



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

1542



Trabajo Fin de Máster en Geología: Técnicas y Aplicaciones

Sedimentología y tectónica sinsedimentaria de la Fm. Artoles en el anticlinal de Miravete (Cordillera Ibérica, Teruel)

Autor: Alfonso Ibáñez Lorient

Directores: Ana R. Soria de Miguel y Carlos L. Liesa Carrera

SEDIMENTOLOGÍA Y TECTÓNICA SINSEDIMENTARIA DE LA FM. ARTOLES EN EL ANTICLINAL DE MIRAVETE (CORDILLERA IBÉRICA, TERUEL)

Trabajo Fin de Máster en Geología: Técnicas y Aplicaciones

Autor: ALFONSO IBÁÑEZ LORIENTE

Septiembre, 2015

**Directores: ANA R. SORIA DE MIGUEL y CARLOS L. LIESA
CARRERA**

**UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
ÁREA DE ESTRATIGRAFÍA**

*La portada muestra el aspecto
de campo de una barra bioclástica
localizada en el perfil de
Masía de la Zoma.*

*Fotografía tomada por
Carlos L. Liesa Carrera
y retocada por
Carlos Vicente Lázaro.*

ÍNDICE

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Planteamiento y objetivos.....	2
1.2. Situación geográfica y geológica del área de estudio.....	2
1.3. Antecedentes de la Fm. Artoles: sedimentología y bioestratigrafía....	5
1.4. Metodología.....	6
2. ESTRATIGRAFÍA.....	8
2.1. Situación y localización de los perfiles.....	9
2.2. Descripción estratigráfica.....	11
2.3. Correlación estratigráfica y actividad extensional.....	15
2.4. Correlación bioestratigráfica.....	19
3. SEDIMENTOLOGÍA.....	22
3.1. Asociación de facies.....	23
- Asociación de facies de lagoon (AF1)	
- Asociación de facies de llanuras supramareales-intermareales (AF2)	
- Asociación de facies de delta de flujo (AF3)	
- Asociación de facies de rampa media proximal (AF4)	
- Asociación de facies de rampa media distal (AF5)	
- Asociación de facies de barras y canales bioclásticos (AF6)	
- Asociación de facies de bioconstrucciones de ostreidos (AF7)	
3.2. Modelo sedimentario.....	39
4. EVOLUCIÓN VERTICAL Y ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA.....	40
4.1. Estadio I: sistema de lagoon mixto.....	41
4.2. Estadio II: sistema de rampa carbonatada.....	43
5. DISCUSIÓN: FACTORES ALOCÍCLICOS.....	47
5.1. Eustatismo.....	48
5.2. Tectónica.....	50
6. CONCLUSIONES.....	52
7. BIBLIOGRAFÍA.....	55

RESUMEN

Este trabajo abarca el estudio sedimentológico y de tectónica sinsedimentaria de la Fm. Artoles en un sector de la subcuenca de Galve (Teruel). Para ello, se ha levantado 5 perfiles estratigráficos entre los municipios de Aliaga y Miravete de la Sierra localizados en ambos flancos del anticlinal de Miravete y se ha elaborado la cartografía geológica del área de estudio.

Los perfiles tienen unos espesores que varían entre 135 y 170 metros y en ellos se reconocen 3 grandes conjuntos litológicos (tramos). El tramo I consiste en una alternancia de margas y calizas. El tramo II está constituido por margas con intercalaciones de niveles arenosos y calcáreos bioclásticos (tempestitas), areniscas con estratificación cruzada *hummocky* y calizas arenosas con estratificación cruzada planar. El tramo III está caracterizado, de nuevo, por una alternancia de margas y calizas. Se han identificado 6 niveles guía con los cuales se han correlacionado estratigráficamente los perfiles estudiados. Usando dicha correlación se ha extrapolado al área de estudio la datación bioestratigráfica de la Fm. Artoles (Barremiense superior) establecida a partir del estudio de carofitas realizado por Martín-Closas (1989) y de las biozonaciones de diferentes autores en la subcuenca de Galve.

El estudio sedimentológico de esta unidad ha permitido diferenciar 7 asociaciones de facies que caracterizan un medio sedimentario de rampa carbonatada afectada por tormentas. La evolución vertical y lateral de estas asociaciones ha permitido distinguir 2 estadios evolutivos para esta unidad. El estadio I, que abarca el tramo I, está caracterizado por subambientes de *lagoon* mixto restringido y muestra una tendencia progradante desde subambientes de *back-barrier* en la parte basal hacia dominios más centrales del *lagoon* en el techo del mismo. El estadio II abarca los tramos II y III y el inicio de este estadio viene marcado por una brusca profundización del medio sedimentario, instalándose subambientes propios de rampa media distal sobre los de *lagoon* del estadio I. Durante este estadio los subambientes de rampa media muestran una evolución retrogradante-progradante, evolucionando a ambientes de rampa media proximal y culminando con la instalación de otro *lagoon* carbonatado bien comunicado con mar abierto.

Los resultados han permitido discutir los factores alocíclicos que pudieron controlar la evolución de la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve y la brusca profundización identificada entre ambos estadios. Para ello, se ha propuesto la influencia del eustatismo y la tectónica sinsedimentaria como factores de control.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento y objetivos

Aparte de los estudios estratigráficos regionales que se han hecho en las unidades del Cretácico inferior de este sector central de la Cordillera Ibérica (Aguilar *et al.*, 1971; Canerot, 1974; Cervera *et al.*, 1976; Ginkel y Mekel, 1976; Canerot *et al.*, 1982; García-Ramos, 1985; Salas, 1987; Salas *et al.*, 1991 y 1995; Salas y Guimerà, 1996; y Soria, 1997), existen muy pocos estudios sedimentológicos detallados que abarquen la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve.

En este trabajo se ha continuado y completado el estudio de la arquitectura estratigráfica, sedimentología y tectónica sinsedimentaria de la Fm. Artoles iniciado en el Trabajo Fin de Grado (Ibáñez, 2014), cuyos resultados principales han sido publicados recientemente (Ibáñez *et al.*, 2015).

Este trabajo tiene como objetivos profundizar en la interpretación del medio de sedimentación y en su evolución temporal. Además, se analizará la influencia de los factores alocíclicos (eustatismo y tectónica) con el fin de conocer cómo modifican la disposición de los subambientes sedimentarios y cómo influyen en la evolución vertical y lateral de la unidad.

Otro de los objetivos que se pretende alcanzar, en un sentido más divulgativo, es contribuir a ampliar la información disponible acerca de esta zona de interés cultural enmarcada dentro del Parque Geológico de Aliaga. Esta zona, a su vez, está englobada en un área reseñada internacionalmente por la Organización de las Naciones Unidas para la Educación (UNESCO) como Parque Cultural o Geoparque del Maestrazgo.

1.2. Situación geográfica y geológica del área de estudio

El área objeto de estudio se sitúa al noreste de la Península Ibérica en la provincia de Teruel, concretamente en la comarca del Maestrazgo, entre los municipios turolenses de Aliaga y Miravete de la Sierra (Figs. 1A y B). Ésta queda comprendida en la hoja nº 543 (Villarlungo) del Mapa Geológico de España del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) a escala 1:50.000 (Gautier, 1980).

Los afloramientos estudiados de la Fm. Artoles quedan enmarcados en su totalidad en el sector noroeste de la subcuenca de Galve (recuadro en fig. 1B). Dicha subcuenca está situada en el sector central de la Cordillera Ibérica y representó un área de sedimentación marginal en la parte oeste de la Cuenca cretácica del Maestrazgo (Salas y Guimerà, 1996; Soria, 1997) (Fig. 1A). La subcuenca de Galve incluye el conjunto de afloramientos cretácicos que se sitúan entre las localidades de Aliaga-Galve y Alcalá de la Selva, extendiéndose hacia el Sur hasta la localidad de Gúdar (Pico de Peñarroyas) y limitada físicamente al suroeste por La Sierra de Moratilla (Anticlinal de Alcalá de la Selva) (Fig. 1B). El límite oriental

está constituido por el Umbral de “Ejulve-Fortanete”, en el que afloran los materiales del Cretácico superior y el límite septentrional coincide con el meridional de la subcuenca de Las Parras, el cual se sitúa aproximadamente en el margen sur de la Cubeta terciaria de Aliaga. En esta subcuenca de sedimentación, el Cretácico inferior se apoya normalmente en discordancia angular sobre los materiales jurásicos de la Fm. Villar del Arzobispo (Soria, 1997).

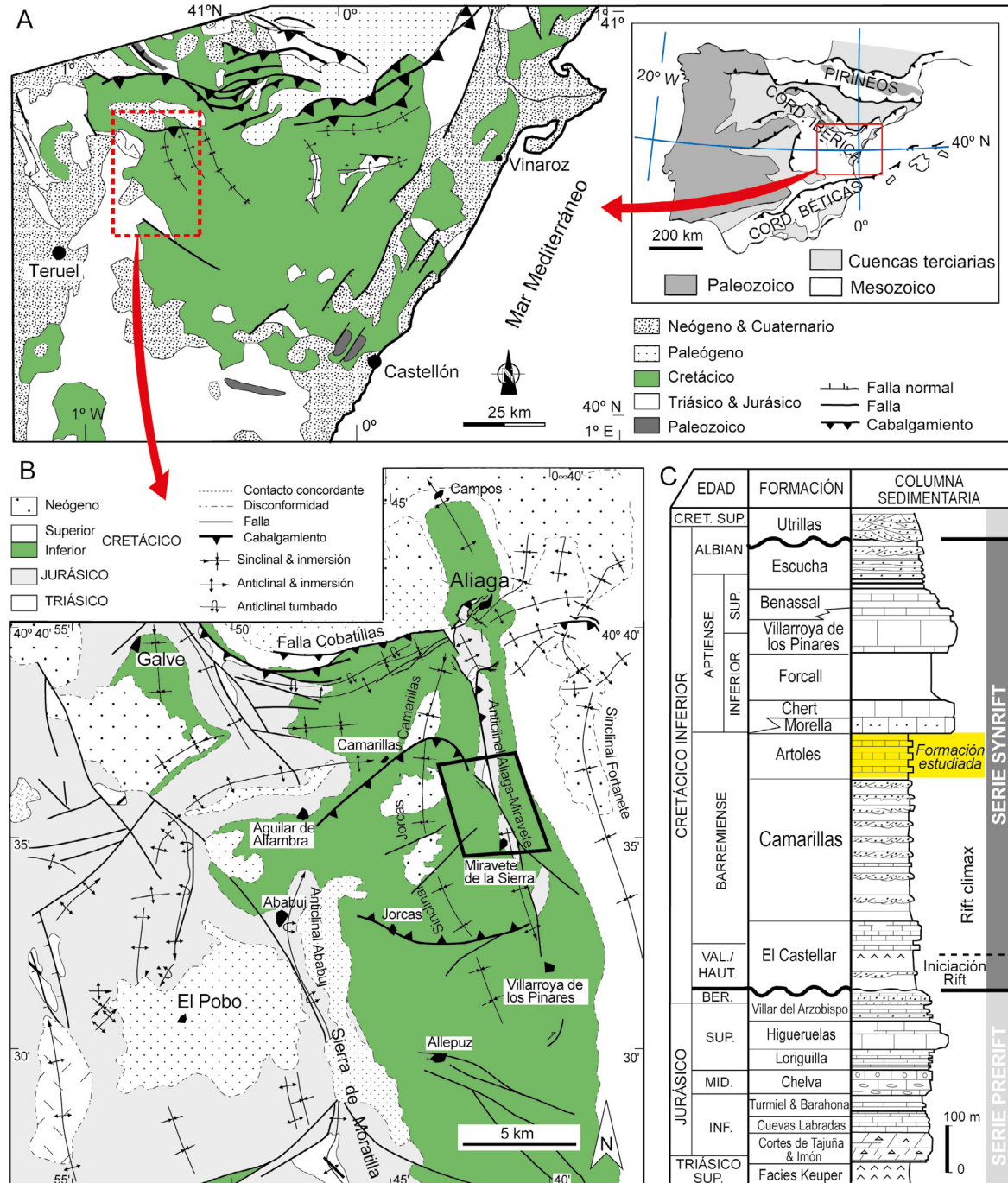


Fig. 1. Situación geográfica y geológica del área de estudio. (A) Esquema geológico del sector oriental de la Cordillera Ibérica y su situación en la Península Ibérica. (B) Mapa geológico de la subcuenca cretácica de Galve (Fig. 1A, rectángulo rojo) y la localización del área de estudio (recuadro). (C) Posición estratigráfica de la Fm. Artoles dentro de la serie sedimentaria de la subcuenca de Galve. Figura modificada de Navarrete et al. (2014).

La sedimentación cretácica *sinrift* en la subcuenca de Galve se produjo durante la segunda etapa de *rifting* mesozoico que abarca desde el Berriasiense superior al Albiense inferior y está constituida por los siguientes materiales (Salas, 1987; Soria, 1997; Salas *et al.*, 2001; Gasca, 2015) (Fig. 1C): (1) una serie aluvial y lacustre (Fm. El Castellar); (2) arcillas rojas y areniscas (Fm. Camarillas), interpretadas como un sistema de estuario, que evoluciona a un sistema de islas barrera - *lagoon* (Navarrete *et al.*, 2013); (3) margas y calizas (Fm. Artoles) ricas en algas calcáreas, ostrácodos y moluscos, interpretados como depósitos de una rampa carbonatada afectada por tormentas (Ibáñez, 2014; Ibáñez *et al.*, 2015); (4) una serie de plataformas siliciclásticas y/o carbonatadas (Fms. Morella, Chert, Forcall, Villarroya de los Pinares y Benasal) que caracterizan la sedimentación durante el Aptiense (Peropadre, 2012); y (5) series transicionales siliciclásticas con capas de carbón (Fm. Escucha) (Simón *et al.*, 1998; Rodríguez-López, 2008). Esta segunda etapa de *rifting* mesozoico es consecuencia de la apertura del Atlántico Central (Fig. 2A).

La estructura extensional de la subcuenca cretácica de Galve viene definida por el desarrollo de un *graben* de dirección NNO-SSE (Fig. 2B) constituido por fallas normales de la misma dirección, nombradas como la Falla de Miravete, al este, y la Falla de Alpeñés-Ababuj, al oeste (Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2006), configurando una geometría alargada para la subcuenca en esta orientación. Este *graben* principal estuvo compartimentado por un conjunto de fallas normales lítricas de direcciones ENE-OSO (Fallas de Campos, Santa Bárbara, Aliaga, Remenderuelas, Camarillas y Jorcas) generando un sistema menor transverso de *grabens* y *semi-grabens* (Fig. 2C).

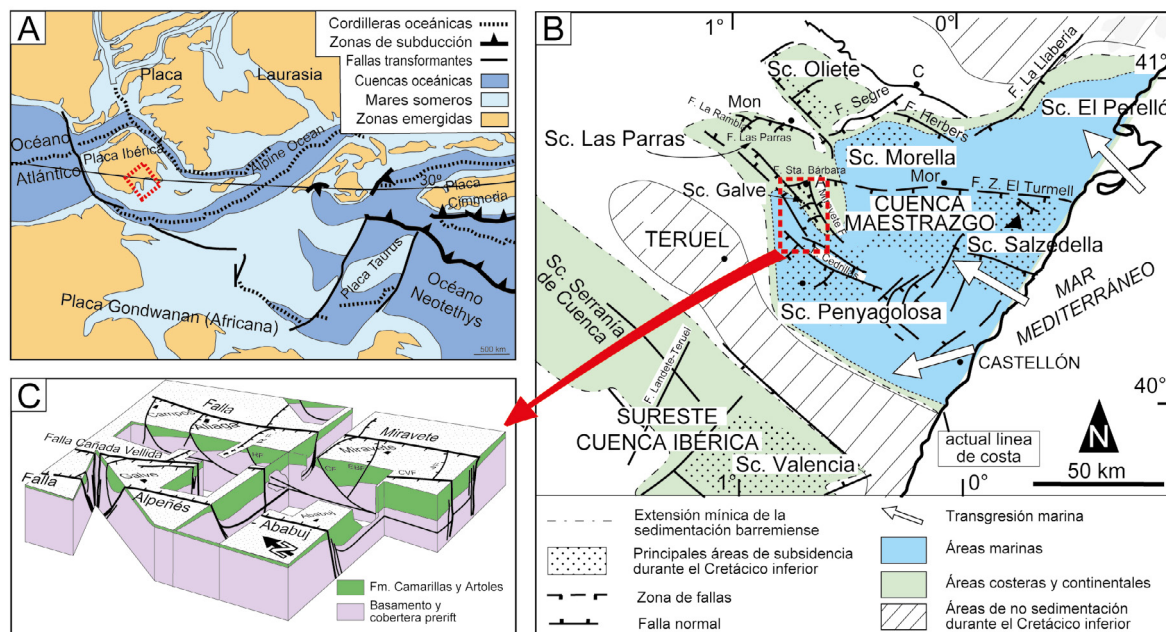


Fig. 2. Paleogeografía y estructura extensional de la subcuenca de Galve. (A) Reconstrucción paleogeográfica del sector occidental del Mar del Tethys mostrando la localización de la Cuenca del Maestrazgo al este de Iberia (rectángulo rojo) (Modificado de Blackley, 2014; http://cpgeosystems.com/125_Cret_EurMap_sm.jpg). (B) Paleogeografía general de la Cuenca del Maestrazgo y las principales estructuras extensionales que diferencian las distintas subcuencas (basado en Capote *et al.*, 2002). (C) Bloque diagrama del modelo tectónico de la subcuenca de Galve durante el Cretácico inferior (modificado de Liesa *et al.*, 2006). Figura modificada de Navarrete *et al.* (2014).

