en la profundidad del agua y a otros procesos ligados a los cambios climáticos, incluyendo la dinámica de oleaje y las tormentas (Pratt y James, 1986).

Las calizas de plataforma somera de la Fm. Mosqueruelas depositadas en la Cuenca Ibérica durante el Albiense superior a Cenomaniense en un contexto post-rift dominado por la subsidencia térmica (e.g. Salas et al., 2001) ejemplifican este tipo de respuestas a cambios ambientales controlados por las fluctuaciones del nivel del mar y el clima de alta frecuencia. La mayoría de trabajos hechos en esta unidad pertenecen a la zona central y suroccidental de Maestrazgo (Canerot, 1982; Gil et al 2004; Kriwet et al., 2009; Villanueva-Amadoz et al., 2011; Álvarez-Parra et al., 2024) donde aflora con más potencia. Sin embargo, hacia el margen noroccidental la Fm. Mosqueruela no está muy estudiada, y los trabajos realizados en ella no son de gran detalle y en ningún caso se ha realizado el análisis secuencial de la unidad (Almunia, 1984; Ferreira et al., 1987).

Por esa razón, el presente estudio se centra en analizar distintos afloramientos de la Fm. Mosqueruela en el margen noroccidental del Maestrazgo, con el objetivo de realizar el primer estudio sedimentológico y secuencial detallado de la unidad en la Sierra del Cucalón, (i) identificando las facies dominantes e interpretando el modelo de sedimentación, con los diferentes subambientes en los que se depositó; (ii) caracterizando las secuencias sedimentarias de alta frecuencia, determinando los factores que controlaron su origen y evolución; e (iii) integrando los resultados obtenidos sobre la distribución de los subambientes de sedimentación a lo largo de las sucesivas secuencias o etapas de sedimentación en los mapas paleogeográficos generales del Cenomaniense a escala de cuenca.

2. Contexto geológico

Durante el Cretácico Inferior, la Cuenca Ibérica experimentó un régimen tectónico distensivo asociado a la fase extensional del Rift Ibérico, lo que dio lugar a la segmentación del relieve y la formación de cuencas continentales y marinas someras, con el desarrollo de plataformas carbonatadas durante el Barremiense superior-Aptiense (Salas y Guimerà, 1996; Salas et al., 2001; Chivelet *et al.*, 2019). El final del episodio de rifting está marcado por una discordancia regional, localizada en la base las arenas blancas del Albiense-Cenomaniense inferior (Fm. Utrillas). La transición entre la fase de syn-rift y post-rift se destaca en todo el margen continental por una drástica reorganización tectono-sedimentaria. La subsidencia se generalizó y se volvió relativamente homogénea, y se desarrolló una sedimentación siliciclástica extensa, mayormente de arenas continentales, cubriendo no solo depósitos syn-rift sino también unidades más antiguas, incluyendo rocas variscas hacia el interior de la placa (Canerot, 1982; Chivelet *et al.* 2019). Para el comienzo del Cenomaniense, la Cuenca Ibérica se encontraba en una situación de relativa estabilidad tectónica (Gil et al., 2004; Chivelet *et al.*, 2019). En este nuevo escenario tectónico, la subsidencia térmica post-rift y los cambios eustáticos del nivel del mar se combinaron para determinar los principales cambios en la acomodación y controlar la sedimentación y las variaciones paleogeográficas (Almunia, 1984; Gil et al., 2004; Haq, 2014; Chivelet *et al.* 2019). Estas condiciones permitieron el desarrollo de amplias plataformas carbonatadas en ambos márgenes continentales y en la Cuenca Ibérica durante la mayor parte del Cretácico Superior (Chivelet *et al.*, 2019) (Fig. 1). El cambio de la sedimentación siliciclástica (Fm. Utrillas) a la carbonatada fue parte de la tendencia transgresiva marina que dominó el

tránsito Albiense-Cenomaniense en la región (Haq et al., 1988; Gil et al., 2004; Segura et al., 2004; Chivelet *et al.*, 2019).

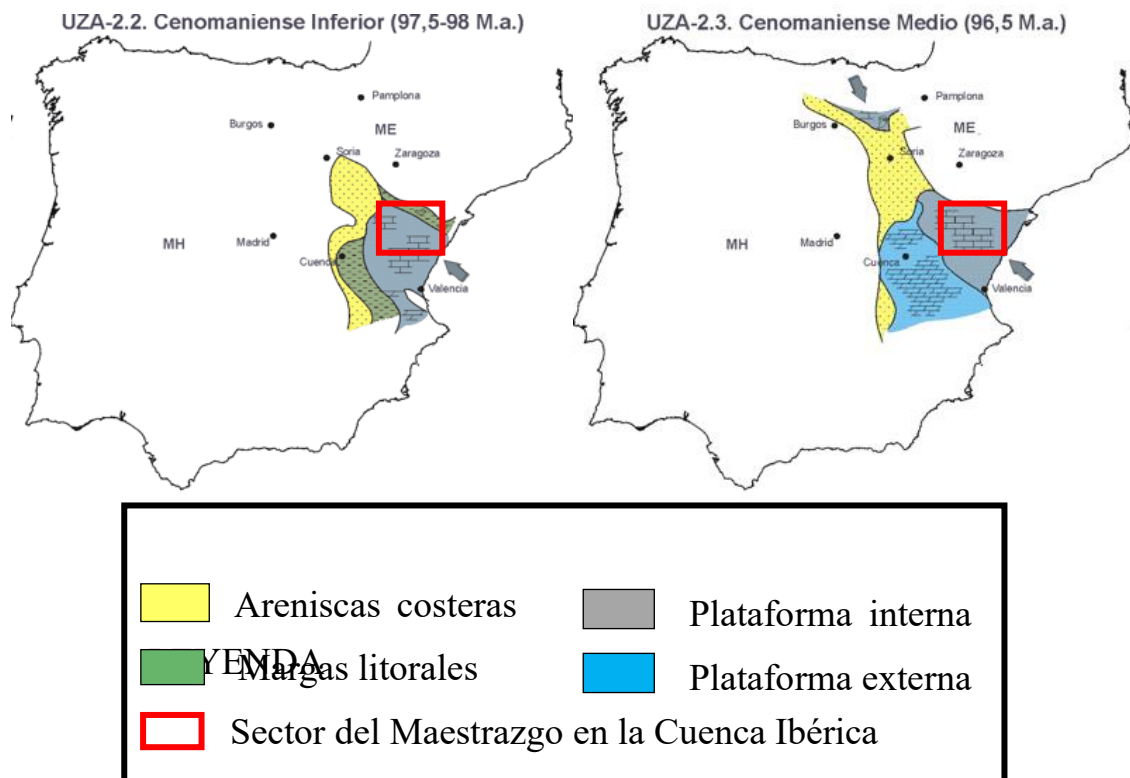


Figura 1. Situación paleogeográfica de la Cuenca Ibérica en el Cenomaniense Inferior y Medio. Se destaca la localización del sector del Maestrazgo, sector al que pertenece la unidad estudiada, Formación Mosqueruela.

Modificado de Segura et al. (2004).

Es en este contexto transgresivo en el inicio del post-rift se depositó la Fm. Calizas y Margas de Mosqueruela, unidad estudiada en este trabajo. Es una unidad que se distribuye por toda la región del Maestrazgo (Canerot, 1982; Chivelet *et al.*, 2019). Estratigráficamente, esta formación se sitúa por encima de la Fm. Utrillas (Albiense-Cenomaniense inferior), y por debajo de la Fm. Barranco de los Degollados, una unidad carbonatada Turoniense (Canerot, 1974, 1982; Almunia, 1984; Salas y Guimerà, 1996). La Fm. Mosqueruela se compone principalmente de margas y calizas micríticas y bioclásticas depositadas en la parte somera de una plataforma carbonatada somera de bajo ángulo (i.e. rampa), perteneciente a la Rampa Sur Ibérica (Chivelet *et al.*, 2019) (Fig. 1). En el sinclinal de Fortanete y Mosqueruela (Teruel), la unidad muestra una potencia de entre 180 y 200 m, y se divide en tres miembros informales. El miembro basal se conoce como “calizas de Cuarto Pelado”, tiene un espesor aproximado de 20 m y está datado como Albiense superior (Canerot, 1982). El segundo miembro, denominado “margas y calizas del Pinarueco”, tiene una potencia aproximada de 80 m y esta datado como

Vraconiense (Canerot, 1982). Por último, el miembro superior se conoce como “margas y calizas de Puerto de Villaroya”, tiene un espesor aproximado de 70 m y se ha datado como Cenomaniense (Canerot, 1974, 1982). Hacia el este, los tres miembros se vuelven más carbonatados; hacia el sur, la serie decrece en espesor y se incrementa su contenido en material detrítico; y, hacia el noroeste, hay una disminución progresiva de espesor con el paso lateral de la Fm. Mosqueruela a las arenas de la Fm. Utrillas (Canerot, 1974, 1982) aflorando únicamente el tercer miembro de la unidad. En los sectores más occidentales, la unidad apenas llega a superar los 20-30 m (Ferreiro et al., 1991). Esta variabilidad litológica refleja la evolución de los ambientes marinos desde zonas someras hasta áreas más profundas de la plataforma con un mayor aporte pelágico.

El presente estudio se ha realizado en los materiales de la Fm. Mosqueruela que afloran a lo largo y en las cercanías de la Sierra de Cucalón (provincia de Teruel). La zona de estudio se encuentra a una distancia de 120 km de Zaragoza y 60 km de Teruel, pudiendo acceder a ella por la A-23 y varias carreteras secundarias (IGN, 2020).

En total se han estudiado cuatro afloramientos: el primero se encuentra en las proximidades de Cucalón, en la base del barranco del monte Modorra, donde los estratos afloran con una dirección N135E y un buzamiento de 15° SO. El segundo afloramiento se sitúa en lo alto del puerto de Rudilla, en el municipio de Fonfría, donde los materiales afloran con dirección N135E y un buzamiento de 25° SO. El tercer perfil se sitúa en Segura de los Baños, cerca del Balneario, donde los estratos tienen una dirección de N145E y un buzamiento de 35° SO. Por último, el cuarto afloramiento se sitúa hacia el norte de la sierra, en Huesa del Común, donde los estratos afloran de manera vertical y con una dirección de N130E (Fig.2).

Los afloramientos estudiados corresponden a secciones representativas de la Fm. Mosqueruela en el límite noroccidental del Maestrazgo. En esta área, la Fm. Mosqueruela presenta un espesor promedio de 70 m, aflorando únicamente el miembro superior de la unidad (“margas y calizas de Puerto de Villaroya”; Canerot, 1982; García et al., 1982; Almunia, 1984; Ferreiro et al., 1987, 1991). Predominan las calizas micríticas y las calizas bioclásticas bien estratificadas, aunque se observan variaciones hacia facies margosas en sectores más septentrionales, como en Huesa del Común (Almunia, 1984; Ferreiro et al., 1987, 1991). En trabajos previos se interpreta que la serie estudiada se depositó en un ambiente submareal, con ambientes de lagoon en la zona septentrional y un cinturón de pequeñas barras con dirección E-O hacia el sur (Almunia, 1984; Ferreiro et al., 1991). La

evolución hacia facies más margosas y la disminución en la potencia de los niveles calcáreos en dirección norte podrían estar asociadas a la proximidad del borde de la cuenca y a la mayor influencia de aportes terrígenos desde las áreas emergidas cercanas (Almunia, 1984).

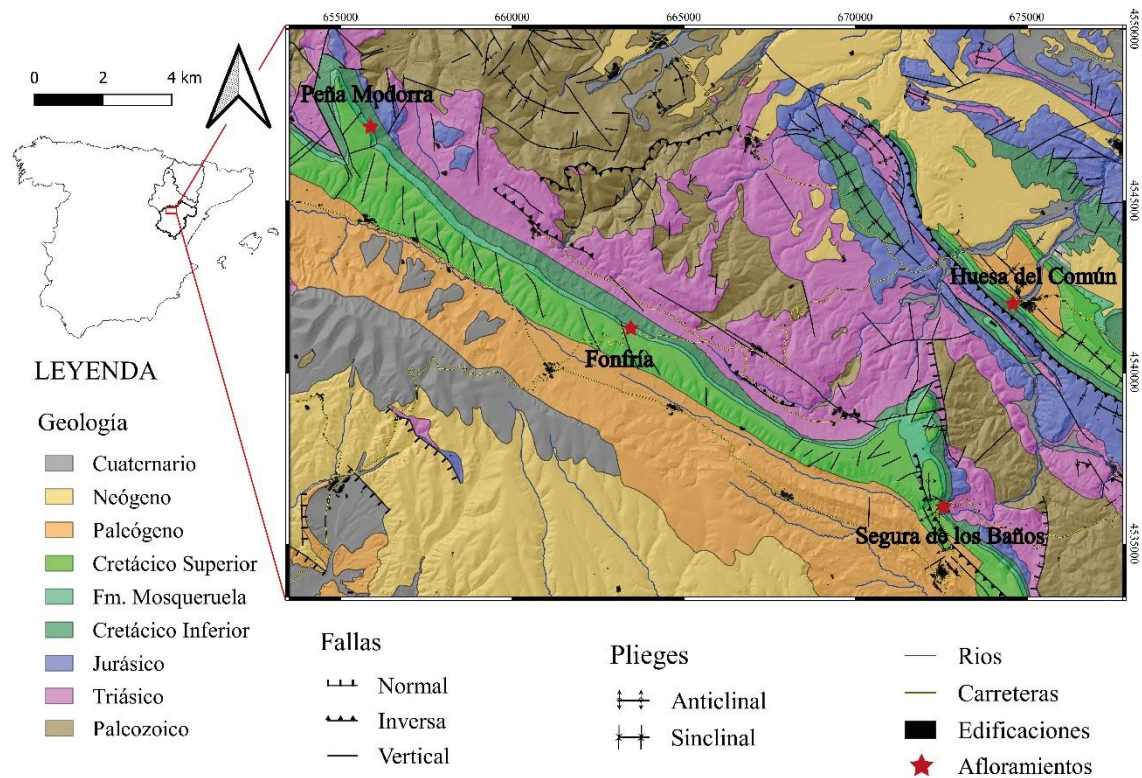


Figura 2. Mapa geológico de la Sierra de Cucalón y su localización en la Península Ibérica. Se ha destacado con un color diferente la Fm. Mosqueruela y se ha señalado la ubicación de los afloramientos estudiados. Mapa modificado del Ferreiro et al. (1987).

3. Metodología

El presente estudio se ha llevado a cabo siguiendo un procedimiento que combina trabajo de campo, trabajo de laboratorio y trabajo de gabinete. A continuación, se describen los procedimientos y métodos aplicados para la recolección de datos, su análisis y la interpretación de los resultados.

3.1. Trabajo bibliográfico

Inicialmente, se llevó a cabo la recopilación y lectura de trabajos previos tanto de la zona de estudio como de trabajos con facies o edades similares, destacando los trabajos de Canerot, (1982), Almunia (1984), Segura et al. (2004) y Bádenas et al. (2010) entre otros. Se estudió la zona y se localizaron los perfiles a estudiar gracias a las fotografías aéreas y los mapas geológicos del Instituto Geológico y Minero de España (Ferreiro et

al., 1987; IGN, 2020). Tras obtener los resultados, se recopiló información adicional sobre análisis de facies y secuencias en sedimentos marinos someros y estudios secuenciales del Cenomaniense para facilitar su interpretación y compararlos con otros dominios de la Cuenca Ibérica.

3.2. Trabajo de campo

Constituye una de las partes más importantes de este estudio. Se han levantado cuatro perfiles estratigráficos, uno por cada afloramiento, de unos 50 m de potencia cada uno. Los perfiles se han denominado Peña Modorra, Fonfría, Segura de los Baños y Huesa del Común, atendiendo a la denominación de los lugares y localidades próximos a ellos como se ha explicado en el apartado anterior. El estudio se ha hecho capa a capa (se ha registrado todo estrato o nivel superior a 2 cm de espesor), y se han representado los datos obtenidos a una escala de 1:25. Para el estudio en campo se han utilizado vara de Jacob, metro, martillo, brújula y lupa, así como el material necesario para realizar las anotaciones y siglar las muestras de roca y cámara fotográfica para la toma de imágenes representativas de los rasgos sedimentarios de los materiales. De esta manera, se han identificado aspectos clave para la diferenciación de las facies como estratificación (potencia y geometría), litología, textura, componentes, estructuras sedimentarias, así como apilamientos en secuencias (en función del espesor de estratos, de la litología, distribución vertical, etc) y superficies netas (e.g. de interrupción sedimentaria, de erosión) potenciales límites de secuencia. Para caracterizar bien las facies, se recogieron 93 muestras de roca dura repartidas en los cuatro perfiles: 18 en Peña Modorra, 32 en Fonfría, 26 en Segura de los Baños y 17 en Huesa del Común.

3.3. Trabajo de laboratorio

Para completar y definir con más precisión las características de las facies sedimentarias, se han analizado las secciones pulidas de todas las muestras recogidas en el campo. Las secciones pulidas se han preparado mediante un cortador de sierra con partículas de diamante y luego se ha pasado por tres discos de distintas rugosidades para terminar puliendo la muestra. Para su estudio se ha utilizado una lupa binocular de marca Olympus SZX7 con el que se han precisado las texturas, componentes y estructuras de las facies. Una vez analizado las muestras pulidas y para completar la información, de las 93 muestras recogidas se han seleccionado 24 para preparar láminas delgadas. Las láminas delgadas han sido preparados por el Servicio de Preparación de Rocas y

Materiales Duros, impresión y escaneado en 3D (SAI Universidad de Zaragoza). Estas muestras se han analizado con el microscopio petrográfico Olympus BX41 para identificar mejor las texturas y los componentes principales y sobre todo secundarios de las facies. Las láminas delgadas se escanearon a 7200 dpi en un escáner de película fotográfica Plustek 8100 modificado, utilizando el software Silverfast SE plus 8. Con todo esto se ha obtenido una visión de tres escalas de las facies: la de campo, la de muestra y la microscópica. Las facies se han descrito utilizando la clasificación textural de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971), y con la ayuda de los manuales de Scholle y Ulmer-Scholle (2003) y Flügel (2010).

3.4. Trabajo de gabinete

Tras levantar los perfiles, se ha realizado el análisis de facies y el análisis secuencial y la correlación de facies y secuencias entre los cuatro perfiles, utilizando niveles de referencia (e.g. superficies netas de interrupción o erosión). Se han sintetizado las columnas del campo a una escala 1:200 para representar mejor las características de mayor escala. Las figuras se han realizado utilizando los programas Qgis (versión 3.28) y Adobe Illustrator (2019). Una vez obtenidos los resultados, se ha realizado la redacción de la memoria según las directrices propuestas por el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza.

4. Caracterización estratigráfica

Como se ha mencionado en el apartado de contexto geológico, en el sector estudiado se han levantado cuatro columnas estratigráficas en la Fm. Mosqueruela (Fig. 2). El perfil de Peña Modorra, levantado en la ladera norte de la montaña, representa 48 m de serie (Fig. 3). Sin embargo, no se han podido identificar ni el límite basal ni el techo de la Fm. Mosqueruela. La parte basal de la unidad está cubierta por vegetación, de modo que se estima que no afloran los primeros metros (Fig. 4A). Por otro lado, en la parte superior de la unidad las calizas presentan una fuerte dolomitización que impedía identificar facies, superficies o incluso diferenciar estratos (problema que se repite en todos los perfiles), por lo que no se conoce si en el perfil se llega a registrar el techo de la unidad o parte de la unidad superior (Fm. Barranco de los Degollados), o no (lo más probable es que no).

El perfil de Fonfría presenta 51 m de serie (Fig. 3), e igual que en Peña Modorra, los primeros metros de la Fm. Mosqueruela están cubiertos (Fig. 4B). La dolomitización de la parte superior de la serie no es tan pronunciada en este afloramiento y, si bien dificulta

la identificación de facies, aún se puede identificar la estratificación y las estructuras sedimentarias. Sin embargo, la parte superior está cubierta, impidiendo identificar el límite superior de la Fm. Mosqueruela.

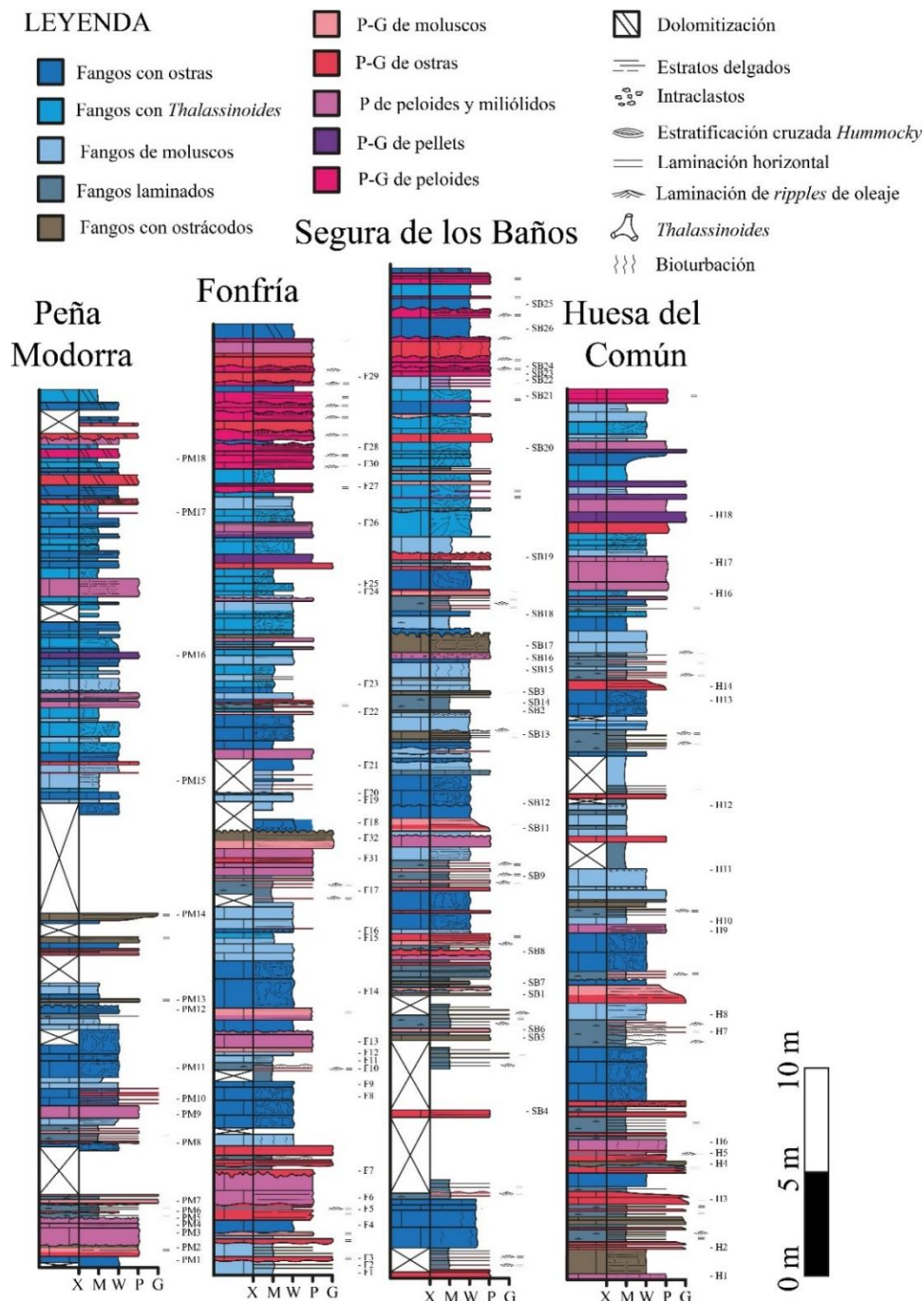


Figura 3. Columnas estratigráficas sintéticas echas a partir de las columnas detalladas del campo. Además de las estructuras sedimentarias principales, se señala la localización de cada muestra recogida en el campo.

La columna de Segura de los Baños registra 55 m de serie (Fig. 3), siendo la columna que más serie basal registra. Pocos metros por debajo (en torno a 9 m) del primer nivel registrado en este perfil afloran las arcillas blancas de la Fm. Utrillas. En la parte superior

de la Fm. Mosqueruela las calizas muestran intensa dolomitización que impide la identificación de facies y estructuras sedimentarias y estratificación, de modo que se finalizó el levantamiento del perfil en el último estrato bien definido (Fig. 4C).

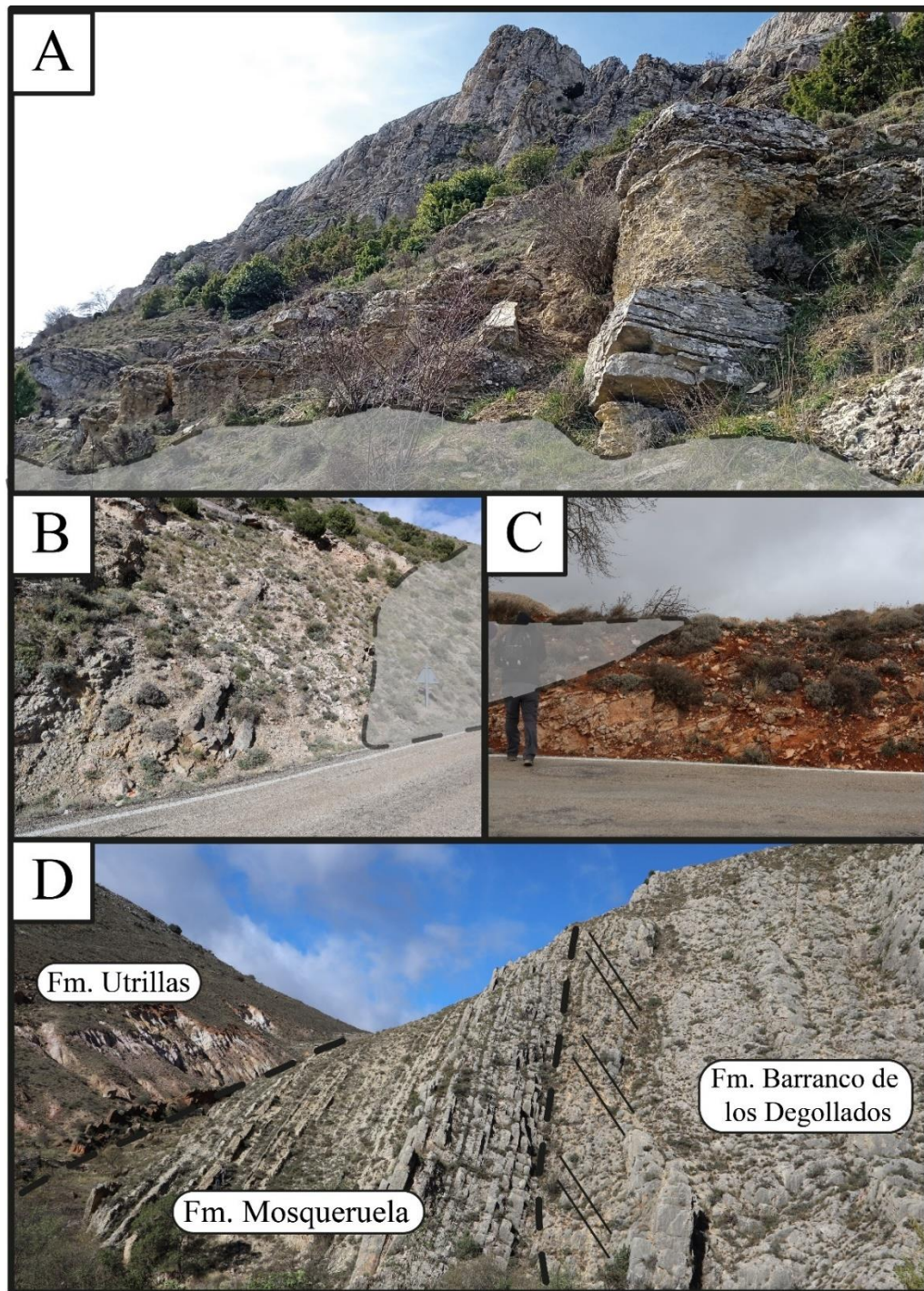


Figura 4. Fotografías de los cuatro afloramientos. A) Inicio del perfil de Peña Modorra, se señala la zona cubierta con una manta gris. B) primeros metros del perfil de Segura de los Baños, se señala que el afloramiento sale gradualmente de la zona cubierta dibujado en gris. C) Final del perfil de Fonfría, donde el afloramiento se cubre hacia techo. El tono rojizo del afloramiento es debido a la dolomitización. D) Vista general del afloramiento de Huesa del Común, donde aflora la Fm. Utrillas por debajo de la Fm. Mosqueruela. Por encima de esta, se señala el comienzo del frente de dolomitización y la unidad superior,

Por último, el perfil de Huesa del Común representa 48 m de serie (Fig. 3). La columna se inició con el primer estrato bien definido que afloraba, que se situaba a unos 8 m de un estrato arenoso potente de la Fm. Utrillas (Fig. 4D) Hacia el techo la dolomitización es bastante severa e impide la identificación concreta del límite entre la Fm. Mosqueruela y la Fm. Barranco de los Degollados.

Cabe destacar que, aunque el límite entre la Fm. Utrillas y la Fm. Mosqueruela aparece cubierta en todos los afloramientos, en los cuatro perfiles estudiados se estima que la unidad comienza a aflorar aproximadamente a la misma altura estratigráfica (Fig. 3). Hay autores que mencionan que este límite basal es gradual y difícil de concretar en una superficie (e.g. Canerot, 1982; Almunia, 1984; Ferreiro et al, 1991).

En cuanto a la edad de los materiales, en García et al. (1982) se comenta que el miembro superior de la Fm. Mosqueruela (que es la única que aflora en esta parte del Maestrazgo) abarca todo el Cenomaniense, que según la tabla cronoestratigráfica actual dura 6,6 Ma (Canerot, 1964, 1982; Cohen et al., 2023). Si se considera que la sedimentación fue más o menos continua durante la formación de la unidad, y que en el presente trabajo parte de la unidad (fundamentalmente la parte final) no ha sido estudiada por la dificultad de su identificación se puede extrapolar que la sucesión estudiada tendría una duración aproximada de en torno a 4,5 Ma de esos 6,6 Ma.

5. Análisis de facies

5.1. Descripción e interpretación de facies sedimentarias

Las sucesiones costeras a marinas someras dominadas por carbonatos de la Fm. Mosqueruela incluyen calizas con algunas intercalaciones de margas y calizas margosas. En función de la textura, componentes (principalmente granos esqueléticos) y estructuras sedimentarias, se han diferenciado diez facies, cinco fangosas y cinco granosostenidas. La figura 7 muestra la distribución y correlación de las mismas en los cuatro perfiles estudiados.

5.1.1. Facies fangosas

Fangos con ostrácodos

Descripción. Esta facies está formada por calizas micríticas de textura *wackestone* que muestran niveles de acumulación granosostenidos de ostrácodos. Forman estratos tabulares de base y techo planos y netos, de entre 1 y 90 cm de potencia, donde los estratos

más delgados (< 10 cm) suelen corresponder a los niveles de acumulación granosostenidos. Estos niveles de acumulación son continuos a escala de afloramiento y pueden presentar laminación horizontal y ocasionalmente laminación cruzada de *ripples* de oscilación. La facies suele presentar trazas fósiles, tanto horizontales como verticales, pero no se ha identificado su icnogénero.

El grano dominante en esta facies son los ostrácodos que se encuentran enteros o desarticulados con una valva dentro de la otra, siendo raro encontrar valvas rotas. También hay ocasionales intraclastos micríticos, bivalvos desarticulados, gasterópodos, y ocasionalmente granos fosfatados, que podrían ser dientes de peces o restos de cangrejos. En el caso de los niveles granosostenidos además de los granos mencionados también abundan los peloides líticos, y de manera más residual miliólidos, serpúlidos, fragmentos de ostreidos, de braquiópodos y de placas de equinodermos (Fig. 5A).

Interpretación. Las calizas micríticas se formaron en condiciones subacuosas y de baja energía, mientras que los niveles de textura granosostenida reflejarían condiciones de sedimentación más energéticas. El predominio tan pronunciado de los ostrácodos y la escasa diversidad de otros granos esqueléticos puede reflejar un ambiente estresado, con aguas de alta o baja salinidad, o de salinidad fluctuante (Flügel, 2010). Que en los niveles granosostenidos la mayoría de los ostrácodos se encuentren enteros o desarticulados (pero no fragmentados) es indicativo de un depósito rápido con escasa distancia de transporte. Los peloides líticos presentes en estos niveles se originarían por la erosión del fango carbonatado en los eventos de alta energía. La laminación horizontal y los niveles gradados son frecuentes en depósitos de tormenta (Walker y James, 1992), y la laminación cruzada de oscilación refleja la influencia del oleaje.