Posteriormente, durante la Orogenia Alpina se produjo la reactivación, con inversión parcial o total, de las fallas normales mesozoicas, y la nucleación de pliegues y cabalgamientos afectando a la serie mesozoica y paleógena-neógena, que muestran también esas dos direcciones preferentes NNO-SSE y ENE-OSO (Soria, 1997; Simón *et al.*, 1998; Liesa *et al.*, 2004).

1.3. Antecedentes de la Fm. Artoles: sedimentología y bioestratigrafía

La Fm. Artoles fue inicialmente denominada en la cuenca de Rubielos (que englobaría las Cubetas de Aliaga y Peñagolosa) por Canerot *et al.* (1982) como la Fm. Ares del Maestre, dentro del Grupo Aliaga. Pocos años después, García-Ramos (1985) la interpreta como una llanura mareal fangosa y mixta surcada por canales de marea, que evoluciona a medios de *lagoon* y plataforma interna. Salas (1987), para el conjunto de la Cuenca del Maestrazgo, redefine la unidad como Fm. Margas y Calizas de Artoles, interpretándola como carbonatos marinos de aguas someras. Soria (1997) establece para la Fm. Artoles en el margen occidental de la Cuenca del Maestrazgo una plataforma tipo *lagoon* de zonas interiores protegidas. Más recientemente, Domínguez (2014), Ibáñez (2014) e Ibáñez *et al.* (2015) interpretan esta unidad en la subcuenca de Galve como un medio de rampa carbonatada afectada por tormentas.

García-Ramos (1985) clasificó en esta unidad una serie de foraminíferos bentónicos (*Orbitolinopsis kiliani*, *Choffatella decipiens*, *Sabaudia minuta*, *Nautiloculina cretacea*, *Everticyclammina greigi*, *Pseudocyclammina hedbergi*, *Debarina hahounerensis*), algas (*Dasycladaceas*, *Cylindroporella annulata*, *S. dinarica*, *Heteroporella cylindrica* y *Munieria baconica*) y ostrácodos marinos (*Cytherella pyriformis*, *Macrocypris horatiana* y *Centrocythere bordety*). Por la presencia e interpretación de esta asociación fósil asignó a esta unidad una edad de Barremiense superior. Diversos autores (Martín-Closas, 1989; Riveline *et al.*, 1996; Martín-Closas y Salas, 1998) asignan a esta unidad una edad Barremiense superior - Aptiense basal debido a la identificación de la biozona de carofitas de *Cruciata-Paucibracteatus* junto con la presencia de grupos de foraminíferos bentónicos como *Palorbitolina lenticularis lenticularis*. La datación de esta unidad a partir de carofitas se discutirá en el apartado 2.4.

1.4. Metodología

Para la realización de este trabajo se ha seguido una metodología clásica que incluye las siguientes tareas:

Trabajos iniciales

Recopilación y consulta de bibliografía relacionada con el tema de estudio, así como información y material de referencia para la investigación (mapas, ortoimágenes, etc.). Trabajos que se han continuado en paralelo a la realización del trabajo.

Trabajos de campo

Los trabajos de campo incluyen la revisión y realización de cartografías geológicas del área de estudio y el levantamiento detallado, capa a capa, de 5 columnas estratigráficas de la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve.

En la revisión cartográfica se ha utilizado las ortoimágenes 2-2 y 2-3 del vuelo de 2009 del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) a escala 1:5.000 del Sistema de Información Territorial de Aragón (SITAR) correspondientes a la hoja MAGNA nº 543 (Villarluengo). Asimismo, se ha realizado una cartografía geológica sobre dichas ortoimágenes (Fig. 3), que ha sido utilizada para analizar e identificar las estructuras tectónicas presentes y cuáles de ellas han actuado durante el depósito de la Fm. Artoles.

Los perfiles estratigráficos se han realizado diferenciando tramos de campo atendiendo a criterios sedimentológicos (variaciones litológicas y de facies, cambios texturales, etc.), donde las medidas de potencia se han realizado con cinta métrica y vara de Jacob. En el campo se hicieron observaciones de carácter tanto litológico como sedimentológico (características de las facies y asociaciones de facies, geometrías de los cuerpos, texturas y estructuras), y la toma de fotografías, tanto a pie de afloramiento como desde el aire usando un *drone* fotográfico. Se ha medido la orientación de diversas estructuras sedimentarias, centrándonos básicamente en medidas de dirección y buzamiento de planos de estratificación cruzada y planar, así como direcciones de crestas en trenes de *ripples*. Estas medidas se han representado en proyección estereográfica junto con la dirección y buzamiento de los planos de estratificación que las contiene, con el fin de obtener la dirección y sentido de las paleocorrientes que las generaron. Simultáneamente al levantamiento de perfiles se ha realizado el muestreo de los materiales bajo criterios sedimentológicos. Se han tomado muestras de calizas para hacer secciones pulidas y láminas delgadas y, también, de margas para levigados (su localización está indicada en las columnas estratigráficas de la fig. 6).

Trabajos de laboratorio

En los trabajos de laboratorio se han analizado las muestras de calizas y margas tomadas en el campo.

Con las muestras de calizas se hicieron secciones pulidas para analizar su textura mediante la lupa binocular. Se han estudiado un total de 92 secciones pulidas que fueron elaboradas en régimen de autoservicio. De entre todas ellas se seleccionaron 31 representativas de las diferentes facies para realizar láminas delgadas. Las láminas fueron preparadas en el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de la Universidad de Zaragoza (SAI), y fueron estudiadas con el microscopio petrográfico de luz transmitida. El estudio de láminas delgadas ha permitido efectuar precisiones texturales e identificar la presencia de determinados grupos microfósiles y de granos no esqueléticos. Para la clasificación textural de las muestras carbonatadas se ha seguido los criterios de terminología establecidos por

Dunham (1962) y Embry y Klován (1971).

Las muestras de margas se han tratado por medio de técnicas de levigados. Se han estudiado un total 21 muestras, las cuales se prepararon en el laboratorio de Estratigrafía del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. A partir de dichos levigados se procedió a la separación e identificación de su contenido micropaleontológico (carofitas, ostrácodos, foraminíferos, etc.).

Trabajos de gabinete

En gabinete se ha realizado el tratamiento de los datos obtenidos en los trabajos de campo y laboratorio, junto con la preparación e interpretación de los resultados, culminando con la redacción de esta memoria.

Entre las tareas realizadas se incluyen:

1. Representación en detalle de las columnas estratigráficas estudiadas de la Fm. Artoles.
2. Descripción de las características estratigráficas de una columna sintética de la Fm. Artoles en el área estudiada.
3. Estudio cartográfico de la zona de trabajo a partir de la interpretación de ortoimágenes y representación de mapas cartográficos y datos estructurales.
4. Realización de la correlación estratigráfica de los perfiles a partir de la identificación de niveles guía reconocidos en el campo y/o en las ortoimágenes.
5. Revisión de la datación bioestratigráfica de la Fm. Artoles a partir de los datos de carofitas de Martín-Closas (1989) y trabajos posteriores.
6. Estudio y determinación de las diferentes facies y sus asociaciones.
7. Interpretación del medio sedimentario, reconstrucción paleogeográfica y evolución sedimentaria de la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve.
8. Análisis del papel jugado por la tectónica y el eustatismo en la evolución sedimentaria de la formación.

En la fase de redacción de la memoria, la cual contiene la síntesis de los datos obtenidos y las interpretaciones realizadas acerca de la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve, se usó el procesador de textos *Word* 2010. La elaboración y representación de figuras y gráficos se realizó mediante el programa *Adobe Illustrator* CS5.1.

CAPÍTULO 2: ESTRATIGRAFÍA

CAPÍTULO 2: ESTRATIGRAFÍA

En este capítulo se presenta la situación y localización de los cinco perfiles estratigráficos estudiados junto con la descripción de las características estratigráficas de la columna sintética de la Fm. Artoles. Además, se correlacionarán estratigráficamente dichos perfiles y se realizará una revisión de la datación bioestratigráfica de la unidad.

2.1. Situación y localización de los perfiles

Los 5 perfiles estudiados se sitúan entre las localidades de Aliaga y Miravete de la Sierra, en la provincia de Teruel (Tabla 1 y fig. 3). Todos ellos abarcan la totalidad de la Fm. Artoles y sus espesores varían entre 135 y 170 m.

Nombre del perfil	Coordenadas		Espesor (m)
	Base	Techo	
Flanco oeste del anticlinal de Aliaga-Miravete			
Masía de los Clérigos (MC)	X: 693.594,42 Y: 4.497.413,34	X: 693.369.40 Y: 4.497.475,39	158
Corral de los Clérigos (CC)	X: 693.815,27 Y: 4.496.774,70	X: 693.488,67 Y: 4.496.856,44	170
Pueblo Miravete (PM)	X: 694.687,85 Y: 4.494.660,10	X: 694.563,92 Y: 4.494.697,17	164
Flanco este del anticlinal de Aliaga-Miravete			
Masía de la Zoma (MZ)	X: 695.338,72 Y: 4.496.873,75	X: 695.489,69 Y: 4.496.898,70	135
Barranco del Hocino (BH)	X: 695.549,66 Y: 4.496.330,97	X: 695.725,10 Y: 4.496.376,07	145

Tabla 1. Nombre y localización de los perfiles estudiados (Coordenadas UTM ETRS89 Huso 30 de base y techo).

Los perfiles se sitúan en ambos flancos del anticlinal de Miravete, donde los estratos presentan fuertes buzamientos ($>65^\circ$), y en distintas posiciones en relación a las dos familias de fallas principales presentes en la subcuenca (Fig. 3).

Longitudinalmente a la subcuenca, la falla normal invertida de Miravete de dirección NNO-SSE, interpretada como una falla de transferencia (Soria, 1997; Simón *et al.*, 1998; Liesa *et al.*, 2004), se encuentra separando ambos flancos del anticlinal y originó zonas más subsidentes hacia el Oeste (bloque hundido) que hacia el Este (bloque levantado). Debido a esto, las formaciones *sinrift* presentes en la subcuenca poseen mayores espesores en el flanco oeste del anticlinal que en el flanco este. Transversalmente a la misma, los perfiles

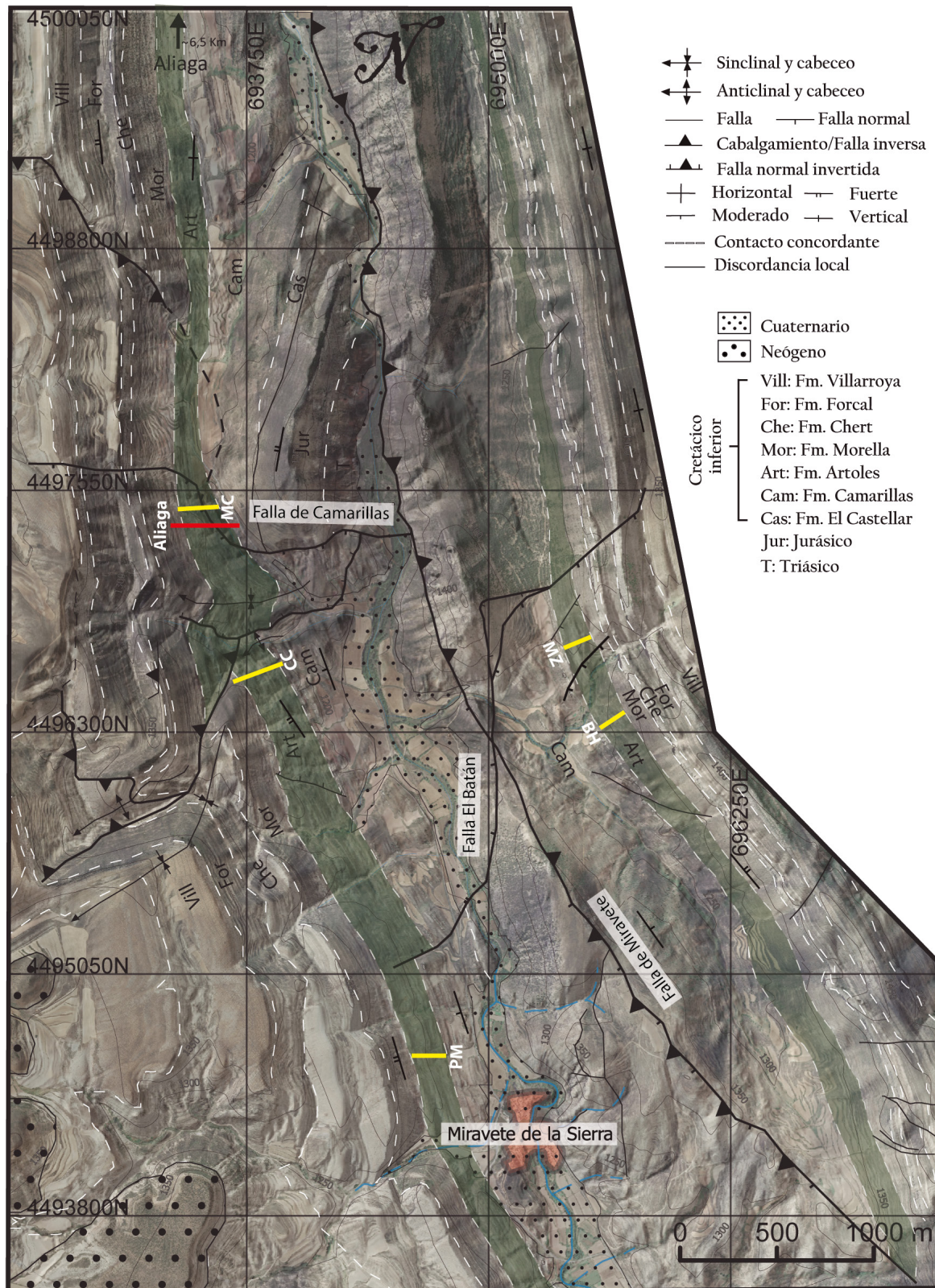


Fig. 3. Cartografía geológica del área de estudio realizada sobre ortoimagen y localización de los perfiles estudiados en este trabajo (PM, perfil Pueblo Miravete; CC, perfil Corral de los Clérigos; MC, perfil Masía de los Clérigos; BH, perfil Barranco del Hocino; MZ, perfil Masía de la Zoma) y el perfil Aliaga de Martín-Closas (1989).

se encuentran separados entre sí por la familia de fallas de dirección ENE-OSO. En este sentido, en el flanco oeste se podría destacar la Falla El Batán, donde el perfil Pueblo de

Miravete se situaría en su bloque levantado, que, a su vez, supondría el bloque hundido de la Falla de Jorcas localizada más hacia el Sur del área de estudio. También destacar en este flanco el *graben* definido por las fallas El Batán y Camarillas en cuyo interior se localiza el perfil Corral de los Clérigos. Por último, el perfil de Masía de los Clérigos se situaría muy próximo a la falla de Camarillas, siendo afectado por fallas secundarias del bloque superior que se nuclean en la principal. Del mismo modo, los perfiles del flanco este se encuentran levantados en relación a esta familia de fallas, siendo el perfil de la Masía de la Zoma el que se sitúa en el bloque inferior de una falla menor y el perfil del Barranco del Hocino en el bloque superior, de ahí el ligero aumento en el espesor del segundo. La localización estratégica de los perfiles pretende ayudar a extraer información acerca de la actividad e influencia de cada una de estas estructuras, tanto individual como colectivamente, en la evolución vertical y lateral de la Fm. Artoles en el área de estudio.

2.2. Descripción estratigráfica

Las series estudiadas de la Fm. Artoles en el sector de Aliaga-Miravete presentan 3 grandes conjuntos litológicos o tramos bien diferenciados de mayor orden (Fig. 4). Para simplificar la descripción estratigráfica, se ha elaborado una columna sintética que refleja las características generales de cada uno de estos conjuntos litológicos (Fig. 5). Junto a su explicación se describirán también las variaciones laterales más significativas observadas, las cuales se muestran representadas en la figura 6.