Fangos laminados

Descripción. Es una facies formada por margas, calizas margosas y calizas micríticas pobres en fósiles (*mudstone-wackestone* de ostrácodos enteros, y, ocasionales miliólidos y granos de polen) en estratos tabulares de entre 10 cm y 1,5 m de potencia, que contienen niveles de acumulación de peloides líticos de 1 mm a 5 cm de espesor con laminación horizontal y laminación cruzada de *ripples* de oscilación (Fig. 5B). La alternancia de estos niveles laminados y el fango se asemeja a las estratificaciones tipo *wavy* o lenticular. La facies rara vez muestra trazas de bioturbación.

Interpretación. Representa una sedimentación subacuosa en condiciones de baja energía, donde eventualmente se depositaban acumulaciones de peloides líticos (originados por la erosión de fango carbonatado semiconsolidado) bajo condiciones de mayor energía. La laminación cruzada de *ripples* de oscilación indicaría que estas acumulaciones de peloides se depositaban bajo influencia del oleaje, aunque no era constante. La escasez de fósiles y actividad biológica, evidenciada por la falta de trazas fósiles, junto con la exclusividad de ostrácodos y algunos miliólidos sugiere un medio restringido, de condiciones de salinidad alta o baja, o fluctuantes (Flügel, 2010).

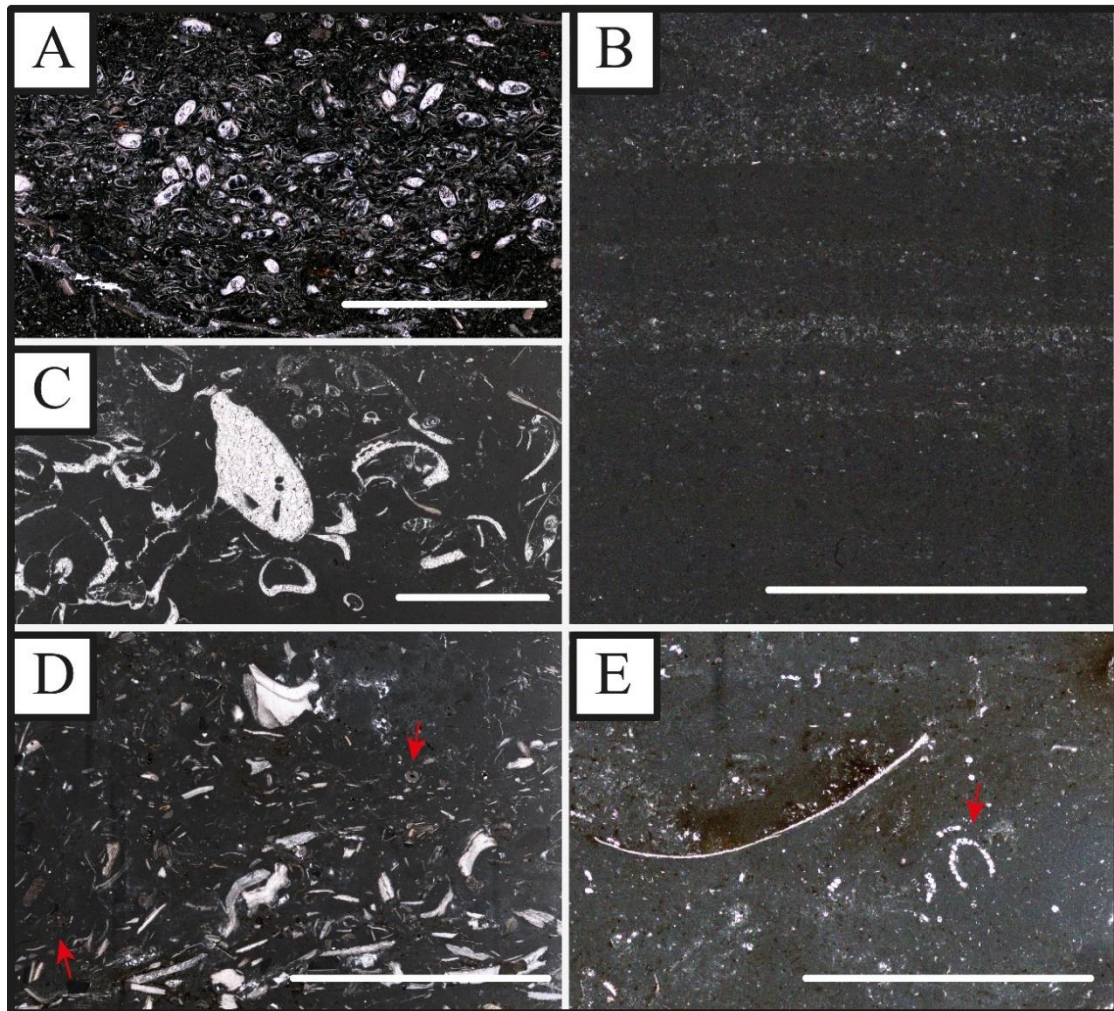


Figura 5. Fotografías de las láminas delgadas de las facies fangosas. Escala 1mm. A) Lámina de un nivel de acumulación de los fangos con ostrácodos (SB3), donde se observa que los granos esqueléticos dominantes son los ostrácodos. B) Lámina de los fangos laminados (F5), donde se pueden observar las acumulaciones de peloides en fangos muy poco poblados. C) Fangos con moluscos (H8), se observa mucho grano esquelético de bivalvo y gasterópodo, de distintas morfologías y tamaños, y algunos ostrácodos pequeños. D) Fangos con Ostras (F8), se observa mucho bioclasto roto, la mayoría de ostreidos. Se señala con flechas rojas un briozoo en la esquina inferior izquierda mientras que la otra flecha señala una placa entera de equinodermo. E) Fangos con Thalassinoides (H16), lámina llena de dasicladáceas fragmentadas, como la que se señala en la imagen. También se observa una concha desarticulada de bivalvo.

Fangos de moluscos

Descripción. Esta facies está formada por calizas *mudstone* y *wackestone*, donde la mayoría de los granos esqueléticos son moluscos. Forman estratos tabulares de entre 5 cm y 1 m de potencia. Ocasionalmente hay galerías de bioturbación. Los moluscos incluyen bivalvos y gasterópodos, tanto enteros como desarticulados, y de distintas morfologías (Fig. 5C). Entre los componentes secundarios se encuentran ostrácodos enteros y, anecdóticamente, bivalvos ostreidos y alguna placa de equinodermo.

Interpretación. Estas calizas micríticas representan una sedimentación subacuosa en un medio con condiciones de baja energía. El aumento de la diversidad de organismos respecto a las anteriores facies (fangos con ostrácodos y fangos laminados) y la presencia (aunque muy escasa) de bivalvos ostreidos y equinodermos podría ser indicativo de un medio marino menos estresado, con una salinidad más cercana a la salinidad marina normal (Flügel, 2010).

Fangos con ostras

Descripción. Es una facies formada por calizas de textura *mudstone* y *wackestone* donde predominan los bivalvos ostreidos. Muestran estratos tabulares, de muro y techo generalmente irregulares, que varían entre 10 cm y 1,6 m y que se apilan en paquetes potentes (de hasta 3 m) de estratificación nodulosa (e.g. Fig. 3, perfil de Huesa del Común, metro 10-13 ±). Es una facies fuertemente bioturbada. Se compone principalmente de bivalvos ostreidos de hasta 10 cm, y equinodermos. Los ostreidos están tanto enteros como desarticulados y fragmentados, mientras que los equinodermos aparecen frecuentemente enteros (Fig. 5D). Cuando los ostreidos son muy grandes, la textura podría considerarse un *floatstone* de ostréidos. En cuanto a componentes secundarios, y por orden de abundancia, se encuentran ostrácodos, gasterópodos, otros bivalvos, braquiópodos, briozoos, dasicladáceas, foraminíferos bentónicos (miliólidos, lituólidos, textuláridos y otros porcelanáceos), serpulidos, y anecdóticamente granos esqueléticos fosfatados que podrían ser dientes de peces o fragmentos de cangrejos.

Interpretación. La facies es indicativa de fondos marinos someros de baja energía colonizados por ostras. La gran diversidad de organismos, junto con la presencia de especies que no toleran tanto las variaciones significativas en la salinidad (e.g. equinodermos, algas dasicladáceas y briozoos), sugiere una salinidad más cercana a la marina normal (e.g. Flügel, 2010; García-Penas et al., 2024).

Fangos con *Thalassinoides*

Descripción. Esta facies está formada por calizas *mudstone* y *wackestone* dispuestas en estratos tabulares de base y techo neto, de 15 cm a 1,5 m de potencia. Es una facies altamente bioturbada, en la mayoría de casos por galerías del icnogénero *Thalassinoides*. Contiene granos esqueléticos, entre ellos algas dasicladáceas (la mayoría fragmentadas) y en menor proporción, gasterópodos, bivalvos (incluyendo ostreidos), placas de equinodermos, ostrácodos, algún serpúlido y algún diente de pez o fragmentos de cangrejo (Fig. 5E). El fango que rellena las bioturbaciones es más microbioclástico que el del sedimento encajante, pero no ha sido posible identificar la procedencia de esos microbioclastos.

Interpretación. Esta facies se formó en un medio subacuoso de condiciones energéticas tranquilas. La notable presencia de dasicladáceas sugiere que era un medio marino de aguas cálidas, salinidad normal y poco profundo, de < 10 m de profundidad (Yilmaz, 1999; Aguirre y Riding, 2005; Flügel, 2010; Schlagintweit y Wilmsen, 2014). Los *Thalassinoides* indican fondos habitados por artrópodos crustáceos (especialmente camarones talasínidos) que excavaban galerías en busca de alimento y protección (Bromley, 1967; Dashtgard *et al.*, 2012). La intensa bioturbación de *Thalassinoides* suelen estar asociados a ambientes marinos con baja energía y sedimentos finos, y es indicativo de buena oxigenación y estabilidad en el sedimento (Dashtgard *et al.*, 2012). Su presencia masiva puede ser una señal de condiciones de depósito favorables y estabilidad ambiental prolongada (Dashtgard *et al.*, 2012).

5.1.2 Facies granosostenidas

Packstone-grainstone de moluscos

Descripción. Estas facies de caliza granosostenida está formada principalmente por granos esqueléticos de distintos moluscos y se organiza en estratos tabulares de muro y techo netos, de entre 5 y 20 cm de espesor, que suelen estar intercalados entre facies fangosas. Puntualmente, muestran laminación cruzada de *ripples* de oscilación y *ripples* simétricos. Se compone principalmente por gasterópodos, bivalvos de distintas morfologías con valvas desarticuladas en posición hidrodinámica, y peloides líticos (Fig. 6.A). En menor medida, también contiene ostrácodos, bivalvos ostreidos, lituólidos, y fragmentos de placas de equinodermo, miliólidos, intraclastos y dientes de peces o fragmentos de cangrejos.

Interpretación. Esta facies granosostenida corresponde a depósitos generados por eventos esporádicos de alta energía (e.g. tormentas). La laminación cruzada y los *ripples* indicarían oleaje, posiblemente durante la relajación de la tormenta. Los componentes principales (moluscos) coinciden bastante con las calizas fangosas de moluscos, indicando que estas facies podrían estar relacionadas. Por otro lado, los componentes secundarios parecen tener más relación con las otras facies fangosas, como la de ostrácodos o la de ostras. La mezcla de bioclastos de distintas facies respalda la hipótesis de que esta facies podría corresponder a depósitos de tormenta, más que a una concentración de los bioclastos debido al lavado del fango (Flügel, 2010; García-Penas et al., 2024).

Packstone-grainstone de ostras

Descripción. Esta facies está formada por calizas granosostenidas con gran variedad de granos esqueléticos, entre los que destacan los bioclastos de ostreidos. Forma estratos de entre 5 y 60 cm de potencia, aunque la mayoría no sobrepasa los 15 cm. Ocasionalmente muestran bases irregulares erosivas y techos cóncavo-convexos, y localmente presentan estratificación cruzada *hummocky*. Además, también se ha reconocido un estrato de textura *grainstone* plano convexo de 70 cm de potencia que se acuña lateralmente (Fig. 3, perfil de Huesa del Común, metro 4) formado por dos niveles granodecrecientes, siendo el superior el que se adelgaza lateralmente. Es una facies que constituye niveles de acumulación bioclásticos, bien intercalados en facies fangosas, o bien formando tramos de hasta casi 1 m de potencia. Además de bivalvos ostreidos se reconocen en orden de importancia, equinodermos, ostrácodos, gasterópodos, serpúlidos, intraclastos, peloides, otros bivalvos, dasicladáceas, braquiópodos, briozoos, lituólidos, miliólidos y trozos de cangrejo o dientes de peces, la mayoría fragmentados (Fig. 6B).

Interpretación. Similar al *packstone-grainstone* de moluscos, la intercalación de estas calizas granosostenidas de ostreidos en las facies fangosas junto con la presencia de estratos con estratificación cruzada *hummocky* sugiere que son depósitos generados por tormentas. La organización interna y la geometría plano-convexa del estrato de Huesa del Común refleja un depósito de *washover*, un tipo de depósito generado habitualmente por tormentas. Los componentes principales y algunos secundarios coinciden bastante con los componentes de las calizas fangosas de ostras, indicando que estas facies podrían estar relacionadas. El aumento de bioclastos de aguas más abiertas sugiere que estos depósitos

de tormenta serían más distales que los depósitos de la facies de *packstone-grainstone* de moluscos.

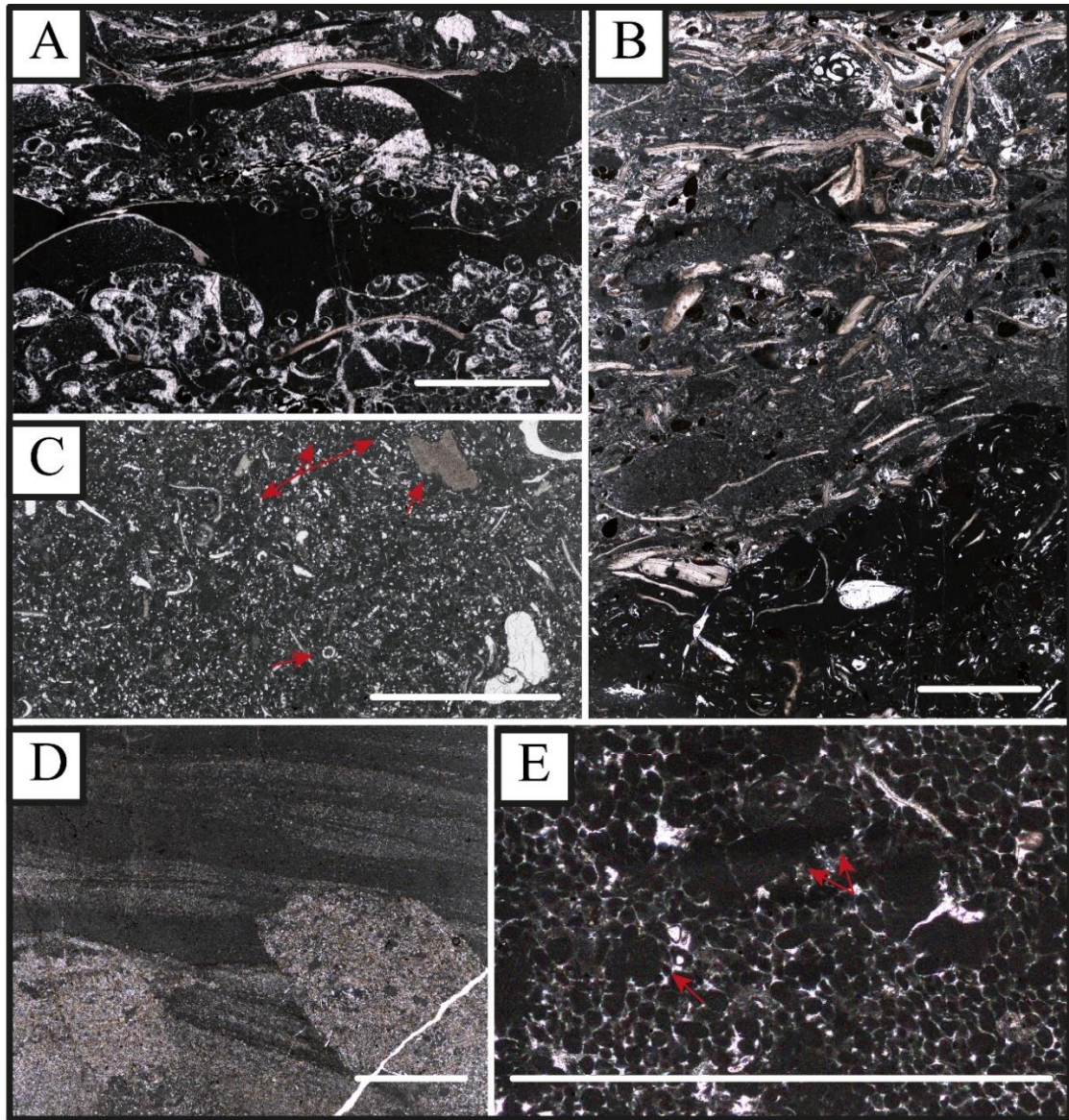


Figura 6. Láminas delgadas de las facies granosolenitas. Escala 1mm. A) Packstone-grainstone de moluscos (H7). Se observa que son niveles de acumulación poco potentes entra fangos. Se compone principalmente de bivalvos, gasterópodos y peloides. B) Packstone-grainstone de ostras (PM8), donde se puede observar como erosiona los fangos con ostras de abajo. Contiene mucho bioclasto y peloide, sobre todo conchas de ostreidos tanto rotos como desarticulados. C) Packstone de peloides y miliólidos (PM5). Aparte de la abundancia de bioclaston de la lámina, destaca la abundancia de miliólidos (flechas superiores centales), además, se señala la presencia de dasicladáceas (flecha inferior) y de placas de equinodermos (flecha superior derecha). D) Packstone-grainstone de peloides (F28). Muestra recristalizada y bioturbada, con fantasmas de peloides que forman laminaciones cruzadas como a de ripples de oleaje. E) Packstone-grainstone de pellets (H18). Se diferencian dos tipos de peloides por su tamaño. Los peloides mas grandes (señalados con las flechas) muestran unos granos calcíticos en su interior; típicos de las Favreinas