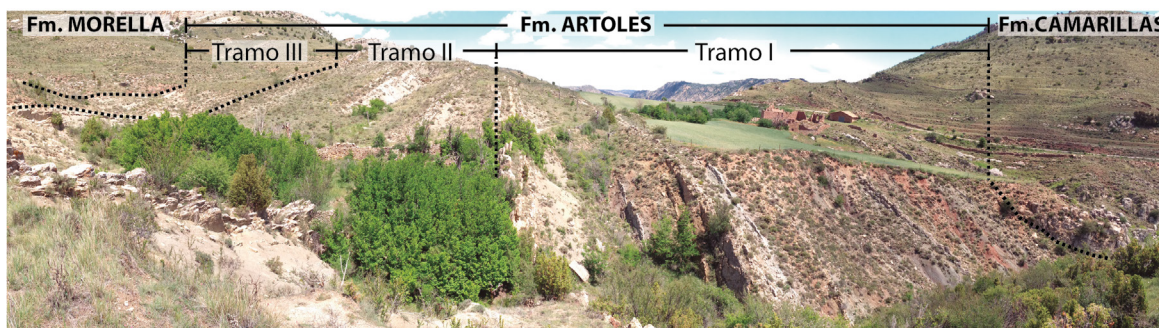
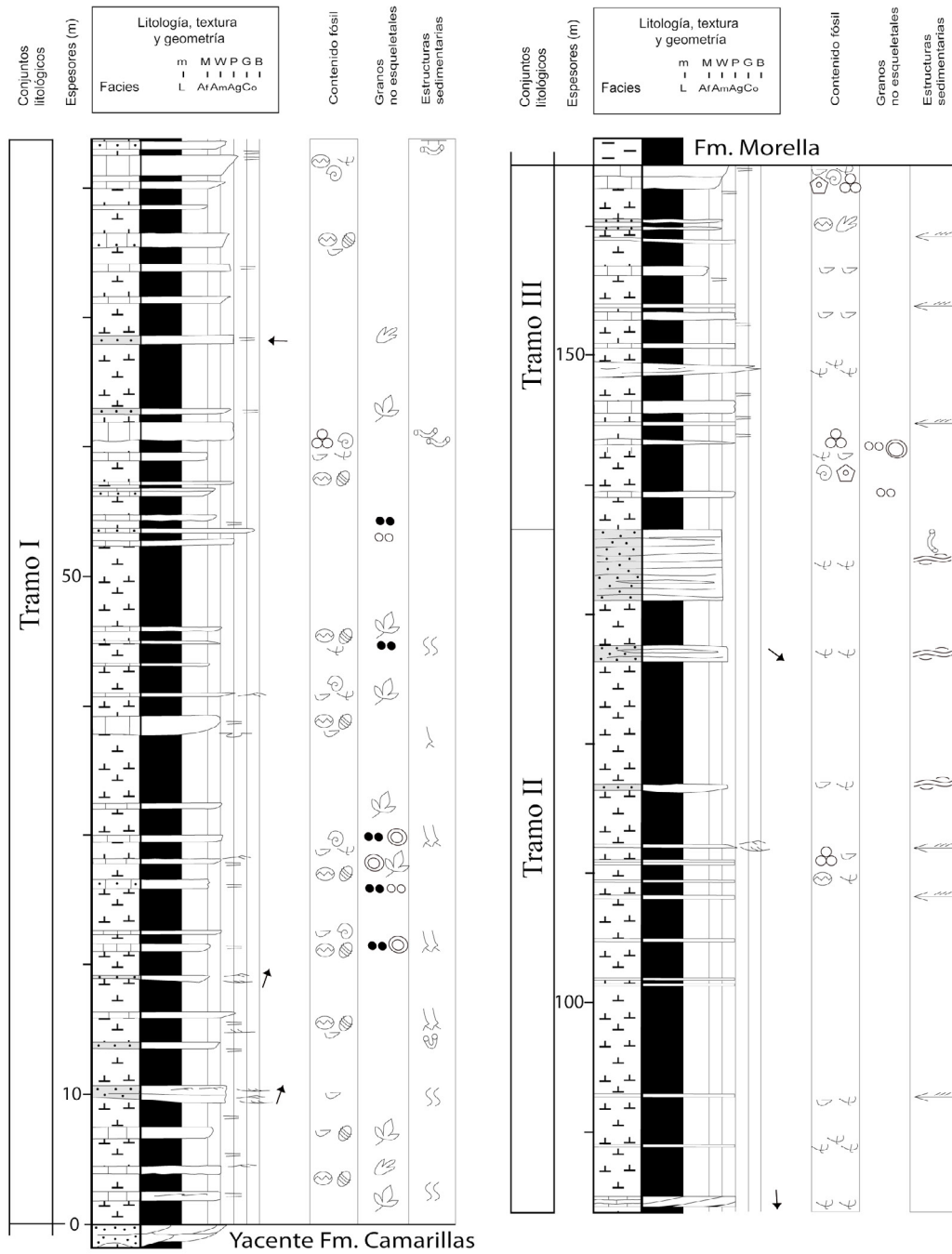


Fig. 4. Panorámica del perfil Masía de los Clérigos donde se pueden ver los tres tramos principales en los cuales se ha dividido la Fm. Artoles.

Tramo I: 59 a 86 m de alternancia de margas grises azuladas y calizas ocreas, con intercalaciones de lutitas rojas y versicolores, areniscas pardas y ocreas y calizas bioclásticas grises.

Las margas masivas y, ocasionalmente laminadas, afloran en niveles de geometría tabular y potencia decimétrica a métrica. Contienen ostrácodos y carofitas, junto con ocasionales bivalvos, restos óseos de vertebrados y restos vegetales.

Las calizas masivas, ocasionalmente nodulosas, son de textura *mudstone* a *wackestone*. Se disponen en estratos de geometría tabular y de potencia decimétrica. Generalmente, muestran aspecto más arenoso en los perfiles del flanco este que en el del oeste, donde su



LEYENDA			
Litología		Estructuras sedimentarias	
	Marga		Trazas verticales indet.
	Caliza		Bioturbación por raíces
	Arenisca		Traza de <i>Thalassinoides</i>
	Caliza arenosa		Traza de <i>Arenicolites/Diplocraterion</i>
Textura			Traza de <i>Skolithos</i>
m: marga			Huellas de dinosaurio
M: Mudstone			Estrat. cruzada de bajo ángulo
W: Wackestone			Estrat. cruzada planar
Contenido fósil			Estrat. cruzada en surco
P: Packstone			Estrat. cruzada hummocky
G: Grainstone			Laminación paralela
B: Boundstone			
L: Lutita			
Af: Arenisca de grano fino			
Am: Arenisca de grano medio			
Ac: Arenisca de grano grueso			
Co: Conglomerado			
Contenido fósil			
	Bivalvos		
	Ostreoides		
	Carofitas		
	Gasterópodos		
Granos no esqueléticos			
	Intraclastos		
	Extraclastos		
	Ooides		
	Ostrácodos		
	Braquiópodos		
	Dientes de pez		
	Foraminíferos bentónicos		
	Corales		
	Equinodermos		
	Restos de vertebrados		
	Restos carbonosos		
	Restos de troncos		
Estructuras sedimentarias			
			Laminación cruzada
			Ripples asimétricos
			Tempestitas
			Scour
			Paleocorriente
			Muestras

Fig. 5. Perfil sintético de la Fm. Artoles en el área estudiada, diferenciando los diferentes tramos estratigráficos. Se incluye la leyenda usada en este trabajo.

presencia se limita a la parte inferior del tramo. Contienen ostrácodos, carofitas y restos de bivalvos y, ocasionalmente, hay presencia de gasterópodos. Hacia techo del tramo, abundan sobre todo los ostreidos. En menor proporción, hacia la base se reconocen restos carbonosos vegetales, ooides, intra- y extraclastos. Muestran bioturbación por raíces hacia la base del tramo, así como pistas fósiles de hábito horizontal de tipo *Thalassinoides* de escala centimétrica a decimétrica hacia techo del mismo y huellas de dinosaurios en la base de algunos cuerpos. En el perfil Masía de la Zoma muestran un aspecto arenoso lajeado debido a la presencia interna de abundantes superficies de *ripples* asimétricos y a la orientación preferente de los bioclastos que contienen, bivalvos y ostreidos fundamentalmente.

Las lutitas, frecuentemente masivas y ocasionalmente laminadas, se disponen en cuerpos tabulares de espesores métricos que preferentemente se localizan hacia la base del tramo. Ocasionalmente, muestran restos óseos de vertebrados y restos de vegetales.

Las areniscas, de grano fino a grueso, se presentan en estratos de geometría tabular de potencia decimétrica a métrica, con ocasionales bases erosivas. Internamente presentan estratificación cruzada en surco, *ripples* asimétricos y, ocasionalmente, laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. Contienen, esporádicamente, restos vegetales carbonosos y bivalvos retrabajados. Ocasionalmente, muestran bioturbaciones de hábito vertical tipo *Skolithos*. Las direcciones y sentidos dominantes de las paleocorrientes medidas a partir de las crestas de los *ripples* varían de NE, en los perfiles situados en el flanco oeste, a O en los perfiles del flanco este.

Las calizas bioclásticas muestran texturas *packstone* y se disponen en cuerpos de geometría tabular, ocasionalmente lenticulares, de espesores decimétricos. Pueden presentar estratificación cruzada planar y *ripples* asimétricos. Su contenido bioclástico principal son ostreidos y bivalvos, y en menor proporción carofitas y ostrácodos. De manera muy ocasional se reconocen restos de equinodermos, foraminíferos bentónicos, restos vegetales carbonosos, gasterópodos, braquiópodos e intra- y extraclastos. Algunos cuerpos muestran bioturbaciones de hábito horizontal tipo *Thalassinoides* de pequeña (1 a 5 cm) y gran escala (10 a 20 cm) y moldes de las huellas de pisadas de dinosaurio. La dirección y sentido de la paleocorriente obtenida a partir de las crestas de *ripples* es hacia el E.

Tramo II: 45 a 62 m de margas ocre y grises con intercalaciones de calizas y areniscas ocre, areniscas pardas, calizas bioclásticas grises y, ocasionalmente, bioconstrucciones de ostreidos.

Las margas, masivas y/o laminadas, afloran en niveles de geometría tabular y potencia decimétrica a métrica. Contienen ostrácodos, foraminíferos bentónicos y dientes de peces.

Las calizas ocreas muestran texturas *packstone*, ocasionalmente arenosas, y sus cuerpos muestran geometrías tabulares de potencia centimétrica y, ocasionalmente, bases y techos ondulados. Contienen abundantes bivalvos y ostreidos, la mayoría de los cuales suelen encontrarse preferentemente orientados paralelos a la estratificación. Muestran con frecuencia laminación paralela. En los perfiles Corral de los Clérigos, Masía de los Clérigos y Barranco del Hocino se desarrollan cuerpos, algo arenosos, de espesor métrico que internamente muestran estratificación cruzada planar de gran escala. Estos cuerpos tienen *sets* de *packstone* de ostreidos donde los estratos que los forman, de espesor medio de 0,15 m, se disponen de manera tangencial a la base.

Las areniscas ocreas, de grano medio, se presentan en estratos tabulares de potencia centimétrica. Presentan laminación cruzada y *ripples* asimétricos. Contienen abundantes bivalvos y ocasionalmente, ostrácodos, foraminíferos bentónicos e intraclastos. El sentido de la paleocorriente obtenida a partir de las crestas de los *ripples* es hacia el SE.

Las areniscas pardas, de grano medio-grosso, constituyen cuerpos tabulares de bases planas y techos ondulados de potencias decimétricas a métricas con estratificación cruzada *hummocky* (HCS). Contienen hacia techo ostreidos retrabajados y bioturbación vertical de invertebrados. En el perfil Masía de los Clérigos aparecen cuerpos tabulares, de base cóncava y techo plano, limitada extensión lateral y potencia métrica, que internamente muestran estratificación cruzada planar con una dirección general de la paleocorriente hacia el SE.

Las bioconstrucciones de ostreidos tienen textura *bafflestone* y se disponen en cuerpos de geometría lenticular de base plana o cóncava y techo convexo. Los bioclastos no muestran evidencias de importantes retrabajamientos. Los cuerpos bioconstruidos se localizan embebidos dentro de la matriz margosa y no presentan una importante cementación.

Tramo III: 26 a 34 m de alternancia de margas grises y calizas ocreas con intercalaciones ocasionales de calizas grises, areniscas pardas y bioconstrucciones de ostreidos.

Las margas, masivas, afloran en niveles de geometría tabular y potencia de decimétrica a métrica y, ocasionalmente, presentan laminación paralela hacia techo del tramo.

Las calizas ocreas y grises corresponden a *wackestone* a *packstone* y se disponen en estratos de geometrías tabulares y lenticulares de potencia decimétrica. Contienen ostreidos, bivalvos, foraminíferos bentónicos (p.ej. miliólidos y choffatelas) y equinodermos. Ocasionalmente, se identifican gasterópodos, restos de corales, ooides e intraclastos. Hay presencia de bioturbación por raíces y pistas fósiles de hábito horizontal de tipo *Thalassinoides* y, ocasionalmente, de hábito vertical tipo *Arenicolites*. En los perfiles Pueblo de Miravete y Masía de los Clérigos, estas calizas muestran un aspecto arenoso y muy lajeado debido a la presencia interna de abundantes superficies de trenes de *ripples*

asimétricos y destaca la presencia de ostreidos y bivalvos dispuestos con una orientación preferente según dicha laminación. Hacia el techo del perfil Pueblo de Miravete y en ambos del flanco este, estas calizas muestran colores pardos amarillentos junto con una intensa bioturbación por raíces y ocasionales moldes de huellas de dinosaurio.

Las areniscas pardas son de grano medio, se disponen en cuerpos de espesores centimétricos con geometría tabular, ocasionalmente con bases y techos ondulados. Contienen abundantes ostreidos. En el perfil Corral de los Clérigos la dirección y el sentido de la paleocorriente medida a partir de las crestas de los *ripples* asimétricos es hacia el S.

Las bioconstrucciones de ostreidos, de textura *bafflestone*, se disponen en cuerpos de geometría lenticular y potencia decimétrica, donde los bioclastos aparecen embebidos dentro de una matriz micrítica y muestran evidencias de poca reelaboración.

2.3. Correlación estratigráfica y actividad extensional

Una vez localizados y levantados los perfiles se procedió a la correlación estratigráfica de los mismos (Fig. 6). Para ello, se utilizaron niveles guías (NG) que representan líneas de capa reconocibles en campo y/o fotogeológicamente en el área de estudio. En la correlación también se incluyen en su posición las principales fallas normales sinsedimentarias reconocidas en la zona (fallas de Aliaga-Miravete, Camarillas y El Batán).

En total se han identificado y correlacionado 6 niveles guías, numerados de base a techo del 0 al 5 (Fig. 6).

El NG0 supone una superficie cartografiable reconocida en toda la subcuenca de Galve y representa el techo del último depósito arenoso del sistema de islas barrera definido por Navarrete *et al.* (2013) para la Fm. Camarillas y, a su vez, la base de los perfiles levantados en este trabajo.

El NG1 consiste en un nivel calcáreo arenoso únicamente correlacionable en dos de los perfiles del flanco oeste (perfiles Corral y Masía de los Clérigos), de complicada unión con los otros perfiles por la falta de continuidad de buenos afloramientos de la formación.

El NG2 consiste en un nivel calcáreo caracterizado por una intensa bioturbación de hábito horizontal de tipo *Thalassinoides* de escala decimétrica a la base del mismo, que ha sido reconocido en todos los perfiles estudiados (Figs. 7A y B).

El NG3 supone una superficie que marca un límite litológico neto, separando una serie inferior más carbonatadas (tramo I) y una serie superior eminentemente margosa (tramo II), la cual presenta frecuentes superficies de oxidación (Fig. 7 C). Este nivel es fácilmente cartografiable en toda el área de estudio.