Packstone de peloides y miliólidos

Descripción. Está formada por calizas *packstone* de peloides líticos y miliólidos en estratos tabulares de entre 10 cm a 1,1 m de potencia, con muros y techos netos, y ocasionalmente muro irregular erosivo. Localmente aparecen galerías de bioturbación verticales. Además de peloides líticos y miliólidos se encuentran algas dasicladáceas, gasterópodos, foraminíferos textuláridos, ostrácodos, bivalvos, placas de equinodermos y braquiópodos (Fig. 6C). Los restos fósiles aparecen fragmentados, excepto los miliólidos, gasterópodos y textuláridos.

Interpretación. Esta facies representa depósitos vinculados a una sedimentación continua en un entorno caracterizado por condiciones energéticas elevadas y estables, con acumulación de peloides procedentes de la erosión de fango y granos esqueléticos resedimentados en su mayoría; localmente constituirían niveles acumulación asociados a procesos puntuales de alta energía como tormentas (niveles centimétricos intercalados en otras facies; e.g. perfil de Fonfría, metro 35 aprox, Fig. 3). No obstante, la presencia de matriz fangosa, el escaso desarrollo vertical de esta facies y la ausencia de estructuras tractivas apuntan a que no se trataría de barras o bajíos de alta energía, sino a mantas de sedimento peloidal.

Packstone-grainstone de peloides

Descripción. Esta facies de calizas *packstone-grainstone* se caracteriza por granos no esqueléticos (fundamentalmente peloides líticos) y en muchas ocasiones está recrystalizada y dolomitizada. Forman estratos delgados, de entre 2 y 10 cm, que se agrupan formando paquetes de hasta 1,2 m de potencia, con frecuentes bases erosivas irregulares y *ripples* simétricos a techo. Se ha podido obtener 3 medidas de la dirección de las crestas: N075E y N130E en el perfil de Fonfría o N060E en el perfil de Segura de los Baños. También muestra estructuras internas como laminación horizontal, laminación cruzada (incluida de *ripples* de oscilación) y puntualmente estratificación cruzada planar (Fig. 6D). Presentan bioturbación vertical. Si bien se compone principalmente por peloides líticos, algunos muestran una envoltura similar a la de los ooides, pero su alta recrystalización dificulta confirmar si son verdaderos ooides. Se reconoce algunos “fantasmas” de fragmentos de bivalvos y equinodermos.

Interpretación. La facies corresponde a una sedimentación subacuosa de bancos peloidales en condiciones de alta energía, donde el oleaje acumulaba los peloides líticos.

Las orientaciones de las crestas de los *ripples* simétricos sugieren que la costa podría tener una orientación E-O. Facies parecidas peloidales, con estructuras de oleaje, y sin gran desarrollo de estratificación cruzada han sido interpretadas como generadas por acreción gradual por el oleaje de buen tiempo más que acumuladas por sucesivos episodios de tormenta (Pratt et al., 2012).

Packstone-grainstone de pellets

Descripción. Se trata de una facies muy local (ver secuencia 8 en Fig. 7) compuesta principalmente de peloides fecales, y estratificada en niveles tabulares de 8 a 60 cm de potencia. Los pellets son de dos tipos: pellets más pequeños (0,3 mm de diámetro medio) de textura fangosa; pellets más grandes (0,85 mm de diámetro medio), que contienen granos calcíticos (Fig. 6E), denominados *Favreina*, que son deposiciones de cangrejos decápodos (Flügel, 2010). La facies contiene dispersos granos esqueléticos, siendo los más comunes gasterópodos, además de miliólidos, ostrácodos, foraminíferos textuláridos y serpúlidos.

Interpretación. Esta facies refleja sedimentación subacuosa en condiciones de baja energía, donde organismos como crustáceos y gasterópodos ingerían fango carbonatado en busca de alimento, y depositaban la parte mineral en forma de pellets, de modo similar a lo que ocurre en la parte interna de la Plataforma de las Bahamas donde el fango producido por la desintegración de algas es pelletizado por organismos (Walker y James, 1992).

5.2. Relaciones entre las facies e interpretación paleoambiental

5.2.1. Distribución de las facies

La correlación de facies (Fig. 7) pone de manifiesto una distribución vertical preferente de las mismas, que será explicada en detalle en el apartado 6 (Análisis secuencial).

En la parte inferior (hasta los metros 25-30 de las series: secuencias 1 a 6) están presentes todas las facies, excepto los fangos con *Thalassinoides*, los *packstone-grainstone* de pellets y los *packstone-grainstone* de peloides. En esta parte inferior, alternan intervalos dominados por fangos de ostrácodos y fangos laminados, con otros intervalos dominados por fangos de moluscos y fangos de ostras. No obstante, se reconocen relaciones laterales entre ellas de modo que los fangos de ostrácodos pasan lateralmente a los fangos laminados y estos a los fangos de moluscos, que a su vez pasan

a los fangos de ostras. En estas facies fangosas se intercalan niveles de acumulación de facies granosostenidas. Los niveles de acumulación de ostrácodos se relacionan sobre todo con los fangos laminados, mientras que la facies granosostenida de moluscos se relaciona sobre todo con los fangos de moluscos (como ya apuntaba la similitud de componentes de ambas facies: ver apartado 5.1) y con los fangos laminados. La facies granosostenida de ostras se relaciona sobre todo con el fango con ostras (como ya apuntaba la similitud de componentes de ambas facies: ver apartado 5.1), aunque también con los fangos de moluscos y con los fangos laminados. El *packstone* de peloides y miliólidos se relaciona tanto con los fangos de moluscos como con los fangos con ostras, y también con la facies granosostenida de ostras (Fig. 7).

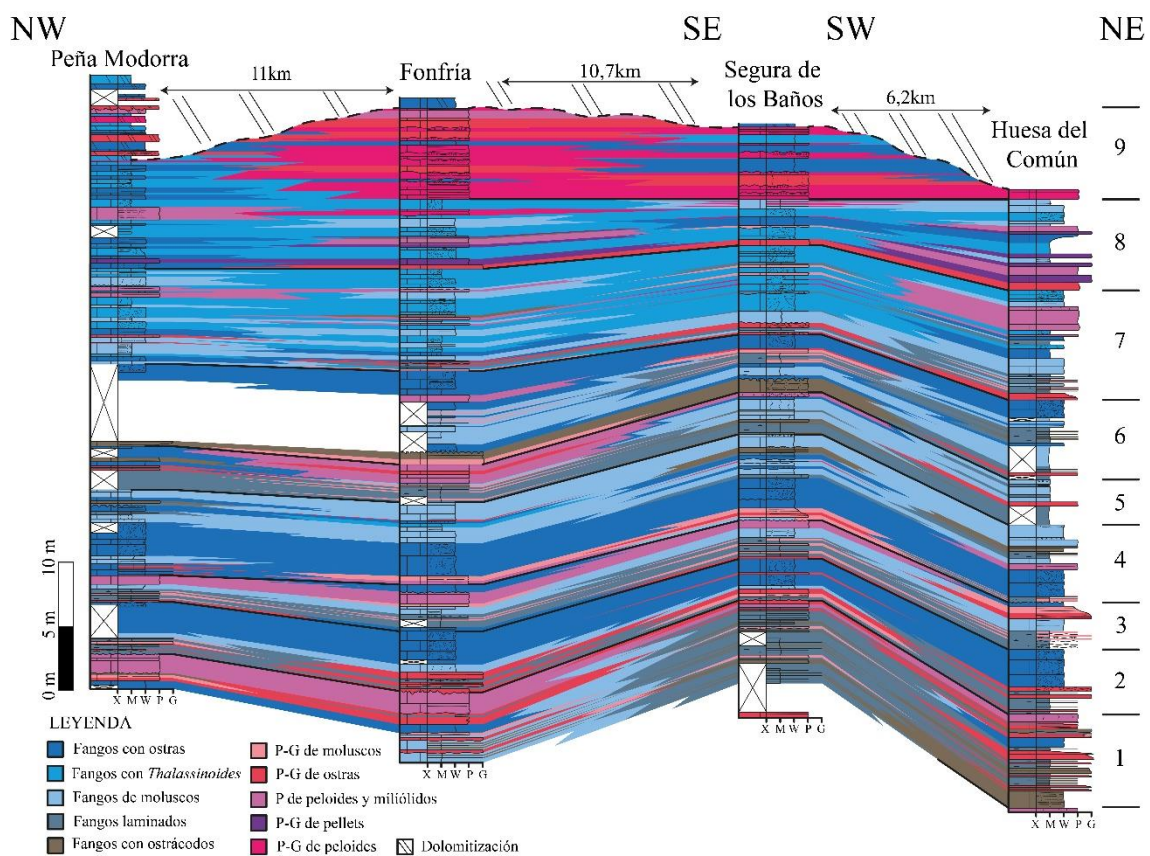


Figura 7. Correlación estratigráfica de los perfiles levantados en la Fm. Mosqueruela. Se puede observar tanto cómo se relacionan la facies tanto lateral como verticalmente. De esta manera, se diferencian dos estadios distintos de sedimentación, que, a su vez, están divididos por nueve secuencias de alta frecuencia, delimitados por superficies de detención de la sedimentación.

En la parte superior (es decir secuencias 7, 8 y 9) aparecen los fangos con *Thalassinoides*, los *packstone-grainstone* de peloides y los *packstone-grainstone* de pellets. Los fangos de ostrácodos y los fangos laminados son escasos ya que aparecen únicamente en la base de la secuencia 7 y en algún nivel esporádico a lo largo de la

secuencia. Salvo en el caso de los fangos con *Thalassinoides*, que es la facies dominante de estas secuencias en todos los perfiles, las demás facies en general muestran una menor extensión lateral que en la parte inferior. Los *packstone-grainstone* de pellets solo aparecen en la secuencia 8, de manera muy local y sobre todo relacionado con los fangos con *Thalassinoides*. Por otro lado, el *packstone-grainstone* de peloides aparece al final de la secuencia 8 y es dominante en la secuencia 9. Es una facies que se relaciona tanto con las facies granosostenidas de ostras y la de peloides y miliólidos, como con las facies fangosas con *Thalassinoides* o de ostras.

5.2.2. Modelos de sedimentación

Teniendo en cuenta las características sedimentarias de cada facies y su distribución lateral y vertical se han propuesto dos modelos de sedimentación dentro de una rampa carbonatada de bajo ángulo, uno para el estadio o parte inferior y otra para el estadio superior (Fig. 8 y 9).

Estadio inferior

Entre las facies fangosas del estadio inferior, la facies fangosa con ostras es la facies que más biodiversidad contiene, incluyendo organismos de mar abierto y de salinidad normal. Por el contrario, los fangos con ostrácodos y los fangos laminados son los que menor biodiversidad presentan, y sobre todo contienen organismos que pueden vivir en aguas que no tiene salinidad marina normal (bien salobre, bien hipersalinas o incluso fluctuantes). Teniendo en cuenta también el cambio lateral de facies que se observa de los fangos con ostrácodos a fangos laminados, y a su vez de estos a los fangos de moluscos y estos a los fangos con ostras, se interpreta que los fangos con ostrácodos representarían la facies más interna mientras que los fangos con ostras reflejarían la facies más abierta de la rampa carbonatada.

Los fangos con ostrácodos y los fangos laminados representarían un subambiente muy próximo a línea de costa, una zona de transición entre el medio terrestre y el marino. Esta proximidad al continente se puede reflejar en el contenido de partículas terrígenas de tamaño fango en el sedimento, como en el caso de las margas y margocalizas de los fangos laminados. También puede afectar en la salinidad, aportando agua dulce y generando un medio de aguas salobres (Walker y James, 1992; Reading, 1996; Flügel, 2010). Tanto los ostrácodos que tan predominantemente aparecen en estas facies, como los bivalvos o gasterópodos que se han encontrado, son organismos que pueden vivir incluso en agua

dulce, y suelen ser comunes en este tipo de ambientes salinamente estresados, donde otros organismos no son capaces de vivir (Frenzel y Boomer, 2005; Holmes *et al.*, 2010). Por todo esto, se interpreta que estas facies se depositaron en una zona o llanura costera próxima al continente afectado habitualmente por tormentas que removían el fango, acumulaban los ostrácodos y generaban depósitos de *washover* (Walker y James, 1992). No existen evidencias de colonización de vegetación (e.g. huellas de raíces) o exposición subaérea del sedimento (e.g. grietas de desecación), por lo que probablemente la sedimentación se realizaba en condiciones predominantemente subacuosas.

Salvo por la estratificación *wavy* o lenticular (usualmente relacionada con corrientes mareales, aunque también descrita en ambientes dominados por el oleaje; Walker y James, 1992), no existen claras evidencias de la influencia mareal. En estudios previos realizados en estas facies, se describieron estructuras fenestrales, laminaciones algales, y estratificaciones tipo *flaser*, *wavy* o lenticular (Almunia, 1984). Son características comunes de los ambientes mareales en plataformas de carbonatos, pero en el presente estudio no se han identificado la mayoría de estas estructuras.