El NG4 representa un cambio litológico neto entre un paquete de calizas arenosas de potencia

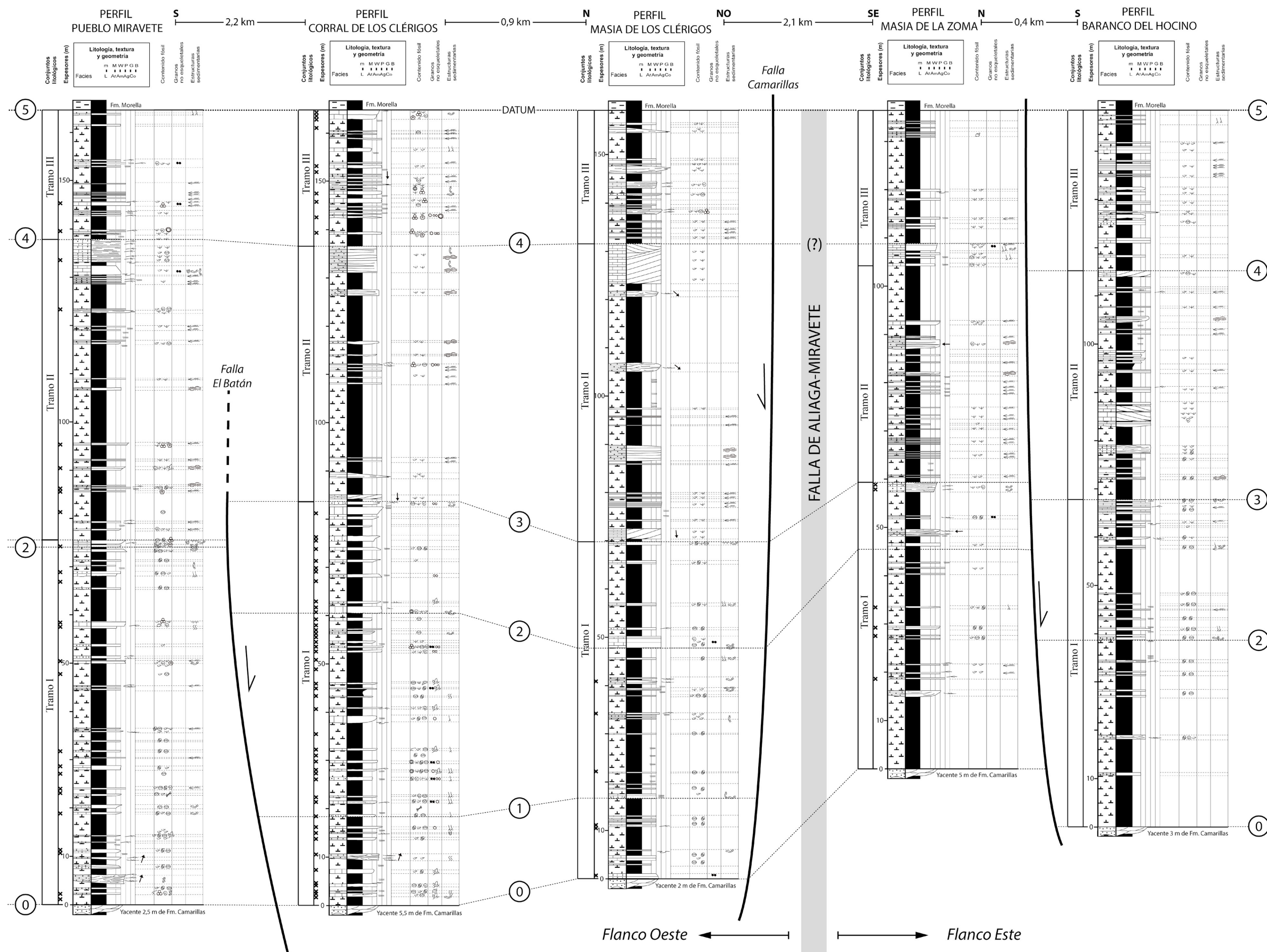


Fig. 6. Panel de correlación estratigráfica de los perfiles estudiados de la Fm. Artoles en ambos flancos del Anticlinal de Miravete, donde también se representan las posiciones relativas de las principales fallas reconocidas en el área de estudio (leyenda de las columnas estratigráficas en Fig. 5).

métrica, por debajo del nivel, y margas con intercalaciones de calizas a techo del mismo. Este nivel está situado coincidiendo con el techo de un nivel cartografiado desde ortoimagen en el flanco oeste, el cual muestra internamente un cambio lateral de facies: calizas arenosas intensamente lajeadas por superficies de *ripples* en el perfil Pueblo Miravete, areniscas con HCS del perfil Corral de los Clérigos y calizas arenosas bioclásticas del perfil Masía de los Clérigos. Dicha superficie, debido a la falta de continuidad de buenos afloramientos, tiene difícil correlación con el flanco este pero, tentativamente, se ha propuesto una correlación siguiendo criterios de similitud estratigráfica y de facies entre los perfiles.

El NG5 consiste en una superficie cartográfica que marca el límite entre las calizas y margas de la Fms. Artoles y las arcillas rojas de Morella. Este límite, aunque a nivel de cuenca pueden aparecer como un cambio lateral de facies, en el área de estudio que abarca este trabajo aparece exclusivamente como un cambio vertical. Este nivel guía constituye el *datum* utilizado en la correlación estratigráfica de la figura 6.

La figura 6 muestra la correlación de los niveles guía entre las series estudiadas y será de gran utilidad para poder identificar los cambios laterales de facies y de subambientes. Estos aspectos serán discutidos posteriormente en el apartado de arquitectura estratigráfica.

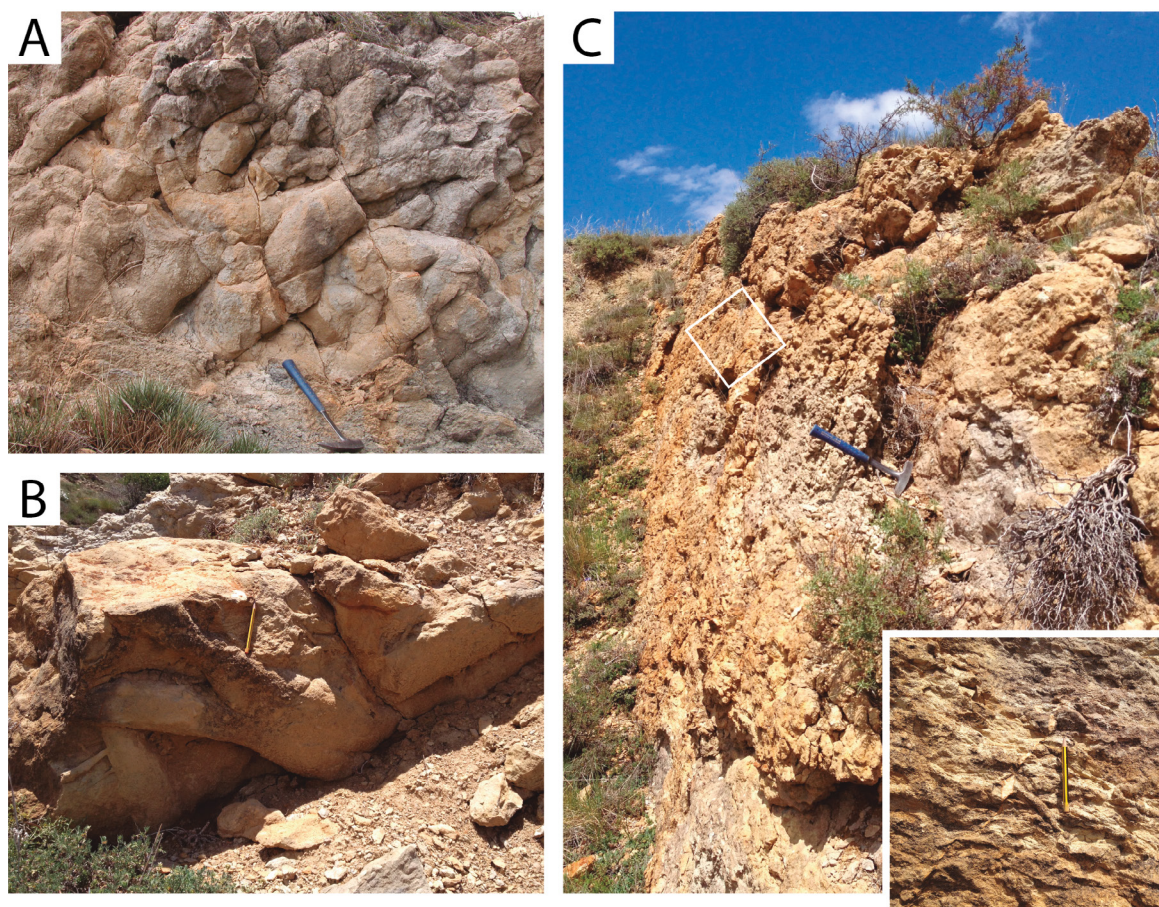


Fig. 7. Niveles guías del panel de correlación. (A y B) Fotografía de campo del NG2 en los perfiles Corral de los Clérigos y Pueblo Miravete, respectivamente. (C) Fotografía de campo de las superficies de oxidación asociadas al NG3. Se incluye una foto de detalle de dichas superficies (rectángulo blanco).

En el panel de correlación estratigráfica (Fig. 6) se puede observar también el papel jugado por las fallas si se analizan los cambios de espesor reconocidos entre los distintos perfiles. Primeramente, se observa una notable diferencia de espesores entre los perfiles del flanco este y oeste (p.ej., Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2004, 2006). Ambos flancos se encuentran separados por la Falla de Aliaga-Miravete, de modo que los perfiles del flanco este se sitúan en su bloque inferior y los del oeste en el superior. La presencia de los mayores espesores identificados en los perfiles del flanco oeste permite interpretar que esta falla se mostró activa durante el depósito de la Fm. Artoles.

En cada uno de los flancos, los perfiles estudiados también muestran variaciones de espesor de unos a otros. En el flanco este los perfiles se localizan separados entre sí por una falla de dirección aproximada E-W. El perfil Barranco del Hocino, situado en el bloque hundido de la falla, muestra un mayor espesor que el perfil de Masía de la Zoma, situado en el bloque levantado. De esta manera, se interpreta el carácter sinsedimentario de esta falla durante el depósito de esta unidad. Por otro lado, en el flanco oeste los perfiles muestran un espesor total similar pero, si se atiende al espesor de los tramos distinguidos y a los espesores entre los niveles guía, se puede observar que existen variaciones significativas entre los mismos. Tanto el tramo I como los espesores presentes entre los NG2 y NG3 muestran variaciones reseñables, donde los espesores más reducidos pertenecen al perfil Pueblo Miravete. Por el contrario, en el tramo II el mayor espesor identificado se localiza en este perfil. Estas variaciones en los espesores de los tramos identificados, junto con la geometría en *onlap* que se observa en la base del tramo I entre los perfiles de Corral de los Clérigos y Masía de los Clérigos (se abordará su explicación en el capítulo 4) permiten interpretar la actividad de la falla de El Batán, situada entre los perfiles estudiados (ver figs. 3 y 6). De esta manera, se interpreta que la Falla El Batán estuvo activa durante el depósito del tramo I, provocando que se depositaran menores espesores en su bloque inferior, y que, durante el depósito del tramo II, su actividad se anuló casi completamente. Respecto a la Falla de Camarillas, situada al norte del perfil de Masía de los Clérigos, no se disponen de datos que confirme la actuación de esta estructura, puesto que no se tienen perfiles en su bloque inferior.

2.4. Correlación bioestratigráfica

Este trabajo, en sí mismo, no ha abarcado ningún tipo de estudio bioestratigráfico *sensu stricto*. No obstante, se ha utilizado y revisado la datación bioestratigráfica de la Fm. Artoles realizada por Martín-Closas (1989) en la subcuenca de Galve basada en su perfil Aliaga (Fig. 3). El perfil Masía de los Clérigos ha sido levantado muy próximo a dicho perfil con el motivo de realizar una propuesta de correlación estratigráfica entre ambos perfiles (Fig. 8) que permita, siguiendo el panel de correlación anteriormente mostrado (Fig. 6), extrapolar dicha información bioestratigráfica al resto de los perfiles estudiados.

Respecto al perfil Aliaga, en primer lugar, se quiere hacer notar que el límite asignado por

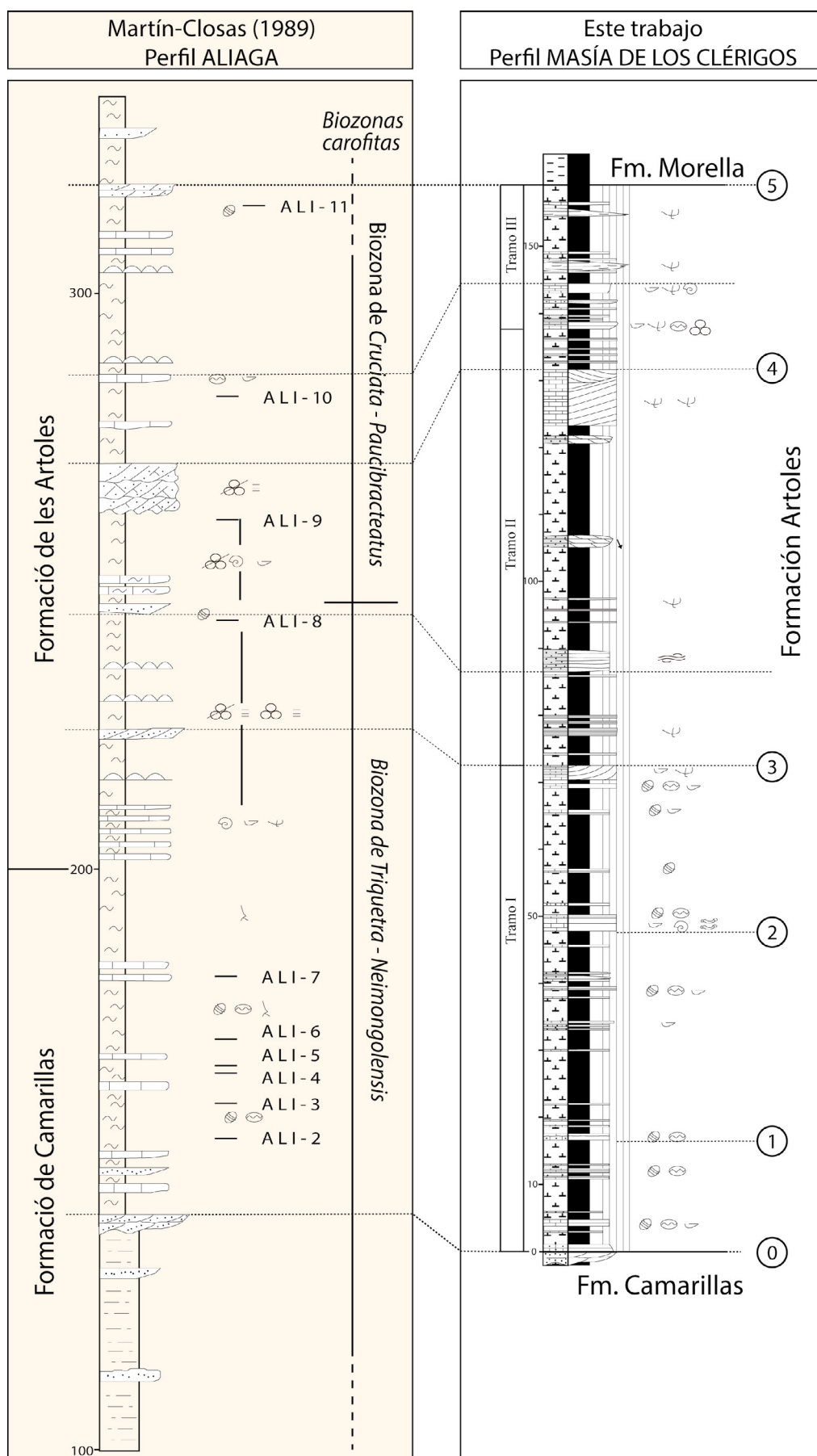


Fig. 8. Correlación estratigráfica entre los perfiles Aliaga (Martín-Closas, 1989) y Masía de los Clérigos (este trabajo) y biozonas de carofitas distinguidas por Martín-Closas (1989).

Martín-Closas (1989) entre las Fms. Camarillas y Artoles en el perfil Aliaga no es correcto y que los espesores de la columna no parecen muy rigurosos. Siguiendo los trabajos previos de Soria (1997), Navarrete *et al.* (2013) e Ibáñez (2014) el límite entre ambas formaciones debería situarse en el cambio litológico entre las arcillas y areniscas y margas y calizas, que se produce unos 60 m más hacia la base del límite propuesto por Martín-Closas (1989).

Si se salvan la diferencias de detalle, entre las columnas existen grandes parecidos, de modo que, además de la base y techo de la formación, se han correlacionado niveles dentro de ésta, dos de ellos coincidentes con los NG3 y NG4 anteriormente descritos (Fig. 8).

Según Martín-Closas (1989), las asociaciones de carofitas identificadas en lo que ahora correspondería con la Fm. Artoles definían dos biozonas (Fig. 8): la biozona de *Triquetra-Neimongolensis* (subzona *Calcitrapus*) (muestras ALI-2 a ALI-8, ver fig. 8) a la cual asignó una edad Barremiense inferior; y la biozona de *Cruciata-Paucibracteatus* (de la ALI-9 a la ALI-11); correspondiente al Barremiense superior – Aptiense inferior. Riveline *et al.* (1996) modifican los límites de estas biozonas. Definen la biozona *Atopochara trivolvis triquetra*, que es el equivalente a la biozona *Triquetra-Neumongolensis* de Martín-Closas (1989), y que se extiende desde el límite Hauteriviense-Barremiense al Barremiense superior. Posteriormente esta biozona es subdividida en dos por Martín-Closas y Salas (1998); a la subzona *Triquetra* se le asigna una edad Barremiense inferior, mientras que la subzona *Neimongolensis* (a la que pertenecen las muestras de la mitad inferior de la Fm. Artoles) equivale a la mitad inferior del Barremiense superior (ver tabla 2). La biozona *Cruciata* comprende desde el final de la biozona anteriormente nombrada hasta el límite Aptiense inferior – Aptiense superior.

Así, atendiendo a la biozonación de carofitas anteriormente expuesta y a las realizadas posteriormente con foraminíferos bentónicos en las facies urgonianas suprayacentes (Peropadre, 2012; Peropadre *et al.*, 2013) la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve tendría una edad Barremiense superior (Tabla 2).

		Biozonación de Ammonites Hardenbol <i>et al.</i> (1998)	Biozonación de carofitas								
			Martín-Closas (1989)		Riveline et al. (1996)	Martín-Closas y Salas (1998)					
Apt.	Inf.	Tuarkyricus	Biozona <i>Cruciata-Paucibracteatus</i>		<i>Biozona Ascidiella Cruciata</i>	<i>Biozona Cruciata</i>		Fm. Artoles			
Barremiense	Superior	Sarasini									
		Giraudi									
		Feraudianus									
		Sartousi									
		Vandenheckeii									
Inferior	Caillaudianus	Biozona <i>Triquetra</i> <i>-Neimongolensis</i>	Calcitrapus	<i>Biozona Atopochara trivolvris triquetra</i>	<i>Biozona Triquetra</i>	<i>Neimongolensis</i>					
	Nicklesi										
	Hugil		Triquetra								
Hau.	Sup.	Angulicostata auct.									
		Belearis									

Tabla 2. Tabla resumen de la revisión bibliográfica a cerca de la biozonación de carofitas durante el Barremiense dada por varios autores y su correlación con la biozonación de ammonites propuesta por Hardenbol *et al.* (1998).

CAPÍTULO 3: SEDIMENTOLOGÍA

CAPÍTULO 3: SEDIMENTOLOGÍA

Una vez realizado el análisis estratigráfico, en este capítulo se aborda la descripción e interpretación de las diferentes asociaciones de facies reconocidas a partir del estudio de campo y de laboratorio sobre las secciones pulidas, láminas delgadas y levigados.

3.1. Asociaciones de facies

A continuación se describen las características de cada una de las 7 asociaciones de facies identificadas, así como la interpretación de los procesos sedimentarios que las originaron (Tabla 3).

Asociación de facies de *lagoon* (AF1)

Descripción

Esta asociación de facies está compuesta por margas y calizas que intercalan calizas bioclásticas. Se localiza tanto en la base como a techo de las series estudiadas, en los tramos I y III correspondientemente (Figs. 9A, B y C).

Las margas son de color gris azulado a gris oscuro, masivas y ocasionalmente laminadas, y se presentan en cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica. El contenido fósil se compone principalmente de ostrácodos y carofitas. Ocasionalmente, también se identifican bivalvos, fragmentos vegetales y dientes de peces.

Las calizas son de color gris a ocre con texturas *mudstone* y *wackestone*, ocasionalmente arenosas. Hacia el techo de los tramos I y abundantemente en el tramo III aumenta la presencia de texturas *packstone*. Se presentan en estratos tabulares, en ocasiones nodulosos, de potencia decimétrica a métrica. Internamente muestran de manera ocasional laminación paralela, *ripples* asimétricos y *scours*. En el tramo I contienen principalmente carofitas, ostrácodos, bivalvos y ostreidos (Figs. 9D, E y F). En menor proporción se identifican gasterópodos, fragmentos de corales, braquiópodos, restos vegetales carbonosos e intra- y extraclastos. En el tramo III dominan los ostreidos, bivalvos y ostrácodos y son más abundantes los foraminíferos bentónicos (p. ej., miliólidos y choffatelas) y los equinodermos (Fig. 9G). También contienen ocasionales gasterópodos, corales, dientes de pez, ooides e intra- y extraclastos. En ocasiones, estas calizas están intensamente afectadas por bioturbaciones de hábito vertical por raíces y de tipo *Arenicolites* y de hábito horizontal tipo *Thalassinoides* (Fig. 9H) y deformadas por huellas de dinosaurios. De manera puntual, aparecen niveles calcáreos arenosos que muestran internamente un intenso lajeado debido a la presencia de abundantes superficies de *ripples* asimétricos y a la orientación preferente de los bioclastos (Fig. 9I).

Las calizas bioclásticas muestran texturas *packstone* y se disponen en estratos tabulares de espesores centimétricos a decimétricos. Están constituidos predominantemente por ostreidos,

con ocasionales bivalvos, foraminíferos bentónicos, gasterópodos y equinodermos (Fig. 9J). Ocasionalmente, muestran estratificación cruzada planar, *ripples* asimétricos y bioturbaciones horizontales de difícil clasificación.

Asociación de facies	Medio sedimentario	Litología y geometría	Estructuras sedimentarias	Contenido fósil y no esquelético	Paleocorrientes
AF1	Lagoon	Margas masivas y calizas <i>mudstone</i> y <i>wackestone</i> en cuerpos tabulares de potencias dm a m. Calizas bioclásticas <i>packstone</i> en niveles tabulares cm a dm.	En las margas laminación horizontal. En las calizas laminación horizontal, ripples asimétricos, <i>scours</i> , bioturbaciones por raíces, <i>Arenicolites</i> , <i>Thalassinoides</i> y huellas de dinosaurio. Las calizas bioclásticas muestran estratificación cruzada planar, <i>ripples</i> asimétricos y bioturbaciones indeterminadas.	Carofitas, ostrácodos, bivalvos, ostreidos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos, equinodermos, corales, fragmentos vegetales, dientes de peces, ooides e intra- y extraclastos.	
AF2	Supra- e intermareales	Margas arcillosas rojizas y versicolores masivas de potencia m, areniscas pardas de grano fino-grueso en cuerpos tabulares y lenticulares cm a dm, y areniscas pardas y ocre de grano medio-grueso en niveles tabulares y lenticulares dm a m.	En las areniscas pardas laminación paralela y cruzada, junto con bioturbaciones por raíces y huellas de dinosaurio. Las areniscas pardas y ocre muestran estratificación cruzada en surco y ripples asimétricos. Éstas contienen trazas fósiles de tipo <i>Skolithos</i> y <i>Arenicolites</i> .	Carofitas, ostrácodos, restos de vertebrados, bivalvos y cantos blandos.	Las areniscas pardas y ocre: NE en el flanco oeste y W en el flanco este.
AF3	Delta de flujo	Arenisca ocre de grano medio a grueso de espesor dm a m en cuerpos de geometría lenticular.	Estratificación cruzada en surco y ripples asimétricos.	Bivalvos, restos vegetales y bioturbación de hábito vertical indeterminada.	Dirección dominante NE.
AF4	Rampa media proximal	Margas masivas grises de potencia m y areniscas pardas, de grano medio-grueso, en cuerpos tabulares de potencia dm a m.	En las margas ocasionales laminaciones horizontales y trazas fósiles tipo <i>Thalassinoides</i> . En las areniscas estratificación cruzada <i>hummocky</i> (HCS) y trazas fósiles tipo <i>Arenicolites</i> .	Bivalvos y ostreidos.	
AF5	Rampa media distal	Margas masivas grises de potencia m, con areniscas pardas, de grano medio-grueso y calizas ocre <i>packstone</i> en cuerpos tabulares de escala cm.	En las margas ocasionales laminaciones horizontales. Las arenas presentan laminación paralela y cruzada, estratificación cruzada en surco y ripples asimétricos. En las calizas laminación paralela.	Ostrácodos, ostreidos, bivalvos y foraminíferos bentónicos.	
AF6	Barra y canal bioclástico	Calizas bioclásticas <i>packstone</i> y <i>rudstone</i> dispuestas en sets de escala m.	Estratificación cruzada planar de gran escala con ocasionales HCS.	Ostreidos y ocasionales bivalvos, gasterópodos y ostrácodos.	En el flanco oeste hacia el S y en el flanco este hacia el N.
AF7	Bioconstrucción de ostreidos	<i>Bafflestone</i> en cuerpos de geometría lenticulares de potencia dm a m y extensión lateral m con matriz micrítica.	Parches (<i>pounds</i>) de ostreidos.	Ostreidos.	

Tabla 3. Síntesis de las principales características de las asociaciones de facies reconocidas en los perfiles estudiados de la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve.

Interpretación

La presencia de margas y calizas de texturas *mudstone* y *wackestone*, con escasa diversidad faunística (bivalvos, ostreidos, ostrácodos y carofitas) son interpretadas como depósitos de un ambiente protegido de baja energía tipo *lagoon* (Sanders y Höfling, 2000; Lee *et al.*, 2001). La alternancia de margas y calizas indicarían variación de las condiciones de sedimentación en dicho *lagoon* que, a su vez, estaría influenciado por las variaciones en el aporte clástico sobre el mismo. Los tramos donde han sido identificados estos depósitos presentan ciertas diferencias. En el *lagoon* del tramo I hay una frecuente presencia de material siliciclástico, la cual estaría en relación con la continuidad sedimentaria (intervalo de tránsito) de la Fm. Artoles respecto a la Fm. Camarillas, la cual es fundamentalmente siliciclástica (Navarrete *et al.*, 2013). Este aporte clástico junto con los materiales carbonatados anteriormente descritos definen un subambiente sedimentario de *lagoon* mixto (carbonatado-siliciclástico). Este subambiente experimentaría variaciones frecuentes en sus condiciones (energía, luz y nutrientes) deducidas a partir de la presencia de bivalvos, organismos propios de aguas turbias (p. ej., medios dominados por oleajes de tormenta), junto con la proliferación de carofitas que son propias de ambientes de baja energía, de aguas claras y con nutrientes (Hallock y Schlager, 1986; Drew, 2001). A diferencia de éste, el *lagoon* del tramo III muestra niveles esencialmente carbonatados donde dominan los ostreidos y, en menor proporción, los bivalvos, foraminíferos bentónicos y equinodermos. Estas características, junto con la desaparición de las carofitas, hacen interpretar estos depósitos como propios de un *lagoon* carbonatado que se desarrolla en condiciones más abiertas y menos influenciadas por los materiales continentales.

Dentro del subambiente de *lagoon* se producirían ocasionales aumentos de la energía, posiblemente en relación a episodios de tormentas (Aigner, 1985). Estos eventos energéticos permitirían la formación de los niveles calcáreos de *packstone* bioclásticos, con bases netas y, en ocasiones, erosivas. También dentro del *lagoon* se producirían aumentos de la energía en determinadas áreas relacionadas con posibles vías de circulación de aguas entre el interior y exterior del *lagoon* (canales mareales de la AF2). En estos lugares se generarían niveles calcáreos arenosos intensamente lajeados por la presencia de superficies de trenes de *ripples* asimétricos y donde los bioclastos aparecen orientados preferentemente a favor de las corrientes.

La presencia de niveles calcáreos con bioturbaciones de los tipos *Arenicolites* y *Thalassinoides*, podría estar en relación a la llegada de material siliciclástico (AF2) y nutrientes al *lagoon* lo que favorecería la proliferación de organismos endobentónicos que colonizarían el fondo del mismo (Frey y Mayou, 1971; Sedgwich y Davis, 2003). Además, la presencia de *Thalassinoides* demostraría las condiciones salinas o salobres del *lagoon* (VanWagoner y Bertram, 1995).

Hacia el techo de los perfiles Pueblo Miravete y ambos del flanco este (Fig. 9B), las calizas

muestran un aspecto noduloso, una intensa bioturbación por raíces y huellas de dinosaurio. Las características de estos niveles se interpretan como la implantación a techo de la serie de subambientes palustres, tipo manglar, propios de las zonas marginales del *lagoon* (Soria, 1997).

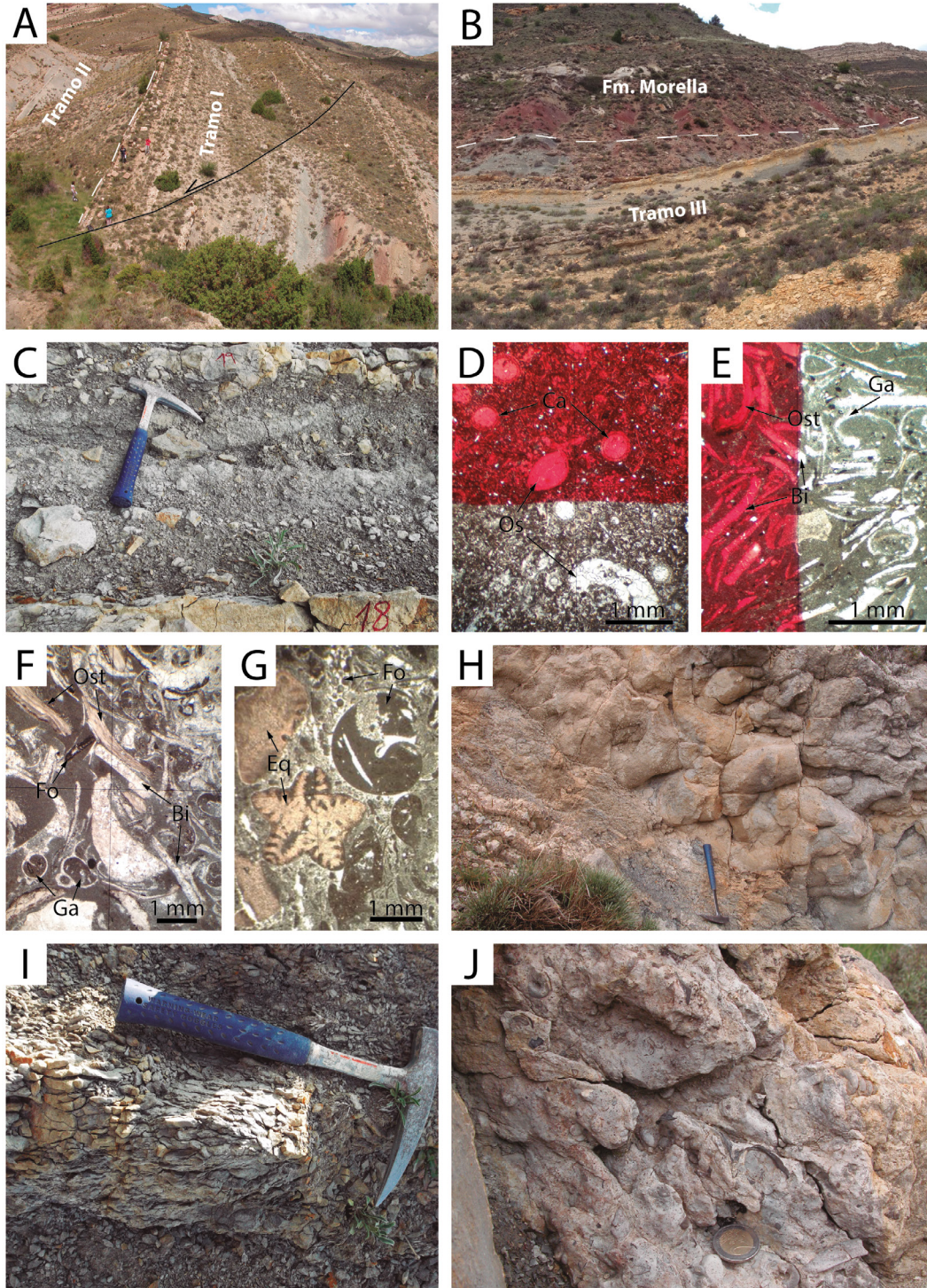


Fig. 9. Asociación de facies de lagoon (AF1). (A) Aspecto de campo del tramo I, donde se muestra el límite con el tramo II. (B) Aspecto de campo del tramo III, donde se muestra el límite entre las Fms. Artoles y Morella. (C) Aspecto de campo de la alternancia de margas y calizas de esta asociación. (D) Wackestone de ostrácodos y carofitas. (E) Packstone de bivalvos, gasterópodos y ostreidos. (F) Packstone de ostreidos, bivalvos, gasterópodos y foraminíferos. (G) Packstone de ostreidos, equinodermos y foraminíferos. (H) Aspecto de campo del nivel con *Thalassinoides*. (I) Aspecto de campo de las calizas lajeadas por superficies de trenes de ripples. (J) Aspecto de campo de las calizas bioclásticas.

Asociación de facies de llanuras supramareales - intermareales (AF2)

Descripción

Esta asociación de facies está formada por margas arcillosas rojizas y versicolores con intercalaciones de areniscas ocre y areniscas pardas y ocre (Fig. 10A). Esta asociación está localizada en la parte inferior del tramo I.