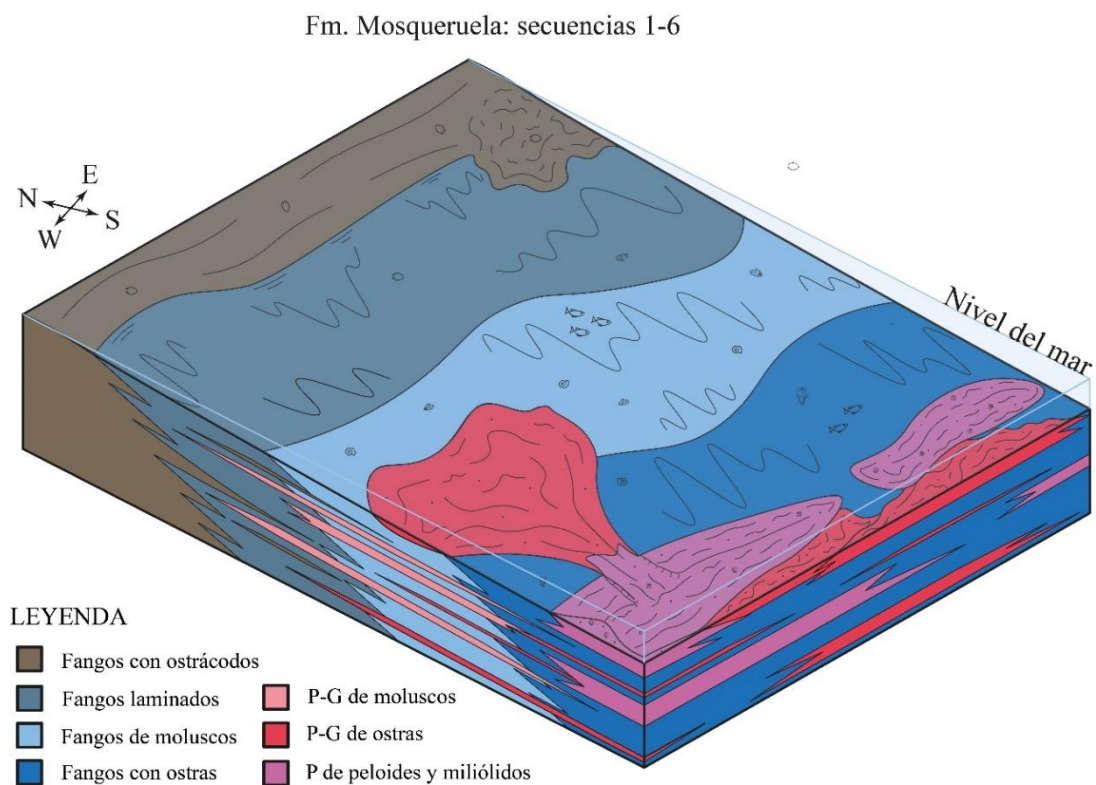


Figura 8. Modelo sedimentario de la rampa carbonatada donde se depositaron las facies del estadio inferior. Los depósitos de tormenta como el que se representa se depositarían más en el intervalo basal de las secuencias, mientras que la parte derecha del modelo reflejaría la sedimentación tranquila y constante de los intervalos superiores.

Los fangos de moluscos formarían una orla entre los fangos de la llanura costera y los fangos con ostras más abiertos (Fig. 8). Se interpreta que se encontraría en una zona submareal de transición entre la llanura costera y el lagoon de salinidad normal colonizado por ostras, como si tratase de un lagoon restringido en un ambiente algo estresado caracterizado por escasos organismos de mar abierto y la abundancia de gasterópodos, bivalvos, y en menor medida, de ostrácodos, todos ellos organismos capaces de vivir en aguas sin salinidad marina normal (Hendrickx et al., 2007; Holmes et al., 2010). Estas condiciones pueden ser debidas, no a la existencia de una barrera (e.g. banco o bajío) que proteja esta zona, sino a la escasa profundidad que propicia una circulación o intercambio de agua reducida (Tucker y Wright, 1990; Walker y James, 1992; Reading, 1996). Los pocos bioclastos de mar abierto que se encuentran (e.g. equinodermos o dasycladáceas) no son autóctonos, sino granos transportados por tormentas de mar a dentro hacia el continente.

Los fangos con ostras representan la sedimentación bajo condiciones energéticas tranquilas más abierta entre las facies estudiadas de este estadio. El paso de los fangos de moluscos a los fangos con ostras viene dado junto a un aumento de biodiversidad donde destacan los bivalvos ostreidos y los equinodermos. La aparición de organismos de mar abierto como equinodermos, briozoos, dasycladáceas o distintos foraminíferos indican una salinidad más parecida a la salinidad marina normal. Es decir, el lagoon restringido de los moluscos pasaría a ser un lagoon más abierto, con mayor intercambio de agua y salinidad más estable (Tucker y Wright, 1990; Walker y James, 1992; Reading, 1996).

En cuanto a las facies granosostenidas del estadio inferior, tanto los *packstone-grainstone* de moluscos como el de las ostras son acumulaciones poco potentes que se intercalan entre las distintas facies fangosas interrumpiendo la sedimentación de condiciones tranquilas. Estas acumulaciones se interpretan como depósitos de tormentas que vendrían del mar abierto hacia el continente. Depósitos interpretados como abanicos *washover* (ver facies granosostenida de ostras) y facies con estratificación cruzada *hummocky* (facies granosostenida de ostras) son claros ejemplos de la acción de tormentas (Walker y James, 1992). Es decir, tanto los sedimentos del lagoon abierto, como los del lagoon restringido o los de la llanura costera se verían azotados por tormentas que agitarían el sedimento, erosionarían el fango y acumularían los bioclastos correspondientes de cada facies, tanto en ese subambiente como en los adyacentes. Ejemplos de llanuras costeras con gran influencia de tormentas (incluyendo facies con

estructuras *hummocky*) se han descrito en el Titoniense-Berriasiense de la Cuenca Ibérica (subcuenca de Galve; Bádenas et al., 2018).

Por otro lado, el *packstone* de peloides y miliólidos si bien en ocasiones presenta algún nivel de acumulación puntual, en general refleja unas condiciones de sedimentación de moderada a alta energía bastante continuas y estables. Teniendo en cuenta que sobre todo se relaciona con la facies de los fangos con ostras, y que refleja las condiciones de sedimentación más energéticas, se ha interpretado que serían depósitos de mantas de sedimento peloidal ligeramente elevados o *sand sheets*. Estas mantas, sin llegar a ser barras o bajíos de alta energía, protegerían al lagoon de las corrientes y olas de buen tiempo, de manera que representarían la facies más distal del estadio inferior (Swift 1975; Burchette et al. 1990; Tucker y Wright, 1990) (Fig.8).

Estadio superior

Como ya se ha indicado antes, en el estadio superior hay un brusco cambio de facies. Los depósitos de la llanura costera prácticamente desaparecen, mientras que los fangos de moluscos y los fangos con ostras pierden mucha extensión lateral, dejando de ser facies tan dominantes como en el estadio inferior (Fig. 9). Este estadio está dominado por una nueva facies fangosa, los fangos con *Thalassinoides*, que representan una sedimentación bajo condiciones energéticas tranquilas y de salinidad normal. El alto contenido en dasicladáceas sugiere que serían aguas de salinidad marina normal franca comparado con la de los fangos con ostras, ya que las ostras aún son capaces de tolerar cierta variabilidad salina mientras que las dasicladáceas que tan abundantes son en estas facies no (Yilmaz, 1999; Aguirre y Riding, 2005; Flügel, 2010; Schlagintweit y Wilmsen, 2014; García-Penas et al., 2024). Además, se relaciona lateralmente con los *packstone-grainstone* de peloides, que como se indicara en el siguiente párrafo, representan el medio más distal del estadio superior. En consecuencia, se ha interpretado que los fangos con *Thalassinoides* serían depósitos de lagoon más abierto que el de los fangos de ostras.

En el estadio superior, además de los depósitos de tormenta similares a las del anterior estadio, aunque más reducidos en abundancia y extensión lateral (*packstone-grainstone* de moluscos y *packstone-grainstone* de ostras) y los depósitos de mantas de sedimento peloidal (*packstone* de peloides y miliólidos), aparecen dos nuevas facies granosostenidas. Los *packstone-grainstone* de pellets, muy locales e intercalados en los fangos de *Thalassinoides*, reflejan la actividad de los organismos (cangrejos decápodos y

gasterópodos, sobre todo) del lagoon en momentos puntuales donde se alimentaban removiendo el sedimento y generando los pellets. Estas facies peloidales de favreinidos son comunes en los ambientes de lagoon en rampas internas afectadas periódicamente por tormentas (Flügel, 2010).

Fm. Mosqueruela: secuencias 7-9

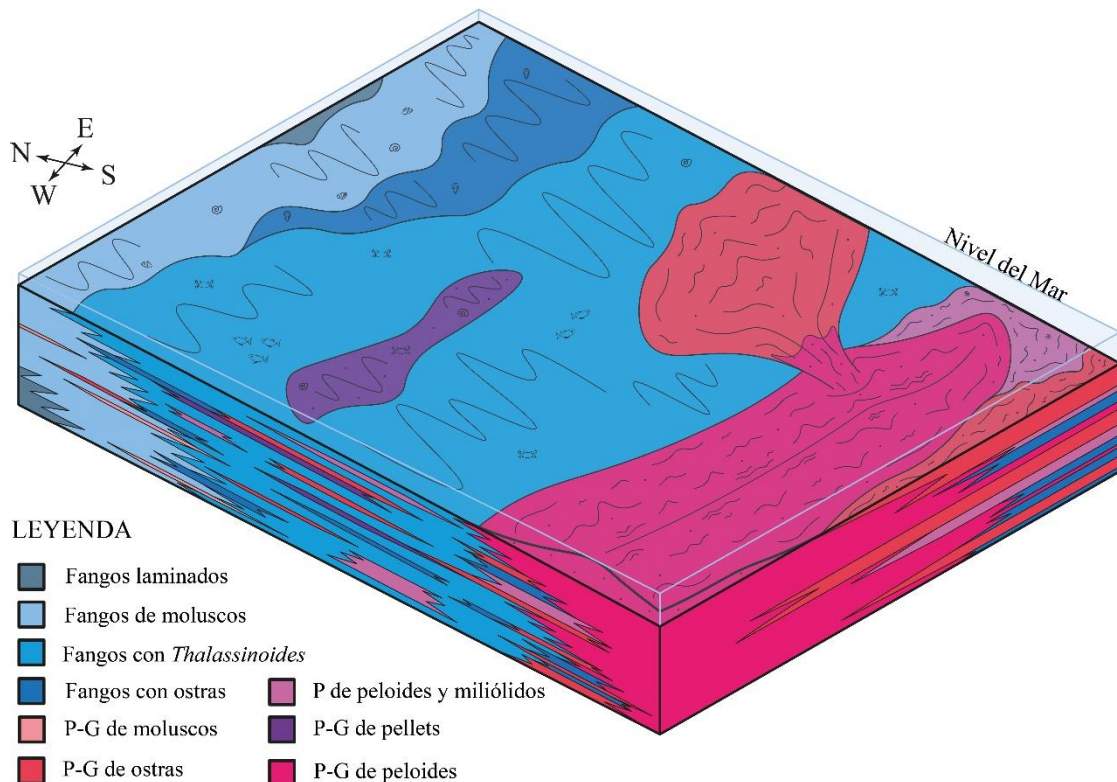


Figura 9. Modelo sedimentario de la rampa carbonatada donde se depositaron las facies del estadio superior. Se ha representado un lagoon más extenso, donde las tormentas son menos comunes y menos extensas, debido al bajío que protege el lagoon.

Por otro lado, el *packstone-grainstone* de peloides refleja una sedimentación bajo condiciones de alta energía, donde el oleaje acumulaba sucesivos niveles peloidales con abundantes estructuras tractivas como *ripples* simétricos o laminación horizontal (Fig. 9). Los peloides y las estructuras sedimentarias mencionadas son muy comunes en depósitos de barras o bajíos (Tucker y Wright, 1990; Flügel, 2010). Los escasos granos esqueléticos presentes están fragmentados debido a las corrientes, y la limitada biodiversidad observada podría indicar un entorno excesivamente energético para los organismos. En consecuencia, se interpreta que esta facies como depósitos de un bajío con cierta elevación sobre el fondo marino, que protegía el lagoon donde se depositaban los fangos con *Thalassinoides*. Este bajío representa mayor elevación y desarrollo que los depósitos de mantas peloidales, que en este estadio son más escasos, probablemente por existir

condiciones de mayor energía durante este estadio (Tucker y Wright, 1990; Flügel, 2010). La disminución de los depósitos de tormenta entre las facies fangosas también podría ser consecuencia de una mayor protección de las zonas internas debido a la formación del bajío. Esta facies representaría el subambiente más distal o abierto de las sucesiones estudiadas de la Fm. Mosqueruela.

6. Análisis secuencial

Como se ha indicado en el apartado anterior, la correlación de facies muestra una distribución vertical preferente de las mismas que divide en dos partes o estadios la sucesión estudiada de la Fm. Mosqueruela (Fig. 7). Estos estadios, a su vez, se pueden subdividir en secuencias de entre 2 y 8 m de potencia, limitadas por superficies netas (detenciones, erosión, cambios bruscos de la sedimentación). El estadio inferior se divide en seis secuencias (secuencias 1-6) mientras que el estadio superior se divide en tres (secuencias 7-9).

6.1. Estadio inferior

El tramo inferior abarca en torno a 30 m (máximo 32 m en Huesa del Común y mínimo 25 m en Peña Modorra). Cada una de las seis secuencias que componen este estadio se caracteriza por mostrar un intervalo inferior dominado por niveles de acumulación, con fangos con ostrácodos y fangos laminados e intercalaciones de los *packstone-grainstone* de moluscos y de ostras, que pasan a techo a un intervalo superior dominado por estratos más potentes con fangos de moluscos, fangos con ostras y *packstone* de peloides y miliólidos (Fig. 10, colores beige y verdes respectivamente).

Secuencia 1

La base de la secuencia solo se ha podido identificar en el perfil de Huesa del Común donde tiene una potencia aproximada de 7 m. En los demás afloramientos no aflora su parte inferior. La secuencia 1 está formada por dos secuencias de mayor orden (1a y 1b en Fig. 10). La secuencia 1a comienza con intervalo dominado por las facies internas, donde abundan los fangos con acumulaciones de ostrácodos, y en la vertical pasa una alternancia de fangos laminados y niveles de acumulación de ostrácodos, moluscos y ostras dependiendo del perfil. Sobre este intervalo dominado por facies internas hay un tramo de estratos más potentes de fangos con ostras de lagoon. De la misma manera, la secuencia 1b comienza con un intervalo donde se alternan niveles de acumulación de

distintas facies internas seguido de un intervalo de estratos más potentes y continuos lateralmente de facies abiertas (*packstone* de peloides y miliólidos). El techo de la secuencia 1 está marcado por una superficie irregular ferruginizada, con acumulación de bioclastos y que localmente está muy bioturbada (Fig. 11A).

Por lo tanto, tanto la secuencia 1a como en la 1b muestran una evolución profundizante o de apertura del medio desde facies internas con niveles de acumulación a facies abiertas de lagoon. Tanto el intervalo tractivo como el masivo de la subsecuencia 1b están dominados por facies más abiertas que los respectivos intervalos de la 1a, sugiriendo que son parte de una misma tendencia profundizante de dos pulsos, es decir, la secuencia 1. El paso de a la secuencia 2 se da con una abrupta somerización.

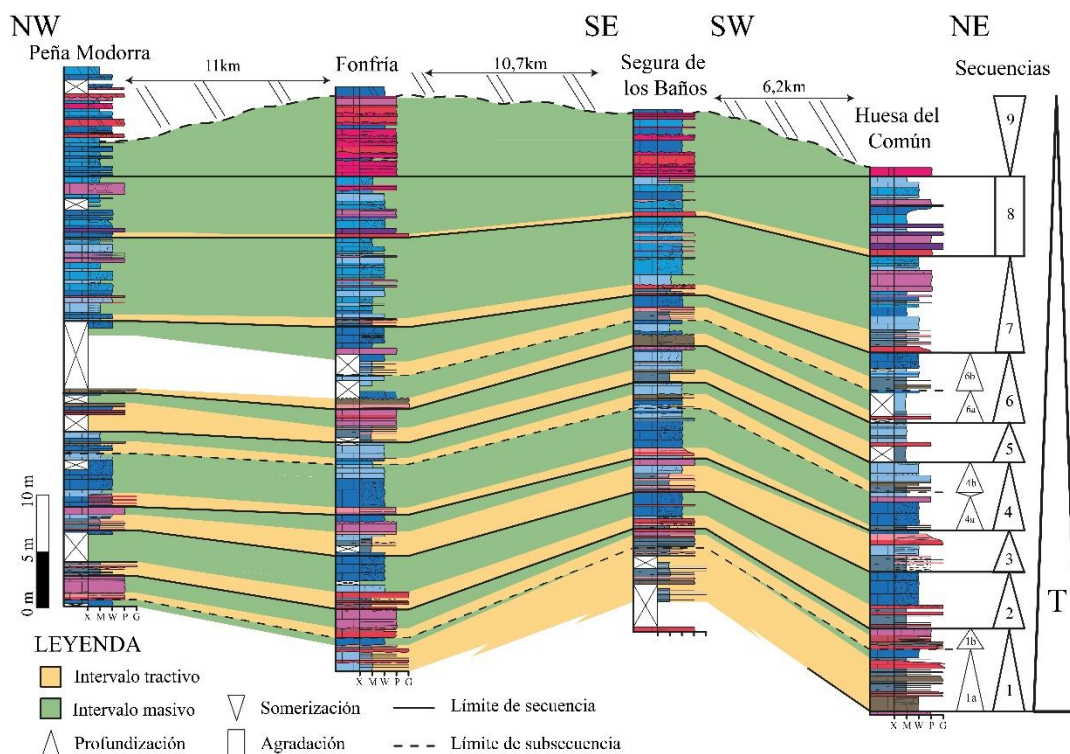


Figura 10. Panel de correlación de secuencias. Los intervalos tractivos basales se ilustran con tonos beige mientras que los intervalos masivos con tonos verdes. Se han definido nueve secuencias representadas en la parte derecha de la imagen. Tres de las nueve secuencias a su vez muestran más secuencias de mayor orden en su interior. De la misma manera, las nueve secuencias identificadas formarían parte de una secuencia transgresiva a escala de cuenca.