Las margas arcillosas son masivas y se presentan en cuerpos tabulares de espesor métrico. Su contenido fósil es básicamente carofitas y ostreidos, con ocasionales restos de vertebrados. Aparecen, de manera frecuente, evidencias de bioturbación por raíces.

Las areniscas ocre de grano fino a grueso se disponen en cuerpos de espesor centimétrico a decimétrico. Estos niveles muestran geometrías tabulares y lenticulares, ocasionalmente con bases erosivas, que se acuñan lateralmente dentro de los materiales margosos. Internamente, muestran laminación paralela y cruzada por migración de trenes de *ripples* (Fig. 10B). Estos niveles contienen fragmentos bioclásticos de bivalvos, carofitas y ostrácodos. Además muestran evidencias de bioturbaciones por raíces y huellas de dinosaurio.

Las areniscas pardas y ocre de grano medio a grueso se presentan en cuerpos de geometría lenticular de escala decimétrica a métrica, con evoluciones verticales grano y estratodecrecientes. Internamente muestran estratificación cruzada en surco con *sets* de hasta 30 cm de potencia y *ripples* asimétricos (Figs. 10C y D). Estos cuerpos presentan normalmente superficies internas de carácter erosivo y morfología cóncava. En estos niveles hay presencia de restos vegetales, fragmentos de bivalvos, carofitas y ostrácodos, junto con frecuentes cantos blandos de tamaño centimétrico. Muestran trazas fósiles de tipo *Skolithos* y *Arenicolites*. Las paleocorrientes medidas en los *sets* de estratificación cruzada en surco muestran una dirección dominante hacia el NE en el flanco oeste y hacia el W en el flanco este.

Interpretación

Los niveles margosos rojizos se interpretan como depósitos de decantación en zonas marginales del *lagoon*, las cuales han sufrido eventos de oxidación como consecuencia, posiblemente, de periodos de exposición subaérea. Estas áreas se interpretan como subambientes de llanuras supra- o intermareales desarrollados en las zonas protegidas colindantes de las islas barrera (*back-barrier systems*) de la Fm. Camarillas (Navarrete *et al.*, 2013), donde es muy común la bioturbación por raíces (Davis *et al.*, 2003). Estos depósitos pasan lateral y verticalmente a las margas de *lagoon sensu stricto* de la AF1.

Del mismo modo que los eventos tormentosos producirían el depósito de niveles calcáreos bioclásticos dentro de la AF1, se produciría la sedimentación de depósitos arenosos ocre tabulares y lenticulares, de limitada extensión lateral, dentro de las llanuras supra- e intermareales y que se interpretan como *washover fans* (Donselaar, 1996). Estos eventos de

tormentas producirían la erosión de las islas barrera siliciclásticas y éstas actuarían como área fuente del sedimento (Navarrete *et al.*, 2013; Lee y Kim, 1992).

Las características que muestran las areniscas pardas y ocre con bases erosivas y estratificaciones cruzadas en surco permiten interpretar estos depósitos como canales mareales (*inlets*) dentro de la zona submareal a intermareal, los cuales aparecen encajados dentro de los niveles margosos (Elliott, 1986; Rahmani, 1988). Estos canales mareales atravesarían las islas barreras, suponiendo éstas el área fuente del material siliciclástico, y entrarían en el *lagoon* (Navarrete *et al.*, 2013).

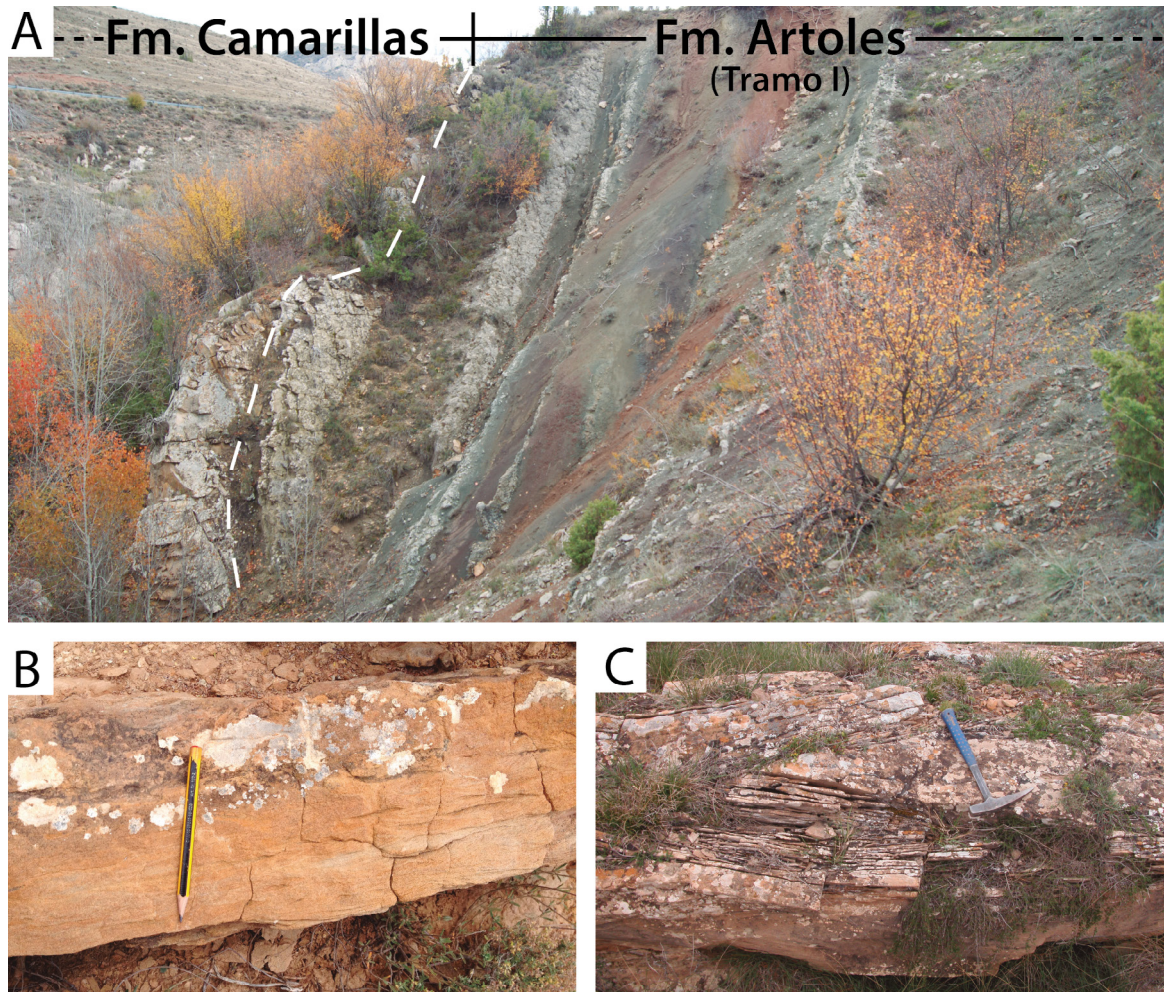


Fig. 10. Asociación de facies supramareales - intermareales (ambientes de back-barrier) (AF2). (A) Aspecto de campo de las margas arcillosas localizadas en el tramo I. (B) Areniscas con laminación cruzada por ripples. (C) Arenisca con estratificación cruzada en surco con superficies erosivas canaliformes.

Asociación de facies de delta de flujo (AF3)

Descripción

Está formada por cuerpos arenosos ocre de tamaño medio a grueso, de evolución vertical granocreciente, de espesores decimétricos a métricos, intercalados dentro de la asociación de facies de *lagoon* (Fig. 11A). Ésta se encuentra localizada próxima a la base de la unidad, en los perfiles Pueblo de Miravete y Corral de los Clérigos. Estos cuerpos muestran una

geometría lenticular, con base convexa y erosiva, y techo plano y brusco. Internamente, las areniscas muestran estructuras como estratificación cruzada en surco y *ripples* asimétricos. Ocasionalmente, se identifican bivalvos, restos vegetales (Fig. 11B) y bioturbación de hábito vertical. La dirección de la paleocorriente obtenida es hacia el NE.

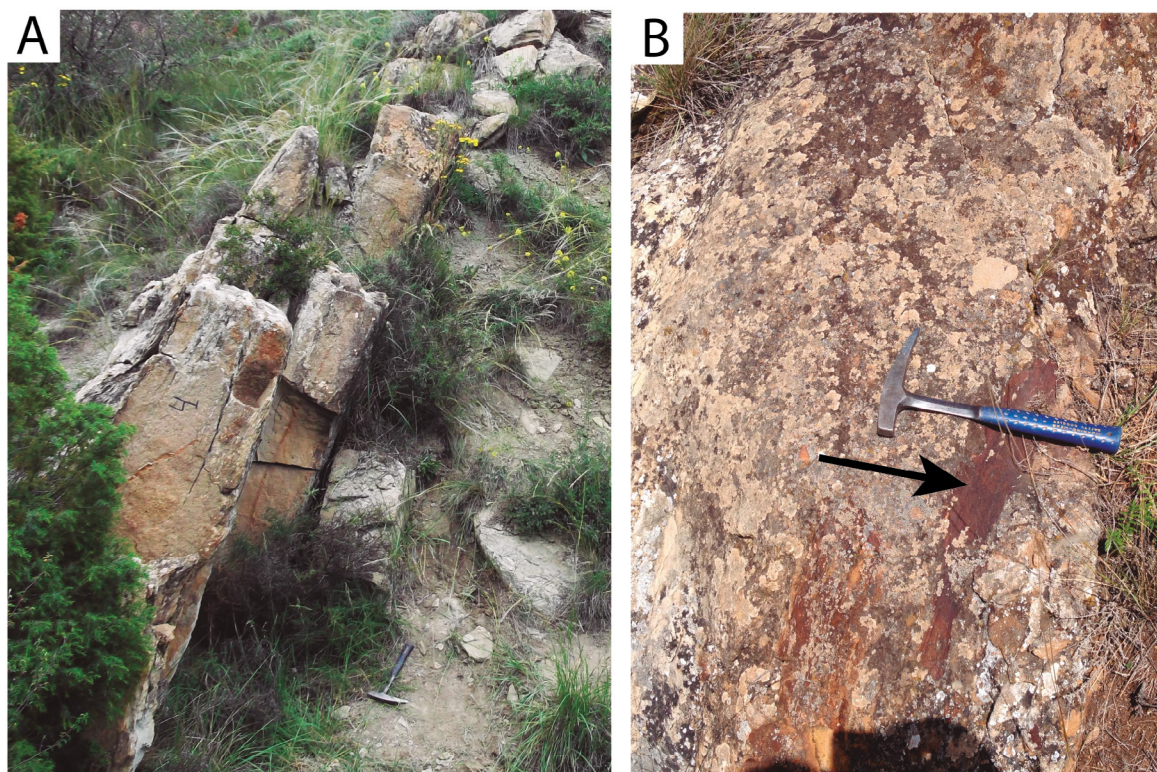


Fig. 11. Asociación de facies de delta de flujo (AF3). (A) Aspecto de campo de una arenisca interpretada como un delta de flujo, intercalada dentro de las margas y calizas de la AF1. (B) Arenisca con restos vegetales carbonosos (flecha).

Interpretación

Esta asociación pertenece al intervalo de tránsito entre las Fms. Camarillas y Artoles estudiado por Navarrete *et al.* (2013). Estos autores interpretan esta asociación de facies como deltas de flujo encajados en depósitos carbonatados de *lagoon*. La presencia de estratificación cruzada en surco y de los *ripples* asimétricos es interpretada como una rampa afectada por los flujos mareales, donde habría variación en la energía de los flujos. La paleocorriente principal hacia el NE, pero mostrando una alta variabilidad (desde N hasta ESE y algunas hacia el S), definen un patrón radial que puede ser relacionado con la configuración propia de los deltas de flujo. En este sentido, las corrientes con sentido hacia el NE y hacia el S representan las corrientes de inundación y de retroceso mareal, respectivamente. Lógicamente, las paleocorrientes de inundación mareal dominan sobre las de retroceso como es esperado en un delta de flujo. La presencia en estos depósitos de restos carbonosos, como hojas y troncos, indican la proximidad de áreas vegetadas como son las áreas de *back-barrier*, las cuales pudieron ser erosionadas durante inundaciones de la rampa interna.

Asociación de facies de rampa media proximal (AF4)

Descripción

Esta asociación de facies está constituida por areniscas pardas y calizas arenosas ocres con intercalaciones de margas, que se localiza mayormente en la parte superior del tramo II de las columnas estratigráficas (Fig. 11A).

Las areniscas pardas, de grano medio a grueso, constituyen cuerpos tabulares de bases planas y techos ondulados de potencias decimétricas a métricas. Estos cuerpos presentan estratificación cruzada *hummocky* (HCS) (Figs. 11B y C). Contienen bivalvos y ostreidos re TRABAJADOS y bioturbación vertical de invertebrados tipo *Arenicolites*.

Las calizas arenosas se situarían en el perfil más meridional estudiado y conforma un cuerpo tabular de potencia métrica con laminación paralela y cruzada y superficies de *ripples*. Estas calizas contienen abundantes bioclastos de ostreidos, bivalvos y ostrácodos y abundantes huellas de carga.

Las margas masivas de color gris azuladas se presentan en cuerpos tabulares de potencia métrica. Ocasionalmente se identifican bivalvos y trazas fósiles tipo *Thalassionides*, en posiciones donde las margas aumentan su contenido en carbonato.

Interpretación

Las areniscas con HCS y con intercalaciones de margas son interpretadas como facies de rampa carbonatada media proximal, en un ambiente situado por debajo de la base del oleaje de buen tiempo (NBOBT) y por encima del nivel de base del oleaje de tormenta (NBOT) (Bádenas, 1997). En este dominio el fondo marino está afectado por las olas de tormenta pero no por las olas de buen tiempo. En este contexto, las margas son interpretadas como depósitos de buen tiempo, cuyo origen está en discusión: actividad microbiana (Dromart, 1989; Leinfelder *et al.*, 1993), sedimentación pelágica a partir de *nannoplancton* calcáreo (Tucker y Wright, 1990) y/o fango transportado y acumulado desde zonas someras de la rampa (Bádenas *et al.*, 1993; Aurell y Bádenas, 1995). En este ambiente los sedimentos de la rampa media pueden ser re TRABAJADOS por olas de tormenta, originando depósitos arenosos con HCS, cuyo contenido fósil de ostreidos y bivalvos se encuentra fracturado. Estas arenas han podido ser transportadas desde medios más proximales (posiblemente desde los depósitos arenosos de las islas barrera) hasta la rampa media por carga en suspensión (Bádenas, 1997).

Las calizas arenosas y bioclásticas con laminación paralela y cruzada y abundantes superficies de *ripples* han sido interpretados como niveles de tempestitas proximales (Buatois y Mangano, 2011; Benitez, 2013). Este cuerpo se situaría también dentro de la rampa media proximal estando en cambio lateral de facies con los grandes cuerpos arenosos con HCS que se identifican a techo del tramo II y en posiciones algo más distales que éstos.

Asociación de facies de rampa media distal – rampa distal (AF5)

Descripción

Esta asociación de facies está compuesta por margas grises con intercalaciones centimétricas de calizas ocre y areniscas pardas (Fig. 12A) y se localiza en la parte inferior del tramo II de la formación.

Las margas son de color gris azuladas, masivas y ocasionalmente laminadas, y se presentan en cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica. El contenido fósil se compone principalmente por ostrácodos.

Las calizas ocre, de textura *packstone*, se disponen en cuerpos de espesores centimétricos de geometría tabular, con bases planas y techos ondulados, y con laminación paralela (Figs. 12D y E). El contenido fósil es fundamentalmente de ostreidos y bivalvos reabajados procedentes de posiciones más internas de la rampa carbonatada.

Las areniscas pardas, de grano medio a grueso, constituyen cuerpos tabulares de bases planas y techos ondulados de potencias centimétricas a decimétricas (Figs. 12D y E). Presentan laminación paralela y cruzada, estratificación cruzada en surco y *ripples* asimétricos. Contienen fragmentos de bivalvos y ostreidos y foraminíferos bentónicos. Algunos de estos cuerpos arenosos muestran HCS de hasta 20-30 cm de potencia.

Interpretación

La presencia de niveles arenosos y carbonatados bioclásticos de poco espesor intercalados dentro de margas masivas de potencia métrica es interpretada como depósitos tempestíticos dentro de las margas de la rampa media distal (Bádenas, 1997). La laminación interna es debida a la orientación de los bioclastos. Este ambiente se sitúa entre el nivel de base de oleaje de buen tiempo y el nivel de base del oleaje de tormenta.