Secuencia 2

La secuencia 2 presenta un espesor de entre 3 y 5 m. Comienza con un intervalo donde domina una alternancia de fangos laminados y depósitos de tormenta acumulados en la zona interna, sobre todo los *packstone-grainstone* de ostras (Fig. 11A). A este intervalo le sigue un tramo más potente de facies abiertas (fangos con ostras). Es decir, es una

secuencia profundizante o de apertura del medio. El techo de esta facies está marcado por una superficie muy neta y continua, bioturbada, con acumulación de bioclastos, sobre la que se dispone facies proximales de la siguiente secuencia. Es decir, el límite está marcado por una brusca somerización del medio sedimentario

Secuencia 3

La secuencia 3 presenta espesores de entre 2 y 3,5 m. Comienza con un intervalo inferior dominado por una alternancia facies internas (fangos laminados y niveles de acumulación de *packstone-grainstone* de moluscos) y un intervalo superior dominado por estratos más potentes de facies abiertas (fangos con ostras y *packstone* de peloides y miliólidos). El paso del intervalo inferior y el superior es más gradual que en las dos anteriores secuencias, ya que entre ellas aparece recurrencia de facies abiertas (fangos de moluscos) e internas con niveles de acumulación. Se trata por lo tanto de una secuencia profundizante. La presencia de una recurrencia de facies en la parte media de la secuencia sugiere que la profundización se dio de forma gradual, y no de manera abrupta. El techo de la secuencia 3 está marcado por una superficie muy neta y continua, irregular, y por el paso brusco sobre la que se dispone facies proximales con niveles de acumulación de la siguiente secuencia, reflejando una abrupta somerización que dio inicio a la siguiente secuencia.

Secuencia 4

La secuencia 4 presenta espesores de entre 6 y 7 m y presenta dos secuencias de mayor orden (4a y 4b en Fig. 10). La secuencia 4a comienza con un intervalo dominado por niveles de acumulación de tormenta en facies internas. Hacia el noroeste se acumulan *packstone-grainstone* de ostras y *packstone* de peloides y miliólidos mientras que hacia el este son más comunes las acumulaciones de *packstone-grainstone* de moluscos. Sobre este tramo aparece un intervalo de estratos más potentes dominado por fangos de ostras y fangos de moluscos, que son interrumpidos por un pequeño tramo dominado por acumulaciones de facies más internas. La entrada de estos niveles de acumulación representa el inicio de un nuevo ciclo de mayor orden (4b), dando fin a la secuencia 4a. Cabe destacar que este segundo intervalo tractivo pierde potencia hacia el noroeste. Sobre este intervalo, la secuencia 4b desarrolla estratos masivos dominados por fangos de moluscos. El techo de esta secuencia está marcado por una superficie ferruginizada con concentración de bioclastos muy neta y continua.

La secuencia 4a muestra una profundización o apertura del medio con el paso del intervalo de facies internas a la sedimentación de fangos con ostras de lagoon y posterior somerización depositándose los fangos de moluscos de lagoon más interno. La secuencia 4b muestra una evolución más simple, ya que parte de una sedimentación de facies de llanura costera y termina con una sedimentación fangos de moluscos del lagoon restringido. La falta de superficies significativamente netas, con notables síntomas de detención de la sedimentación entre las subsecuencias 4a y 4b, sugiere que son secuencias de mayor rango que forman una secuencia de alta frecuencia. En conclusión, la secuencia 4 está formada una secuencia de mayor orden profundizante-somerizante (4a), y otra profundizante (4b).

Secuencia 5

La secuencia 5 presenta espesores de entre 3 y 3,5 m. Comienza con un intervalo donde domina una alternancia entre los fangos laminados y los depósitos de tormenta, como los *packstone-grainstone* de moluscos hacia el noroeste y fangos con acumulaciones de ostrácodos hacia el este. A este intervalo le sigue un tramo con estratos más potentes de más facies abiertas: hacia el noroeste (en Peña Modorra y Fonfría), se depositan las facies más distales lagoon (fangos con ostras y *packstone* de peloides y miliolidos), mientras que hacia el este dominan fangos de moluscos de lagoon más interno. Por lo tanto, se trata nuevamente de una secuencia profundizante o de apertura del medio. El techo de esta secuencia está marcado por una superficie muy neta y continua, con una brusca entrada de niveles de acumulación de facies proximales en la siguiente secuencia, y localmente con superficies muy bioturbadas y con acumulaciones de intraclastos. (perfil de Huesa del Común, Fig. 3). El comienzo de la siguiente secuencia está marcado por una abrupta somerización

Secuencia 6

La secuencia 6 presenta espesores de entre 4,5 y 7,5 m e incluye dos secuencias de mayor orden (6a y 6 b en Fig. 10). La secuencia 6a comienza con un intervalo dominado por fangos con acumulaciones de ostrácodos que se interrumpe por una superficie que tanto en Fonfría como en Segura de los Baños muestra trazas de bioerosión. Sobre esta superficie aparecen estratos más potentes de facies abiertas (fangos de moluscos y fangos con ostras) que presentan a techo una superficie irregular con concentración de bioclastos (e.g. Fonfría). Sobre esta superficie, la secuencia 6b se inicia con fangos de moluscos con

niveles de acumulación de *packstone-grainstone* de moluscos que, hacia el este, pasan a facies fangos laminados con acumulaciones de ostrácodos. Sobre este intervalo con niveles de acumulación aparecen fangos de ostras de lagoon externo. El techo de la secuencia 6b está marcado por una superficie bioturbada muy neta de gran continuidad lateral, sobre la que se disponen de manera abrupta las facies proximales de la siguiente secuencia.

La subsecuencia 6a muestra una profundización o apertura del medio, con el paso del intervalo tractivo de facies internas a la sedimentación constante de los fangos de moluscos y ostras. Cabe destacar que este cambio se da de manera brusca, con una superficie de interrupción con marcas de bioerosión que indican la formación de un sustrato endurecido. Por otro lado, la subsecuencia 6b muestra una evolución más gradual, también de apertura del medio, pero sin detenciones en la sedimentación. Similar a lo que pasa con las subsecuencias 4a y 4b, el límite entre las subsecuencias 6a y 6b no son tan evidentes y continuas como para determinar un límite de secuencia de mayor escala. Además, la subsecuencia 6b termina profundizando más que la subsecuencia inferior, reflejando una misma tendencia de dos pulsos. En conclusión, la secuencia 6 está formado por dos subsecuencias profundizantes de mayor orden, cuyo final está marcado por una brusca somerización y la entrada de facies internas de llanura costera.

6.2 Estadio superior

El estadio superior abarca los últimos 15-20 m de la sucesión estudiada y se compone de tres secuencias (secuencias 7-9). A diferencia del estadio inferior, las secuencias de este estadio presentan sucesiones de facies con mayor continuidad lateral, sobre todo en el caso de los fangos con *Thalassinoides*. Los límites de las secuencias corresponden a interrupciones sedimentarias, con bruscos cambios de facies en la vertical (Fig. 10).

Secuencia 7

La secuencia 7 presenta espesores de entre 7 y 8 m. De modo similar a las secuencias precedentes presenta un intervalo basal dominado por facies internas. Este intervalo pierde potencia significativamente hacia el Noreste, pasando de superar 1,5 m en Huesa del Común, a estar casi ausente en Peña Modorra. Sobre este intervalo, el resto de la secuencia está dominada por estratos potentes de fangos de moluscos y predominantemente de fangos con *Thalassinoides*. El techo la secuencia está marcada por

una superficie muy neta y continua, con una brusca entrada de *packstone-grainstone* de ostras, que cortan de forma abrupta los *Thalassinoides* (Fig. 11B).

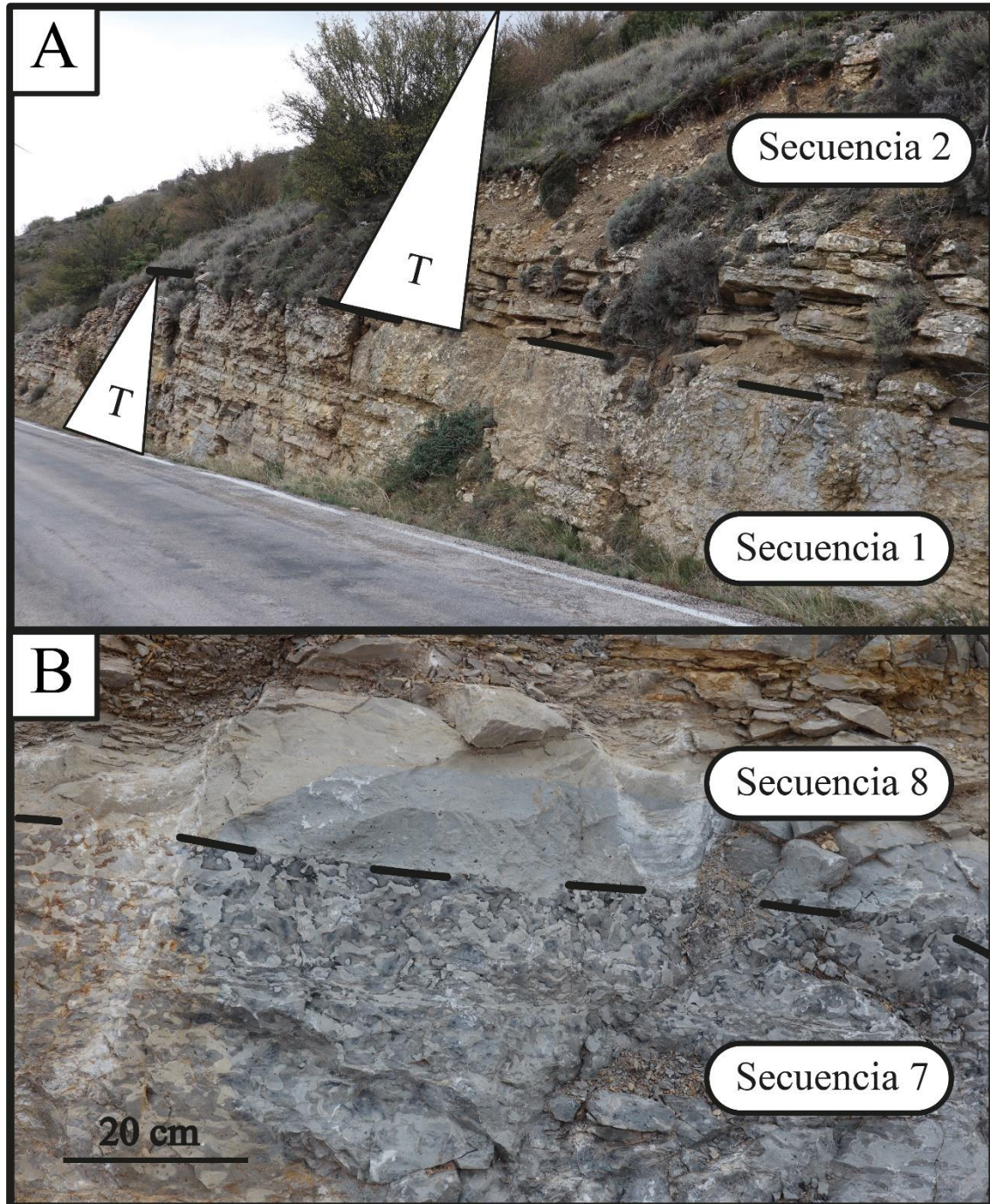


Figura 11. Ejemplos de límites de secuencias de alta frecuencia identificados en el campo. A) Límite entre las secuencias 1 y 2 en el afloramiento de Fonfría. Se observa un brusco cambio entre estratos más potentes de facies abiertas a niveles de acumulación en materiales internos. B) Límite entre las secuencias 7 y 8. Se observa como el nivel superior interrumpe la sedimentación prolongada de los fangos con *Thalassinoides*.

La secuencia 7 muestra una profundización o apertura del medio con un breve intervalo inicial dominado por niveles de acumulación de tormentas en fangos laminados (facies internas) seguido de un intervalo masivo al principio con facies de lagoon más

interno (los fangos de moluscos), y culmina con la expansión de las facies más abiertas de fangos con *Thalassinoides*.

Secuencia 8

La secuencia 8 presenta espesores de entre 3 y 7 m. Es una secuencia algo compleja, donde lo único evidente es el predominio de los fangos con *Thalassinoides* de lagoon con intercalaciones de otras facies. Hacia techo, se observa la entrada de pequeños niveles tractivos de facies abiertas que preceden a la llegada de los *packstone-grainstone* de peloides de bajío que marca el final de esta secuencia. El techo de la secuencia está marcado por una superficie neta y continua, con una costra ferruginizada y condensación de bioclastos. La secuencia no parece mostrar una clara tendencia a somerizar o profundizar, más bien parece tener una evolución agradante, aunque el final de la secuencia está marcado por una abrupta profundización a ambientes energéticos abiertos donde se depositaban *packstone-grainstone* de peloides en bajíos. (Fig. 10).

Secuencia 9

La secuencia 9 no se ha podido delimitar y estudiar en su totalidad debido a que su parte superior está dolomitizada. Su espesor máximo se ha registrado en Fonfría, con una potencia de 7 m. En general, es una secuencia caracterizada por facies de bajío (*packstone-grainstone* de peloides). Sin embargo, en Peña Modorra esta secuencia muestra una tendencia similar a las otras secuencias del estadio superior. Por lo que se observa en Fonfría y Segura de los Baños, la secuencia parece que pasa gradualmente de una base dominada por *packstone-grainstone* de peloides, a facies de *packstone* de peloides y miliólidos, *packstone-grainstone*, y a fangos con *Thalassinoides* o de ostras. Esta disminución de la energía del medio a facies más de lagoon podría indicar que la secuencia 9 muestra tendencia somerizante.

7. Discusión

7.1. Origen de las secuencias

En el conjunto de la unidad, la distribución vertical de las facies indica una tendencia general de profundización o transgresiva a largo término, desde facies de llanura costera, lagoon interno y lagoon externo, hasta facies marinas abiertas de mayor energía. Esta tendencia general se subdivide en dos estadios, uno inferior con secuencias profundizantes (secuencias 1 a 6), que muestran un intervalo inferior en el que dominan

las facies internas con abundantes intercalaciones de depósitos de alta energía (tormentas); y otro superior con una mayor expansión lateral de facies más abiertas y de condiciones energéticas más tranquilas, donde las secuencias muestran tendencias profundizantes, agradantes e incluso somerizantes (secuencias 7 a 9) menos evidentes que en el estadio inferior. Ya que ante el dominio de los fangos con *Thalassinoides* del lagoon externo (secuencias 7-8) o los *packstone-grainstone* de peloides (secuencia 9) no se observan variaciones tan notables como en las secuencias basales (secuencias 1-6). Los principales controles que suelen generar de las secuencias sedimentarias suelen ser la tectónica, la eustasia y la autociclicidad (Bosence et al., 2009; Gil et al., 2009; Bádenas et al., 2010). En el caso de las secuencias descritas, su origen ha de estar relacionado con cambios repetidos en el espacio de acomodación, ya que siendo ciclos submareales no pueden ser generados por procesos autocíclicos (Osleger, 1991; Bosence et al., 2009). La presencia en muchas de las secuencias de un intervalo basal dominado por facies internas con abundantes niveles de acumulación por tormentas, seguido por un intervalo superior dominado por facies más abiertas y de menor energía, refleja la abundancia de procesos que entran dentro de la categoría de autocíclicos (que pueden generar ciclos sedimentarios: Ginsburg, 1971; Pratt y James, 1986; Burgess et al., 2001). Sin embargo, estos procesos quedan restringidos a la parte inferior de las secuencias y no podrían explicar el apilamiento repetido de las secuencias de carácter submareal. identificadas en la Fm. Mosqueruela, con límites bien marcadas y de gran continuidad lateral.