Las margas corresponderían a depósitos propios de buen tiempo, cuya génesis es similar a la comentada anteriormente. En rampas afectadas por oleajes de tormentas, durante los huracanes y tempestades mayores, las elevaciones del mar sobre la línea de costa pueden ser hasta de 5 o 7 m de altura. En esta situación, las corrientes densas de retorno dirigidas mar adentro arrastrarían el sedimento litoral, tanto carbonatado como arenoso, junto con los restos bioclásticos de forma tractiva. Los depósitos resultantes se denominan capas de tormentas (*storm beds*) o tempestitas (Fig. 13). Estos materiales incluso podrían llegar a ser arrastrados hasta por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas hasta subambientes aún más distales (rampa distal/*offshore*) (Bádenas, 1997; Pérez-López y Pérez-Valera, 2012).

En esta asociación de facies se identifican desde tempestitas más distales dentro de la rampa media distal, con capas delgadas aisladas de grano fino intercaladas entre los fangos carbonatados (Aigner, 1985); a más proximales, con niveles amalgamados y en mayores espesores y tamaños de grano y con HCS (Fig. 12F). La presencia de *ripples* asimétricos

hacia techo se debe a la fase de relajación de la tormenta donde predominan los flujos oscilatorios (Bádenas, 1997).

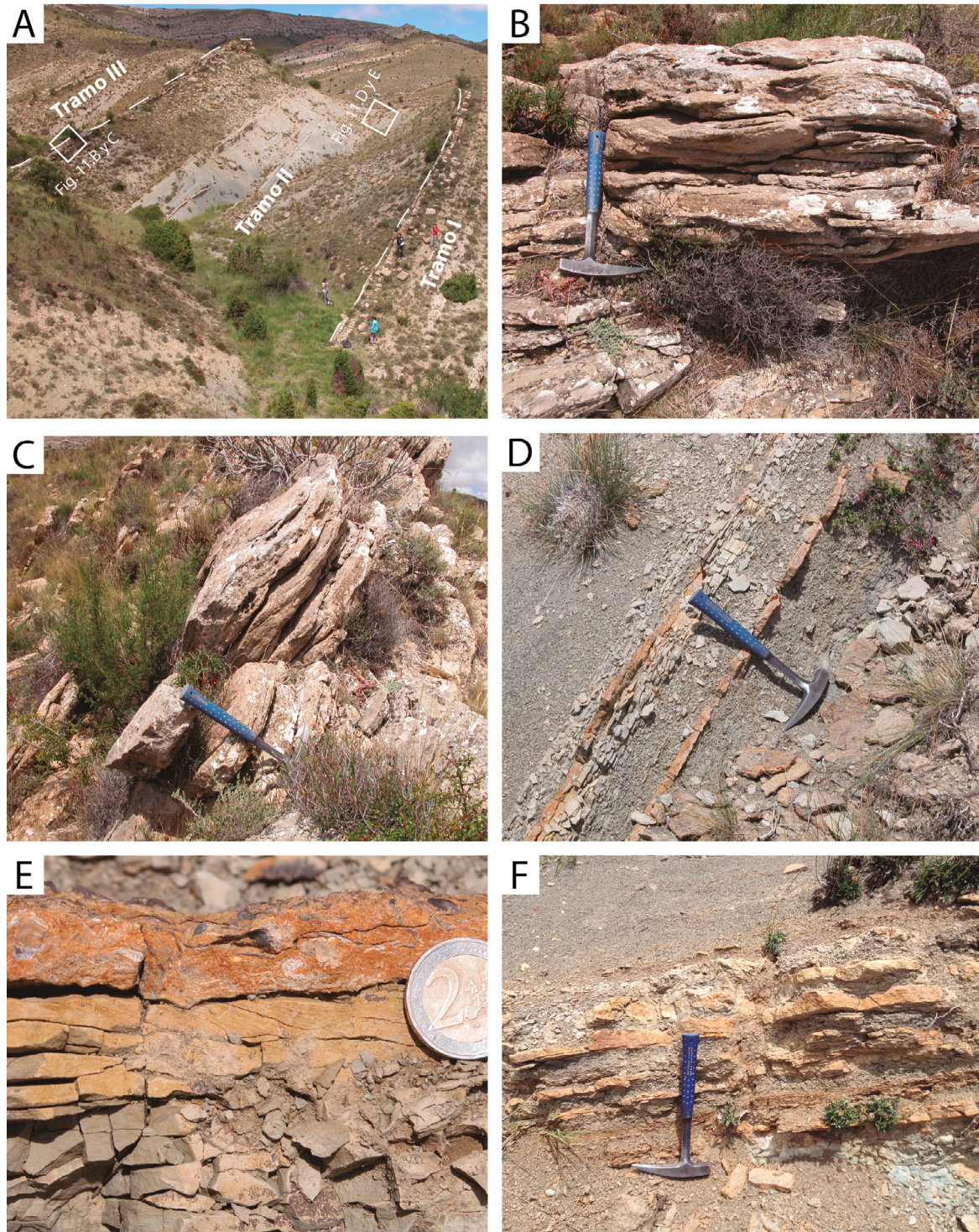


Fig. 12. Asociaciones de facies de rampa media proximal (AF4) y media distal (AF5). (A) Aspecto de campo del tramo II, que contiene las AF4 y 5. Los recuadros blancos muestran la situación estratigráfica de detalles que se muestran en las Figs. 12B, C, D y E. (B) y (C) Aspecto de campo de las areniscas con HCS. (D) Aspecto de campo de los niveles arenosos y calcáreos bioclásticos de la AF5. (E) Detalle de los niveles tempestíticos arenosos y calcáreos bioclásticos de esta asociación. (F) Aspecto de campo de una tempestita proximal.

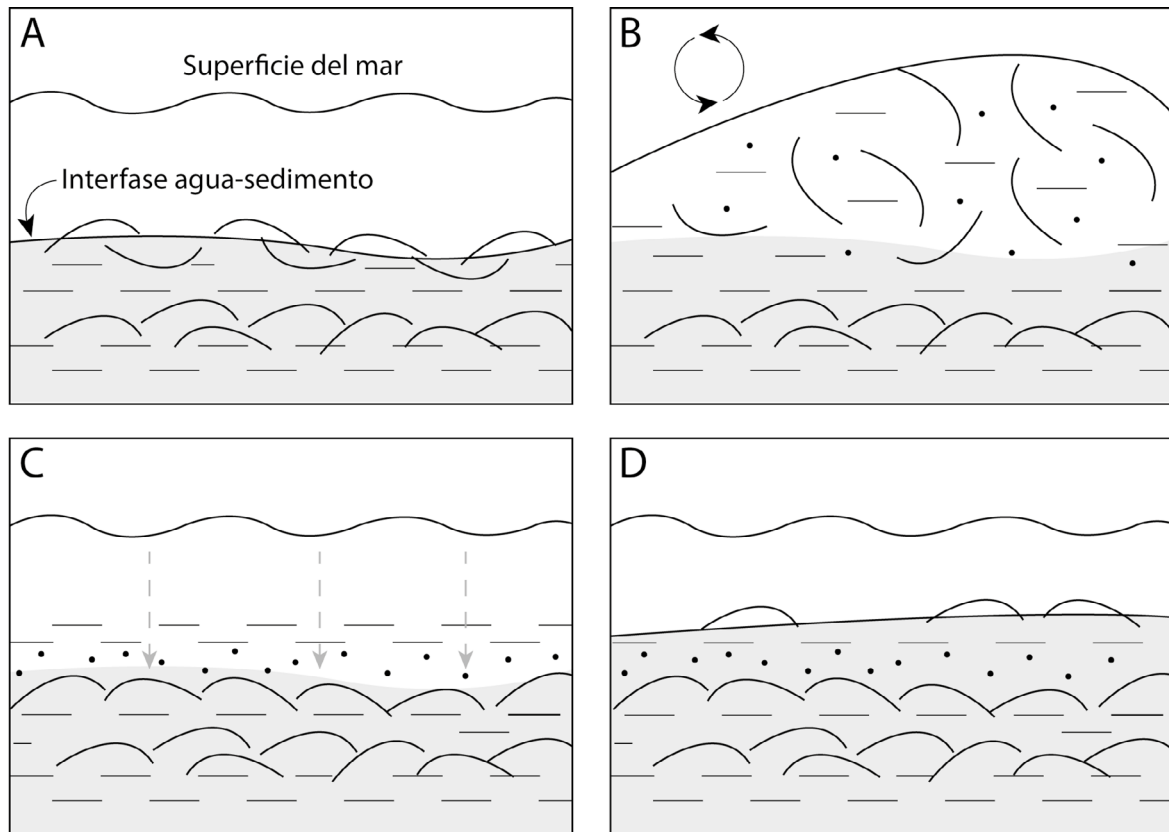


Fig. 13. Mecanismo propuesto para el desarrollo de las tempestitas. (A) Acumulación de conchas de organismos muertos in situ de la fauna bentónica. (B) Paso de grandes olas de tormenta, remoción y suspensión de sedimento y conchas. (C) Rápido depósito de conchas y partículas mayores orientadas, seguida por una sedimentación más lenta por decantación. (D) Reimplantación de las condiciones iniciales.

Asociación de facies de barras y canales bioclásticos (AF6)

Descripción

Asociación de facies localizada en el tramo II de las series estudiadas, compuesta por calizas bioclásticas de texturas *packstone* y *rudstone*, generalmente arenosas, que muestran estratificación cruzada planar de gran escala (Figs. 14 y 15A). Se identifican *sets* de escala métrica, donde el espesor medio de los estratos que los componen varía desde 0,1 a 0,3 m y, generalmente, muestran superficies erosivas a base (S1, ver en fig. 14). Estos *sets* se caracterizan por una progradación frontal con ángulos entre 10 y 20°, hacia el S. En el perfil de Masía de los Clérigos, la barra superior muestra otro *set* sobreimpuesto con paleocorriente hacia el N (Fig. 14). Los estratos que conforman los *sets* se presentan paralelos entre sí y sus superficies delimitantes (S2) muestran un contacto tangencial con el límite inferior del *set*. El contenido bioclástico dominante en estas calizas son los ostreidos y ocasionales bivalvos, gasterópodos y ostrácodos (Fig. 15B). Muy ocasionalmente, aparecen HCS. Estos cuerpos se acúan dentro de las margas de rampa media de AF5. Ocasionalmente, estas barras erosionan cuerpos bioclásticos de geometría canaliforme que muestran estratificación cruzada en surco y que internamente están constituidas exclusivamente por *packstone* y *rudstone* de ostreidos.



Fig. 14. Foto aérea realizada con dron fotográfico de la barra y el canal bioclástico (AF6) del perfil de Masia de los Clérigos.

En el perfil de la Masía de los Clérigos, los estratos que conforman los *sets* de estratificación cruzada planar muestran una alternancia de dos facies diferentes (Fig. 15B): La facies L1,

está formada por *packstones* de ostreidos articulados o poco reelaborados que se disponen en estratos de espesor medio 0,20 cm, donde los bioclastos aparecen sin una orientación preferente y embebidos en fango carbonatado-detrítico, el cual también aparece rellenando las valvas. La facies L2, corresponde a un *packstone* de ostreidos muy fracturados y ligeramente orientados hidrodinámicamente. Constituyen estratos de un espesor medio de 0,10 cm. Los bioclastos aparecen inmersos en un fango arenoso de partículas de mayor tamaño de grano (Figs. 15C y D).

Interpretación

Las calizas bioclásticas, con estratificación cruzada planar de gran escala, se interpretan como barras calcoareníticas bioclásticas que constituyen formas de lecho (*bedforms*) producidas durante eventos de tormenta (Soria *et al.*, 1994; Bádenas, 1997). Suponen una estructura característica de costas dominadas por el oleaje de tormenta, las cuales suelen desarrollarse próximas a posibles cambios en la naturaleza de la rampa (altos estructurales o paleorelieves) (Gawthorpe y Gutteridge, 1990). Se desarrollan en subambientes localizados entre el final de la rampa interna y el comienzo de la rampa media, es decir, entre el nivel base de oleaje de buen tiempo y el nivel base de oleaje de tormenta (Soria *et al.*, 1994; Hernández-Molina *et al.*, 2002).

Estas barras se interpretan como las posibles barreras de alta energía en la rampa carbonatada “*ramps with barrier-bank complexes*” (Read, 1985), que favorecerían la formación hacia la costa de condiciones de menor energía para que se desarrollase el *lagoon* del tramo III y posibles acumulaciones de pequeña envergadura (parches) de ostreidos (AF7) (Soria *et al.*, 1994). Por delante de estas barras, la rampa estaría bien comunicada con mar abierto. Sin embargo, estas barras no poseerían la envergadura suficiente como para impedir la acción del oleaje de tormentas en las zonas más internas de la rampa, permitiendo el desarrollo de depósitos tempestíticos dentro del *lagoon*. Esto permitiría que las zonas interiores del *lagoon* estuviesen bien comunicadas con mar abierto y es por ello por lo que abundarían equinodermos y los foraminíferos bentónicos en el *lagoon*.

Los materiales que componen esta asociación de facies son transportados desde zonas más internas de la rampa por las corrientes de retorno (*downwelling currents*) y los depositan en zonas más distales y profundas de la rampa (Hernández-Molina *et al.*, 2002). Estos cuerpos se relacionan lateralmente con las margas de rampa media proximal en dirección hacia zonas más profundas (*seawards*) (Pomar *et al.*, 2015).

La estratificación cruzada planar de gran escala supone el resultado de sucesivas avalanchas producidas a favor de posibles cambios de pendiente en la paleotopografía y están controladas por los factores de la tasa de aporte de material y el espacio de acomodación. Este último factor, a su vez, estaría controlado por la posición del nivel de base del oleaje de tormenta en el cual influyen tanto las variaciones eustáticas como la subsidencia tectónica (Gawthorpe y

Gutteridge, 1990; Bádenas, 1997).

La alternancia de las facies L1 y L2, con límites netos y bruscos observadas en algunas de estas barras indicarían diferentes eventos energéticos o, incluso, diferentes áreas fuentes (Pomar *et al.*, 2015). A techo de algunas barras (Fig. 14) aparecen *sets*, de menor escala, migrando en sentido contrario a la principal (hacia el N). Estos cuerpos están interpretados como el *topset* de las barras, el cual es un elemento arquitectural crítico, ya que su conservación depende de la subsidencia y/o del ratio de sedimentación (Bádenas, 1997).

La presencia de cuerpos bioclásticos de geometría canaliforme y con estratificación cruzada en surco se ha interpretado en relación a un régimen de alta energía, posiblemente ligadas a canales que cortan las barras bioclásticas. Una situación muy similar fue descrita por Soria *et al.* (1994) para la Fm. Alacón (Barremiense superior) en la subcuenca de Oliete.

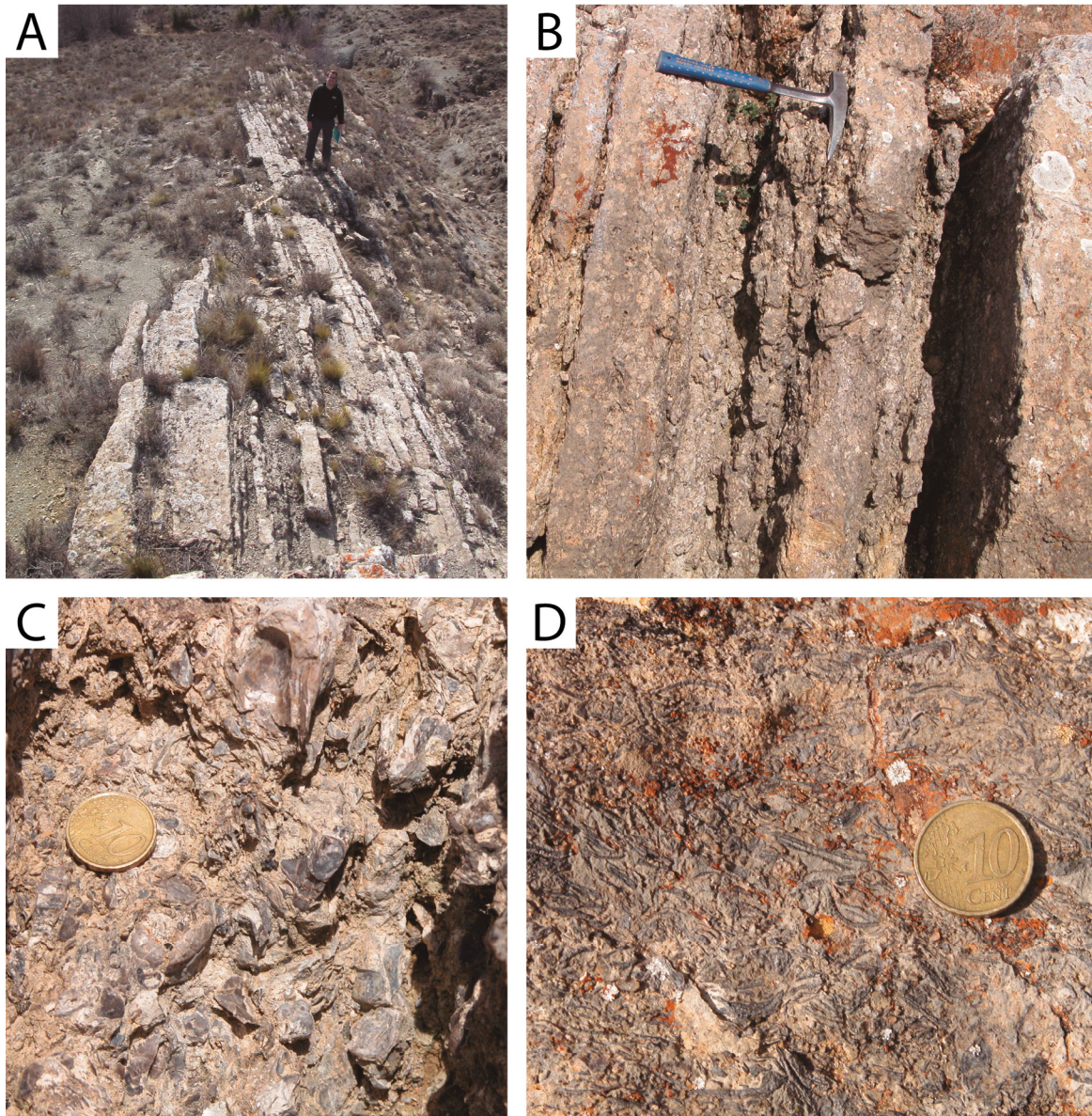


Fig. 15. Asociaciones de facies de barras y canales bioclásticos (AF6). (A) Fotografía de campo de la barra bioclástica. (B) Aspecto de campo de la barra bioclástica. (C) Fotografía de detalle de la L1 de la AF6. (D) Fotografía de detalle de la L2 de la AF6.