Como se ha indicado en el apartado de contexto geológico, la Fm. Mosqueruela se formó cuando la Cuenca Ibérica se encontraba en una situación de relativa estabilidad tectónica y con una subsidencia térmica generalizada (Gil et al., 2004; Chivelet et al., 2019). En este contexto, la presencia de secuencias de alto orden se suele relacionar con la existencia de ciclos climáticos que controlan cambios periódicos del nivel del mar (eustatismo). En la zona de estudio, las nueve secuencias definidas presentan una notable continuidad lateral a lo largo de los 25 km de extensión del transecto que los perfiles representan (Fig. 7), con poca variabilidad en espesores, número y tipo de ciclos, así como en la distribución vertical de facies observada. Esto contrasta con las secuencias originadas por control tectónico, que suelen mostrar mayor variabilidad y aleatoriedad en los patrones de apilamiento, como en espesores (Bosence et al., 2009; Bádenas et al., 2010). En un contexto transgresivo de largo término, como el de la Fm. Mosqueruela en su conjunto, las secuencias de mayor orden suelen preservar mejor los intervalos

profundizantes (Strasser et al., 1999), de manera que la parte somerizante no estaría representada, sino que simplemente estaría contenida en el límite de secuencia

El modelo más común invocado para explicar el origen de las secuencias de alto orden en carbonatos someros suelen ser los cambios eustáticos en el nivel del mar ligados a ciclos orbitales en la banda de Milankovitch (Fischer, 1964; Goldhammer et al., 1987; Strasser et al., 1999). La calibración temporal de la sucesión estudiada es poco precisa, y ha sido atribuida de forma genérica al Cenomaniense (Canerot, 1974, 1982). En todo caso, la duración total de este piso (6,6 Ma) sugiere que las nueve secuencias diferenciadas tienen una duración de varios cientos de miles de años, y se encuentra por tanto en el rango de duración de los ciclos orbitales de excentricidad (100 mil y 400 mil años).

Una característica destacable en las secuencias identificadas es la abundancia de depósitos de tormenta en el intervalo basal y su escasa presencia en el intervalo superior, indicando una posible variación climática durante el desarrollo de cada secuencia. De esta manera, los intervalos tractivos o energéticos podrían corresponder a momentos de mayor actividad de tormentas. Además, este intervalo basal es también el que presenta mayor concentración de partículas terrígenas, de modo que el depósito de este intervalo puede coincidir con un momento de mayor pluviometría, con mayor entrada de agua dulce y aportes sedimentarios. Por otro lado, en el intervalo basal domina la sedimentación de facies más internas y restringidas, caracterizados por estratos poco potentes, mientras que en el intervalo superior dominan las facies abiertas y de estratos de mayor espesor. Esto podría sugerir que durante el depósito del intervalo basal el espacio de acomodación fuera algo reducido, con un momento del nivel del mar bajo, mientras que los depósitos del intervalo superior reflejarían un nivel del mar alto, con mayor espacio de acomodación y un medio más abierto. Es decir, los cambios del nivel del mar ligadas a las oscilaciones climáticas pudieron controlar el origen de las secuencias.

En conclusión, la organización en secuencias de alta frecuencia de la sucesión estudiada sugiere la influencia del clima tanto en la generación del espacio de acomodación durante las secuencias a través de cambios del nivel del mar, como en el carácter de las facies que se desarrollan en ellas, con una situación de nivel del mar bajo inicial, con aportes sedimentarios terrígenos significativos en un medio costero dominado por tormentas y una parte final de las secuencias que refleja un nivel del mar alto, de

condiciones estables y prolongadas, donde proliferan depósitos carbonatados de condiciones tranquilas.

7.2. Evolución paleoambiental y paleogeográfica

La evolución general que muestra las facies de la rampa carbonatada de la Fm. Mosqueruela en las sucesiones de la Sierra de Cucalón y alrededores es retrogradante. En general, la concentración de facies internas es mayor en la base y disminuye hacia techo, con el aumento de facies abiertas. Esta evolución retrogradante es coherente con la transgresión que se da a escala de cuenca para el final del Cenomaniense inicio del Turoniense, con la conexión Atlántico-Thetis que culmina con la sedimentación de las facies más abiertas de la Fm Barranco de los Degollados (Canerot, 1982; Almunia, 1984; Segura et al., 2004).

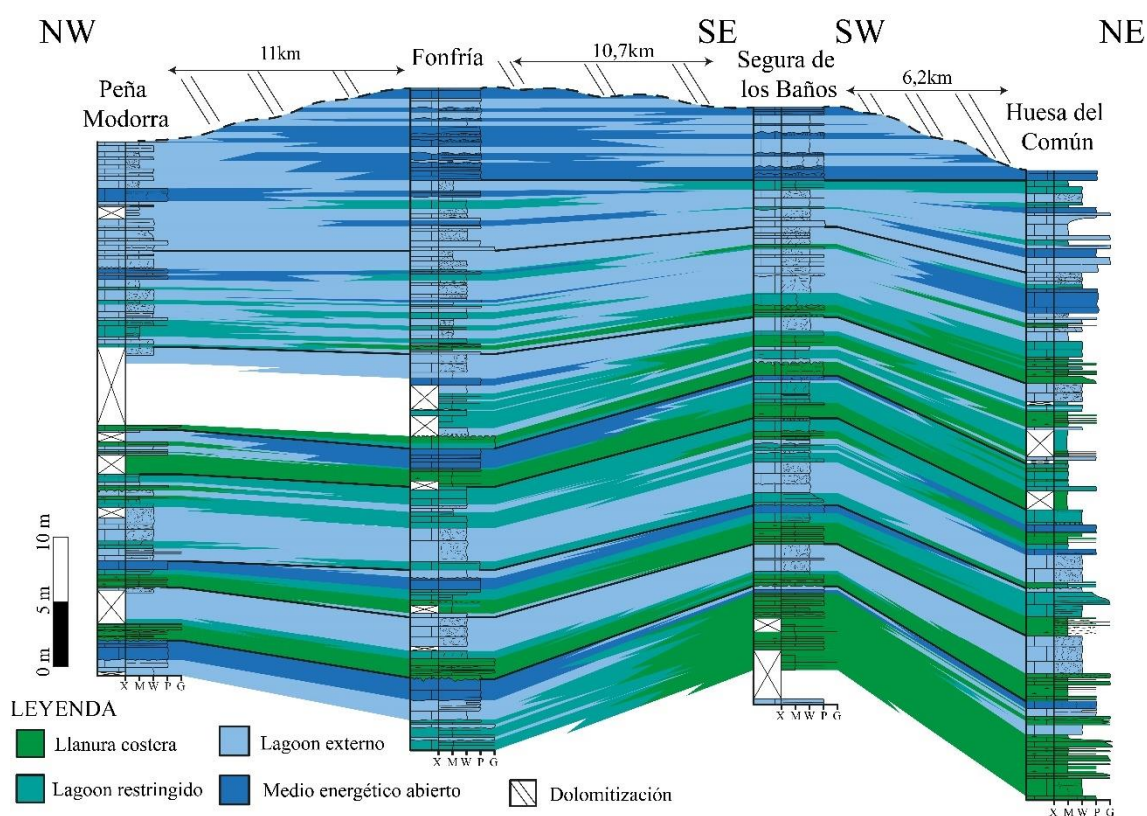


Figura 12. Distribución de los subambientes deposicionales a lo largo de los cuatro perfiles de la Sierra del Cucalón. Se observa que la llanura costera va perdiendo dominio a lo largo de la secuencia a medida que el lagoon externo se expande, reflejando una tendencia transgresiva general.

Los datos aportados permiten discutir acerca de la polaridad de la plataforma. En la figura 12 se puede observar que en los perfiles más orientales se concentran más los depósitos de llanura costera y lagoon interno, mientras que hacia el suroeste hay mayor presencia de facies de lagoon externo y depósitos de bajío. Cabe destacar que Huesa del

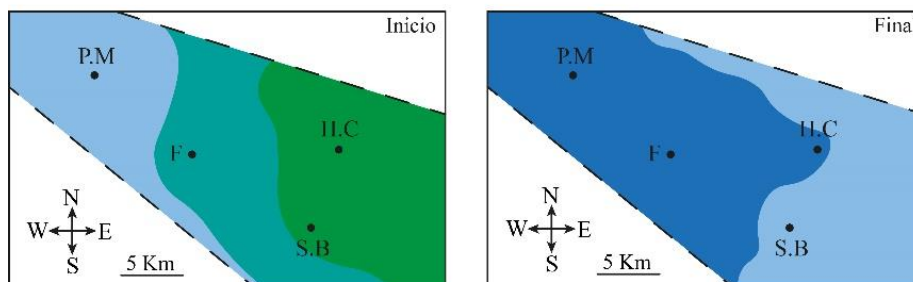
Común, situado al noreste, tiene una mayor proporción de facies proximales respecto a Fonfría, situado al suroeste, donde hay una mayor proporción del registro de facies más distales. Las secuencias del estadio inferior comienzan con la sedimentación de llanuras costeras, y el medio se abre a ambientes submareales como lagoon restringido y lagoon externo, en ocasiones llegando hasta depositarse facies energéticas más abiertas (las mantas de sedimento peloidal). Para el estadio superior, la plataforma se expande notablemente y los depósitos de lagoon externo pasan a ser la facies dominante, hasta que a techo entran las facies energéticas abiertas como los depósitos de bajío, continuando con la transgresión de gran escala.

En las figuras 13 y 14 se representa la situación paleogeográfica de la rampa carbonatada interna tanto al inicio como al final de cada secuencia, excepto en la secuencia 4 que al ser más heterogénea también se ha representado la situación intermedia del ciclo. De modo general, la distribución de facies reconstruidas en las sucesivas etapas representadas por cada secuencia indica que los medios más abiertos se encontraban hacia el suroeste.

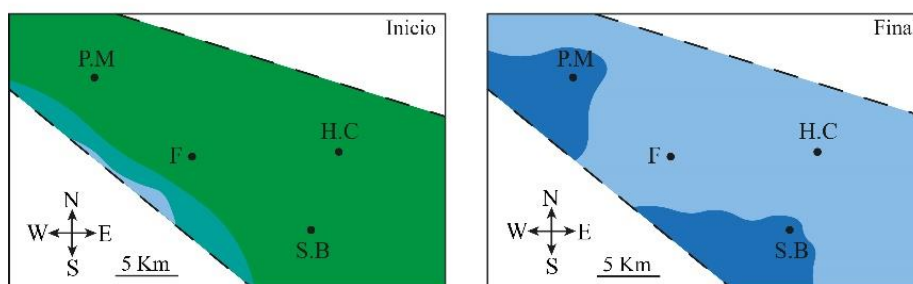
Al inicio de la secuencia 1 la llanura costera domina las zonas orientales (Segura de los Baños y Huesa del Común), mientras que áreas más occidentales (Fonfría y Peña Modorra) están ocupadas por subambientes de lagoon restringido y lagoon externo. Esto sugiere que la rampa estaba abierta hacia el oeste. Para el final de la secuencia la expansión de las facies más abiertas desde el suroeste refleja la transgresión o apertura del medio que caracteriza estas secuencias (Fig. 13.) Las secuencias 2 y 3 tienen una distribución y evolución similar. Al inicio, la llanura costera se extiende por toda zona de estudio, siendo Fonfría el único punto donde se depositaban facies más abiertas. Sin embargo, para el final de los ciclos se vuelve a dar otra expansión marina inundando y depositando facies de lagoon externo y depósitos de mantas de sedimento peloidal. Durante estas secuencias, parece que la rampa estaba abierta más hacia el sur (Fig. 13). Durante la secuencia 4, la rampa estaba también abierta hacia el suroeste. Para la mitad del ciclo hay una transgresión donde se instalan las facies de lagoon y hacia el final, hay una recuperación temporal de condiciones internas en algunas áreas, lo que puede interpretarse como una leve regresión o una pausa en la transgresión (Fig. 12 y 13). Al inicio de la secuencia 5 la llanura costera se situaba hacia el sureste, y las facies abiertas hacia el noroeste, pero al final del ciclo, la llanura costera retrogrado hacia el norte (hacia

Huesa del Común), dejando las facies más abiertas en las áreas más meridionales (Fonfría sobre todo).

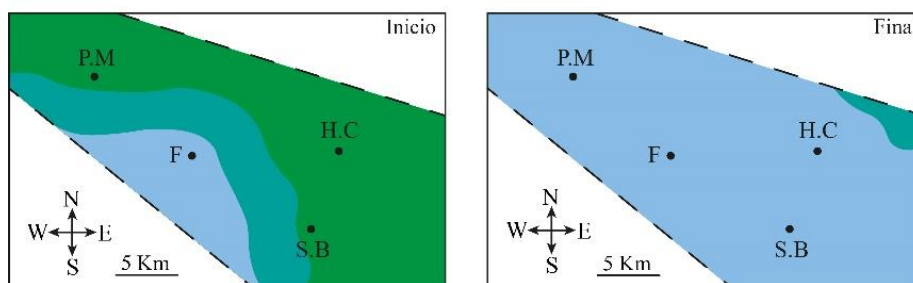
Secuencia 1



Secuencia 2



Secuencia 3



Secuencia 4

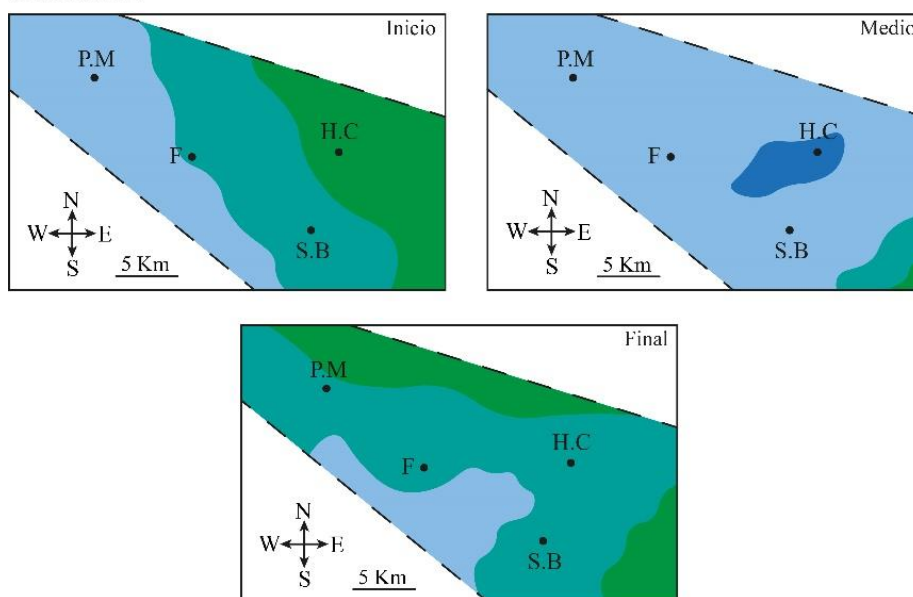
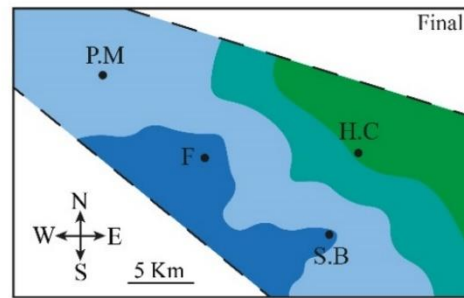
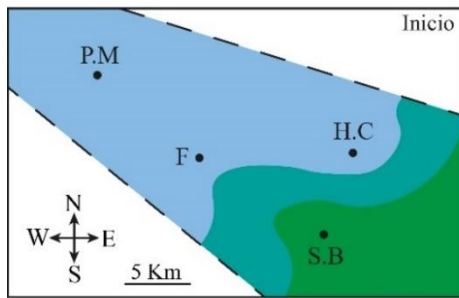
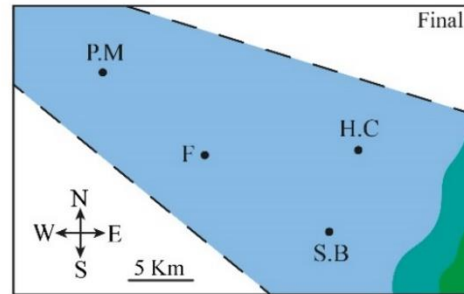
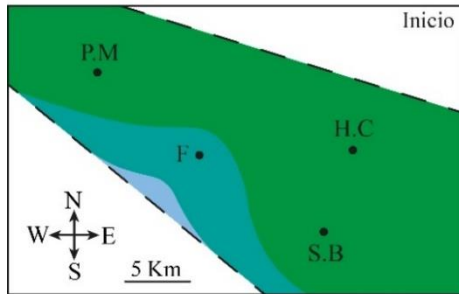


Figura 13. Mapas paleogeográficos de las secuencias 1-4. Se representan tanto la situación inicial como la final de cada ciclo, además de la intermedia en el caso de la secuencia 4.

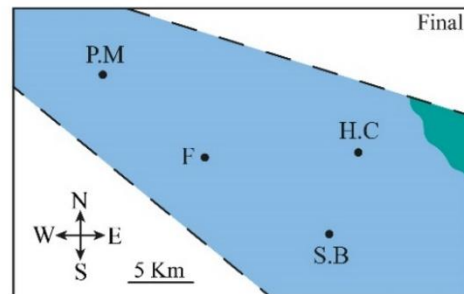
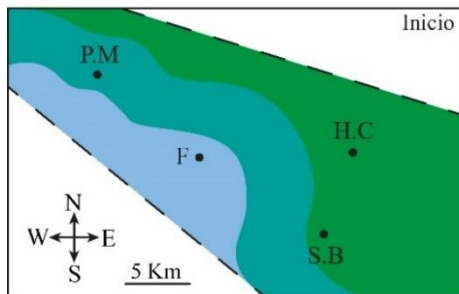
Secuencia 5



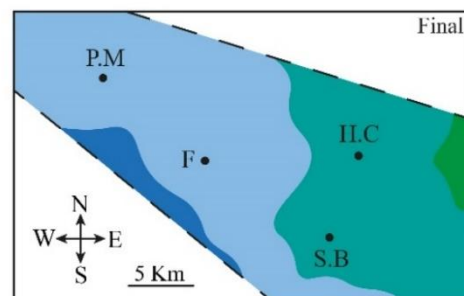
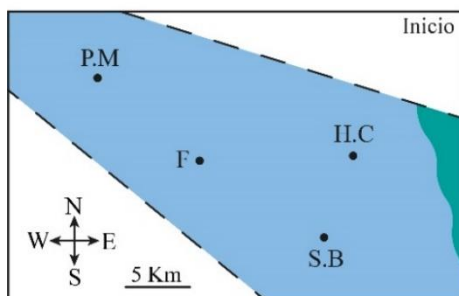
Secuencia 6



Secuencia 7



Secuencia 8



Secuencia 9

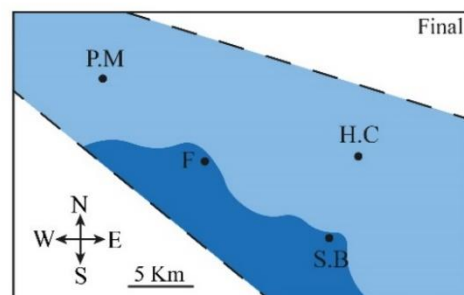
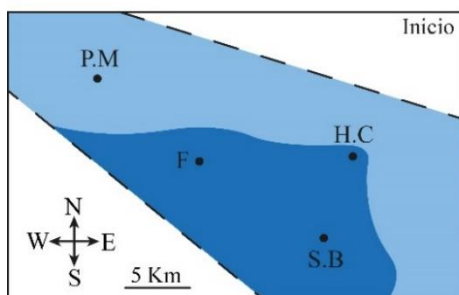


Figura 14. Mapa p Mapas paleogeográficos de las secuencias 5-9. Se representan tanto la situación inicial como la final de cada ciclo, además de la ubicación de los perfiles. Se observa que en general la costa tenía una orientación de NW-SE y la rampa profundizaba hacia el SW.

Las secuencias 6 y 7 muestran como la llanura costera dominaba toda el área de estudio salvo la zona de Fonfría, donde se sedimentaban facies de lagoon, sugiriendo que la rampa estaba abierta hacia el suroeste (Fig. 14). Para el final de estas secuencias, como pasa en la mayoría de las estudiadas, una transgresión marina instala los ambientes de lagoon externo por toda la zona de estudio. Las secuencias 8 y 9 muestran durante toda la secuencia una situación transgresiva donde se depositaban facies de lagoon externo por toda el área, y por el sur se instalan ya las facies energéticas abiertas de bajío (Fig. 12 y 14).

En general, se puede interpretar que la rampa carbonatada del Cenomaniense se abría hacia el suroeste, y que la línea de costa tenía una orientación de unos NW-SE. Esto es coherente con una de las medidas obtenidas con algunas de las crestas medidas en *ripples* simétricos (N130E).

Si se comparan los mapas de la zona de estudio con la paleogeografía general de la Cuenca Ibérica en el Cenomaniense inferior y medio (Fig. 1), se puede observar que los resultados son coherentes con la paleogeografía propuesta en el trabajo de Segura et al. (2004). Para el Cenomaniense inferior, muestran una situación donde la costa tiene una orientación ESE, y entre el Macizo de Ebro y la plataforma interna hay una franja litoral donde se depositaban margas. Esta situación puede coincidir bastante bien con las secuencias del estadio inferior (Fig. 12 y 13), donde los intervalos basales son más margosos e internos, además de la similitud con la orientación de la costa (Segura et al., 2004). Por otro lado, en el Cenomaniense medio se muestra que hay una expansión de la plataforma interna y desaparece el litoral margoso, muy similar a lo que se ve en el estadio superior de la sucesión estudiada (Fig. 12 y 14). Posiblemente, el Cenomaniense superior no esté representado en los perfiles y se encuentre dentro del tramo dolomitizado que no se ha trabajado.

8. Conclusiones

- Las facies carbonatadas de la Fm. Mosqueruela se depositaron en la zona somera de rampa, desde llanuras costeras hasta zonas submareales más abiertas.
- A largo término la unidad muestra predominio de facies de llanura costera en la parte inferior a facies submareales de lagoon externo y bajío en la parte superior., lo que es coherente con la tendencia transgresiva que se da a nivel de cuenca para el final el Cenomaniense (Canerot, 1982).

- La Fm. Mosqueruela está organizada en secuencias profundizantes de orden métrico, cada una de las cuales muestra en la parte inferior el predominio de facies interna con abundantes depósitos de tormenta, y una parte superior de facies más abiertas y de menor energía. Estas secuencias reflejan ciclos de profundización en respuesta a cambios en el nivel del mar de origen climático del orden de duración de los ciclos de Milankovich de larga duración.
- La variación en la biodiversidad de los componentes fósiles sugiere fluctuaciones en la salinidad y la energía del medio. Las facies más internas desarrolladas en la parte inferior de las secuencias muestran mayor estrés ambiental y coinciden con los intervalos más tormentosos, mientras que las facies más abiertas de la parte superior de la secuencia coinciden con condiciones marinas normales y tranquilas, reflejando que el clima no solo influyó en la generación del espacio de acomodación, sino en las condiciones como los aportes fluviales (que aportan terrígenos y pueden variar la salinidad) y la frecuencia de las tormentas.
- La Fm. Mosqueruela muestra dos estadios: uno inferior dominado por facies de llanura costera y facies submareales, y otro superior en el que se da un cambio a una situación de expansión marina donde dominan facies de un lagoon externo y de salinidad normal. Esta evolución es coherente con la progresiva apertura del medio en el contexto transgresivo de largo término, si bien dado que el cambio entre ambos estadios es relativamente brusco, no se puede descartar la influencia de algún evento o cambio neto que propiciara en desarrollo de un lagoon de salinidad marina normal en el segundo estadio, como por ejemplo en las condiciones climáticas (que controlaran por ejemplo la presencia de menores aportes fluviales).
- La orientación NW-SE de la costa que muestran tanto la correlación de los ambientes deposicionales, los mapas paleogeográficos de las secuencias, como la orientación de las crestas de *ripples*, son coherentes con la paleogeografía propuesta por otros autores para ese el Cenomaniense de la Cuenca Ibérica (Segura et al., 2004).
- En conjunto, los afloramientos estudiados proporcionan una visión detallada de la dinámica sedimentaria en el sector noroccidental de Maestrazgo en la Cuenca Ibérica durante el Cenomaniense.

9. Bibliografía

- Aguirre, J. y Riding, R. (2005): Dasycladalean algal biodiversity compared with global variations in temperature and sea level over the past 350 Myr. *Palaios*, 20: 581-588.
- Almunia, A. (1984): Estratigrafía y sedimentología del Cretácico superior carbonatado al Oeste del Maestrazgo. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, 109 p.
- Álvarez-Parra, S., Bueno-Cebollada, C. A., Barrón, E., Pérez-Cano, J., Paredes-Aliaga, M. V., Rubio, C., y Peñalver, E. (2024): Taphonomy and palaeoenvironmental interpretation of a new amber-bearing outcrop from the mid-Cretaceous of the Maestrazgo Basin (E Iberian Peninsula). *Spanish Journal of Palaeontology*, 39(1).
- Bádenas, B., Aurell, M., y Bosence, D. (2010): Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-east Spain). *Sedimentology*, 57: 1021-1048.
- Bádenas, B., y Aurell, M. (2018): Cyclostratigraphy and astrochronology. En: *Stratigraphy & Timescales, Volume 3* (M. Montenari, ed.). Academic Press, Londres, 285-325. <https://doi.org/k9gk>
- Bádenas, B., Aurell, M. y Gasca, J.M. (2018): Facies model of a mixed clastic-carbonate, wave-dominated open-coast tidal flat (Tithonian-Berriasian, north-east Spain). *Sedimentology*, 65: 1631-1666.
- Bosence, D., Procter, E., Aurell, M., Bel Kahla, A., Boudagher-Fadel, M., Casaglia, F., y Rey, J. (2009): A dominant tectonic signal in high-frequency, peritidal carbonate cycles? A regional analysis of Liassic platforms from western Tethys. *Journal of Sedimentary Research*, 79: 389-415.
- Bromley, R. G. (1967): Some observations on burrows of thalassinidean Crustacea in chalk hardgrounds. *Geological Society of London Quarterly Journal*, 123: 157-182.
- Burchette, T.P., Wright, V.P. y Faulkner, T.J. (1990): Oolitic sandbody depositional models and geometries, Mississippian of southwest Britain: implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings. *Sedimentary Geology*, 68: 87-115.
- Burgess, P.M., Wright, V.P., y Emery, D. (2001): Numerical forward modeling of peritidal carbonate parasequence development: implications for outcrop interpretation. *Basin Research*, 13: 1-16.

- Canerot, J. (1974): Recherches géologiques aux confins des chaînes ibérique et catalane (Espagne). ENADIMSA, España.
- Canerot, J. (1982): Ibérica central-Maestrazgo. En: El Cretácico de España (A. García, ed.). Univ. Complutense de Madrid, 273-344.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. y Fan, J.-X. (2013): The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes, 36: 199-204
- Embry, A.F. y Klovan, J.E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19: 730-781.
- Ferreiro Padín, E., Ruiz Fernández de la Lopa, V., y Gabaldón López, V. (1987): Mapa Geológico de la Hoja nº40 (Daroca). Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000 (MAGNA), IGME.
- Ferreiro Padín, E., Gabaldón López, V., Ruiz Fernández de la Lopa, V., Moliner Murgui, E. y Montes Santiago, J. (1991): Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja n.º 478 (Daroca). 2ª edición. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, 239 p.
- Fischer, A.G. (1964): The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. Kansas Geological Survey Bulletin, 169: 107-149.
- Flügel, E., y Munnecke, A. (2010): Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Springer, Berlín, 976 p.
- Frenzel, P., y Boomer, I. (2005): The use of ostracods from marginal marine, brackish waters as bioindicators of modern and Quaternary environmental change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 225: 68-92.
- García, A., Sánchez de la Torre, L., Pujalte, V., García Mondéjar, J., Rosell, J., Robles, S., Alonso, A., Canerot, J., Vilas, L., y Vera, J. A. (1982): El Cretácico de España. Universidad Complutense de Madrid, 680 p.
- García-Penas, A., Bádenas, B., Aurell, M. y Pomar, L. (2024): Sedimentary evolution and distribution of benthic fauna of an Aptian protected bay (Oliete Subbasin, Spain). Sedimentology, 71: 1-30.
- Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García Hidalgo, J.F., y García, A. (2004): Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región

- central y oriental de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17: 249-266.
- Gil, J., García-Hidalgo, J.F., Segura, M., García, A., y Carenas, B. (2006): *Sedimentary Geology*, 191: 191-225.
- Ginsburg, R.N. (1971): Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (abstract). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55: 340.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., y Hardie, L.A. (1987): High-frequency glacio-eustatic sea level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *American Journal of Science*, 287: 853-892.
- IGN (2020). Mapa Topográfico Nacional de España, escala 1:25.000, Hoja n.º 478 Daroca. Instituto Geográfico Nacional, Madrid
- Haq, B.U., Hardenbol, J., y Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. En: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross, y J.C. Wagoner, eds.). *SEPM Special Publication* 42, 71-108.
- Hendrickx, M. E., Brusca, R. C., Cordero, M., y Ramírez, G. (2007): Marine and brackish-water molluscan biodiversity in the Gulf of California, Mexico. *Scientia Marina*, 71: 637-647.
- Holmes, J., Sayer, C.D., Liptrot, E., y Hoare, D.J. (2010): Complex controls on ostracod palaeoecology in a shallow coastal brackish-water lake: implications for palaeosalinity reconstruction. *Freshwater Biology*, 55: 2484-2498.
- Kriwet, J., Nunn, E.V., y Klug, S. (2009): Neoselachians (Chondrichthyes, Elasmobranchii) from the Lower and lower Upper Cretaceous of north-eastern Spain. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 155: 316-347.
- Martín-Chivelet, J., Floquet, M., García-Senz, J., Callapez, P.M., López Mir, B., y Muñoz, J.A. (2019): Late Cretaceous post rift to convergence in Iberia. En: *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (J. Martín-Chivelet, ed.). Springer, Cham, 285-376.
- Osleger, D.A. (1991): Subtidal carbonate cycles: implication for allocyclic versus autocyclic controls. *Geology*, 19: 917-920.

- Pratt, B.R., y James, N.P. (1986): The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, 33: 313-343.
- Pratt, B.R., Raviolo, M.M., y Bordonaro, O.L. (2012): Carbonate platform dominated by peloidal sands: Lower Ordovician La Silla Formation of the eastern Precordillera, San Juan, Argentina. *Sedimentology*, 59: 843-866. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01282.x>
- Reading, H.G. (Ed.) (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 688 p.
- Schlagintweit, F. y Wilmsen, M. (2014): Orbitolinid biostratigraphy of the top Taft Formation (Lower Cretaceous of the Yazd Block, Central Iran). *Cretaceous Research*, 49: 125-133
- Scholle, P.A., y Ulmer-Scholle, D.S. (2003): A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. AAPG Memoir 77, AAPG.
- Segura, M., García Hidalgo, J.F., Carenas, B., Gil, J., y García, A. (2004): Evolución paleogeográfica de la Cuenca Ibérica en el Cretácico Superior. *Geogaceta*, 36: 103-116.
- Strasser, A. (2018): Cyclostratigraphy and astrochronology. En: *Stratigraphy & Timescales, Volume 3* (M. Montenari, ed.). Academic Press, Londres, 151-187. <https://doi.org/k9gn>
- Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H. y Pasquier, J.-B. (1999): Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology*, 128: 201-221.
- Swift, D.J.P. (1975): Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology*, 14: 1-43.
- Torromé, M., Bádenas, B. y Aurell, M. (2022): Sequence stratigraphy of a Kimmeridgian carbonate ramp (NE Spain): Eustatic versus tectonic controls on accommodation. *Sedimentary Geology*, 429: 106071.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.

- Villanueva-Amadoz, U., Sender, L.M., Diez, J.B., Ferrer, J., y Pons, D. (2011): Palynological studies of the boundary marls unit (Albian-Cenomanian) from northeastern Spain. Paleophytogeographical implications. *Geodiversitas*, 33: 137-176.
- Walker, R.G., y James, N.P. (1992): *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Canadá, 454 p.
- Yilmaz, I.O. (1999): Taxonomic and paleogeographic approaches to the dasyclad algae in the Upper Jurassic (Kimmeridgian)-Upper Cretaceous (Cenomanian) peritidal carbonates of the Fele (Yassibel) area (Western Taurides, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 8: 81-101.