Asociación de facies de bioconstrucciones de ostreidos (AF7)

Descripción

Esta asociación de facies está compuesta por bioconstrucciones de ostreidos que se encuentra de manera puntual y dispersa a lo largo de la unidad (Fig. 16).

Las bioconstrucciones de ostreidos muestran una textura *bafflestone* y se disponen en cuerpos de potencia decimétrica a métrica y extensión lateral métrica. Muestran geometrías lenticulares, con bases cóncavas y techos rectos o convexos, donde los bioclastos aparecen con una distribución caótica tanto con las valvas articuladas como desarticuladas y no presentan importantes evidencias de bioerosión, encostramiento ni procesos de reelaboración. De las diferentes especies de ostreidos presentes a lo largo de la unidad, Soria (1997) identificó *Vertinimia coquandi*. Las bioconstrucciones aparecen embebidas dentro de una matriz fangosa, poco cementada y que aparece también rellenando el interior de las valvas.



Fig. 16. Asociación de facies de bioconstrucción de ostreidos (AF7). Aspecto de campo de una bioconstrucción de ostreidos. Se incluye una foto de detalle (rectángulo blanco).

Interpretación

Estas bioconstrucciones de geometría lenticular son interpretadas como bancos de escaso relieve o parches (*pounds*) de ostreidos desarrollados, de manera dispersa y puntual, dentro de las facies margosas del *lagoon* (AF1) y rampa media (AF5) (Díaz Molina y Yébenes, 1987; Domènech *et al.*, 2014; Rodríguez-Raising *et al.*, 2014).

Por las características de los cuerpos identificados, corresponderían a poblaciones de ostreidos dispersas que se dispondrían en un rango amplio de subambientes desde la zona submareal hasta los dominios de rampa media, donde predominaría la sedimentación por decantación (Seilacher, 1982; Domènech *et al.*, 2014; Rodríguez-Raising *et al.*, 2014).

Estas poblaciones estarían adaptadas a tolerar un amplio rango de salinidades, turbideces, temperaturas y oxigenación. El desarrollo de bioconstrucciones con características muy similares dentro de distintos subambientes, desde entornos protegidos de *lagoon* hasta ambientes más abiertos coexistiendo con organismos marinos como foraminíferos bentónicos, corales y equinodermos, refuerza la interpretación de que supondrían organismos con cierta adaptabilidad a sus factores limitantes. A su vez, la ausencia de incrustantes, bioerosiones y de encostramientos sugiere que las bioconstrucciones se desarrollaron en entornos sujetos a cambios periódicos en la salinidad (Rodríguez-Raising *et al.*, 2014).

En posiciones más meridionales de la subcuenca de Galve, en el tramo inferior de la serie, Domínguez (2014) ha identificado una asociación de facies similar, en la cual ha interpretado bioconstrucciones de ostreidos de tipo biohermos y bioestromos de mayor escala. El hecho de que en el *lagoon* inferior de las series estudiadas en este trabajo no hayan aparecido bioconstrucciones de ostreidos puede ser explicado por la importante influencia en este periodo de materiales siliciclásticos los cuales supusieron un factor limitante para el desarrollo de estos organismos (Britton y Morton, 1989; Pufahl y James, 2006).

Estos parches estarían afectados por migraciones laterales de canales submareales y/o eventos tormentosos los cuales desgastarían o destruirían la estructura, redistribuyendo los bioclastos tanto hacia posiciones más internas de la rampa (*packstone* bioclásticos, AF1) como hacia posiciones más distales (tempestitas bioclásticas, AF5; y barras submareales, AF7). Por lo tanto, estas bioconstrucciones supondrían las áreas fuentes de ostreidos desde donde estos bioclastos serían transportados (del Río *et al.*, 2001; Mauna *et al.*, 2005; Pufahl y James, 2006). Además, la escasa cementación que presentan los parches debió favorecer el proceso de erosión y disminuir las posibilidades de encontrarlas *in situ* a lo largo de la serie.

3.2. Medio sedimentario

En general, todas las características sedimentológicas que se han identificado en las series estudiadas de la Fm. Artoles conducen a la interpretación de un sistema de rampa carbonatada, de escasa pendiente (normalmente $<1^\circ$), afectada por tormentas (Fig. 17). Dentro de esta rampa se han identificado subambientes de rampa interna, como son las asociaciones de facies de *lagoon*, delta de flujo y las llanuras inter- y supramareales; en el límite entre la rampa interna y la rampa media estarían las barras y canales bioclásticos; en la rampa media proximal se localizarían los depósitos con HCS y tempestitas amalgamadas; y en la rampa media distal/offshore las tempestitas distales. La asociación de facies de bioconstrucciones de ostreidos aparece de manera dispersa en ambos dominios.

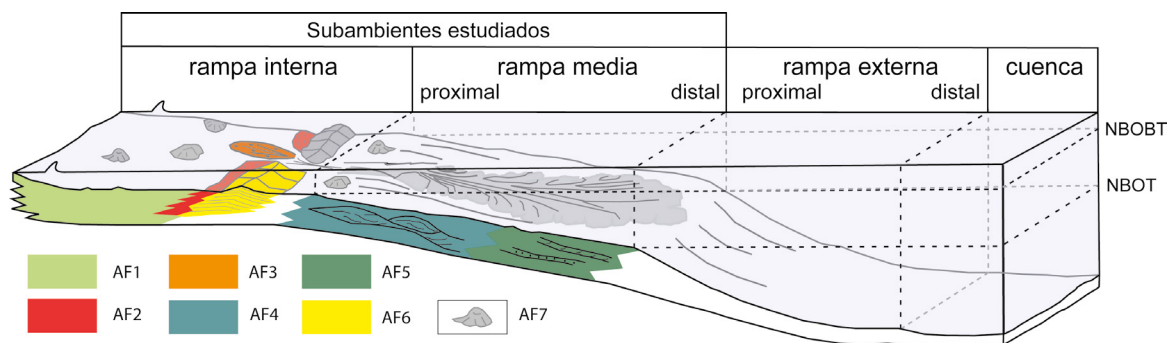


Fig. 17. Modelo conceptual 3D del medio sedimentario interpretado para la Fm. Artoles en el sector estudiado de la subcuenca de Galve. NBOBT, nivel base del oleaje de buen tiempo; NBOT, nivel base del oleaje de tormenta. Modificado de Ibáñez (2014).

*CAPÍTULO 4: EVOLUCIÓN VERTICAL Y
ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA*

CAPÍTULO 4: EVOLUCIÓN VERTICAL Y ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA

En este capítulo se analiza la evolución vertical de la formación y la arquitectura estratigráfica interpretada a partir de las diferentes series estudiadas. Debido a la similitud de las características litoestratigráficas de ambos flancos, junto con la escasez de niveles guía que los correlacionen estratigráficamente, se ha decidido presentar en detalle, exclusivamente, la arquitectura estratigráfica 2D de los perfiles situados en el flanco oeste, del cual se posee un mejor control estratigráfico.

Atendiendo a las características estratigráficas y sedimentológicas expuestas en capítulos anteriores, se han distinguido dos estadios evolutivos separados claramente entre sí mediante el nivel guía 3. Al NG3 está asociado con una importante profundización del sistema sedimentario, cuyo origen se abordará en el capítulo siguiente. El estadio I está caracterizado básicamente por la alternancia de margas y calizas propias de subambientes de *lagoon*, en cambio, el estadio II está dominado por las margas de facies de rampa media distal y sobre las que progradan, hacia el techo de la formación, de nuevo, los subambientes de *lagoon*. A continuación, se presenta y describe la arquitectura estratigráfica y la evolución vertical para cada uno de estos estadios.

4.1. Estadio I: sistema de *lagoon* mixto

El sistema de *lagoon* mixto del estadio I abarca el tramo I de las series estudiadas y, en consonancia con la propuesta de Navarrete *et al.* (2013), se desarrollaría en continuidad sedimentaria con el techo de la Fm. Camarillas (intervalo de transición). De esta manera, los depósitos de *lagoon* de la base de la Fm. Artoles están relacionados lateral y verticalmente con el sistema de islas barrera definido para el techo de la formación infrayacente y que quedan preservados en los sectores más occidentales de la cuenca (Navarrete *et al.*, 2013; fig. 18).

La sedimentación carbonatada en este estadio I se realizó en subambientes de rampa interna (Fig. 19), relativamente protegida de la acción de las olas y de las corrientes, al cual llegaban ocasionalmente episodios de tormenta de alta energía que dieron lugar a las facies granosostenidas y a la reelaboración y resedimentación de organismos de subambientes más abiertos (equinodermos y foraminíferos). El contenido fósil dominante es propio de estos medios restringidos como son las carofitas, ostrácodos, bivalvos y ostreidos.

Este *lagoon* estuvo afectado por un sistema de canales mareales, los cuales pudieron estar relacionados con las islas barrera, sirviendo de vía de comunicación entre las zonas interiores del *lagoon* y las zonas marinas más abiertas, tanto de los flujos mareales como de los de tormenta. A la salida de estos canales mareales se depositarían deltas de flujos, los cuales aparecen intercalados dentro de los depósitos de *lagoon* (Fig. 19). Detrás de las

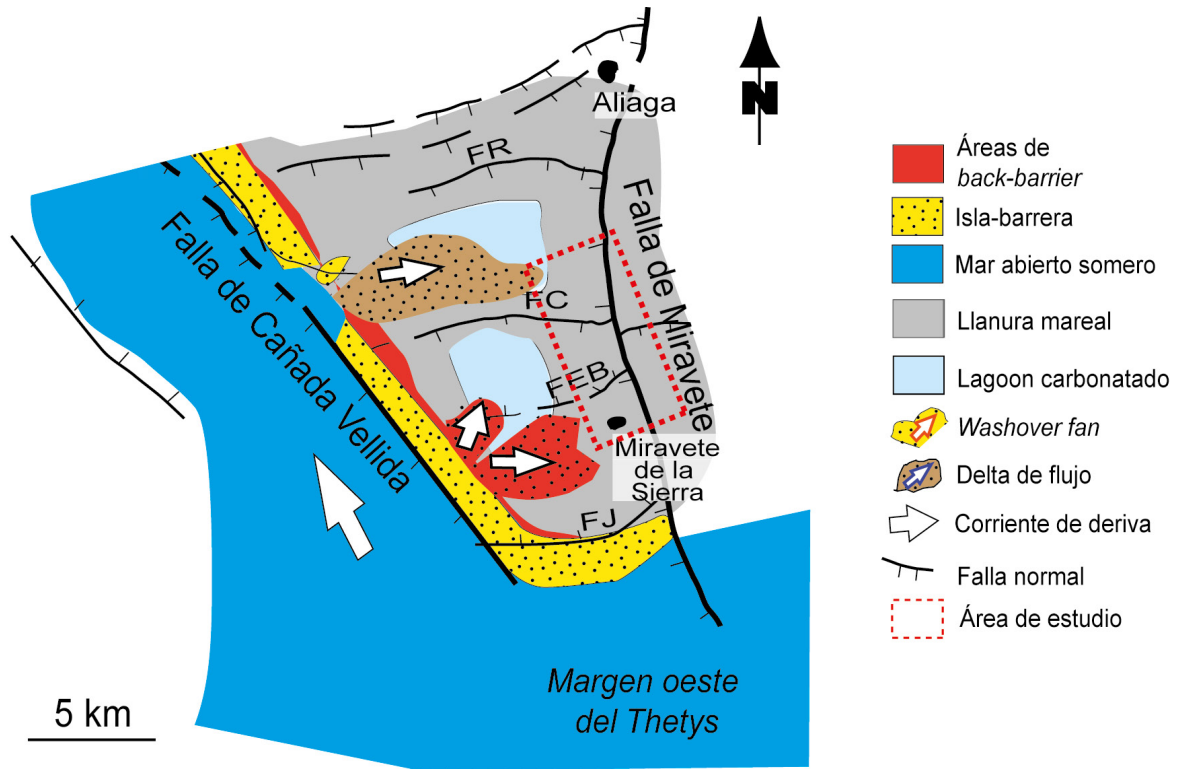


Fig. 18. Reconstrucción paleogeográfica de la subcuenca de Galve durante el Barremiense (FR, FC, FEB y FJ: Fallas de Remenderuelas, Camarillas, El Batán y Jorcas, respectivamente). Modificado de Navarrete et al. (2014).

islas barrera se generarían los subambientes protegidos de baja energía (ambientes de *back-barrier* como llanuras supra- e intermareales), donde decantarían los materiales detríticos más finos, los cuales aparecen ocasionalmente interrumpidos por depósitos de *washover*. Estos últimos depósitos se generarían por la destrucción de las barreras durante eventos de tormenta. Por lo tanto, los frecuentes depósitos siliciclásticos identificados en la parte inferior, que definen la naturaleza mixta del *lagoon* de este estadio, estarían relacionados con la presencia de islas barrera de dicha naturaleza, las cuales supondrían el área fuente de

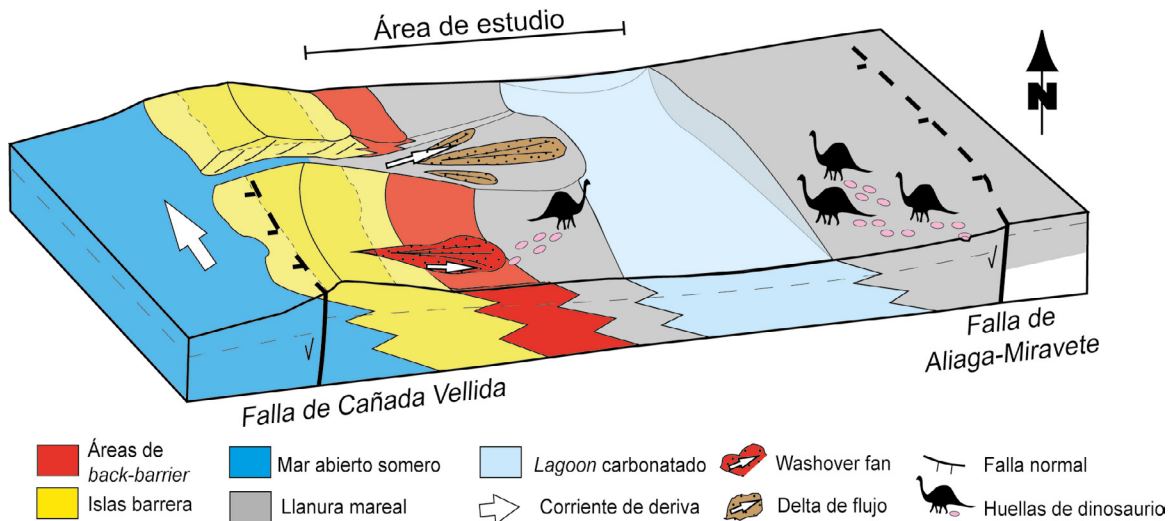


Fig. 19. Modelo sedimentario 3D mostrando el estadio I y las diferentes asociaciones de facies identificadas en el área de estudio.

dichos depósitos. Por otra parte, las margas y calizas de la base de este estadio muestran con mucha frecuencia bioturbaciones de hábito vertical en relación a raíces y abundantes restos vegetales confirmando las condiciones someras del sistema en la base de este estadio, en relación con dichos ambientes de *back-barrier*.

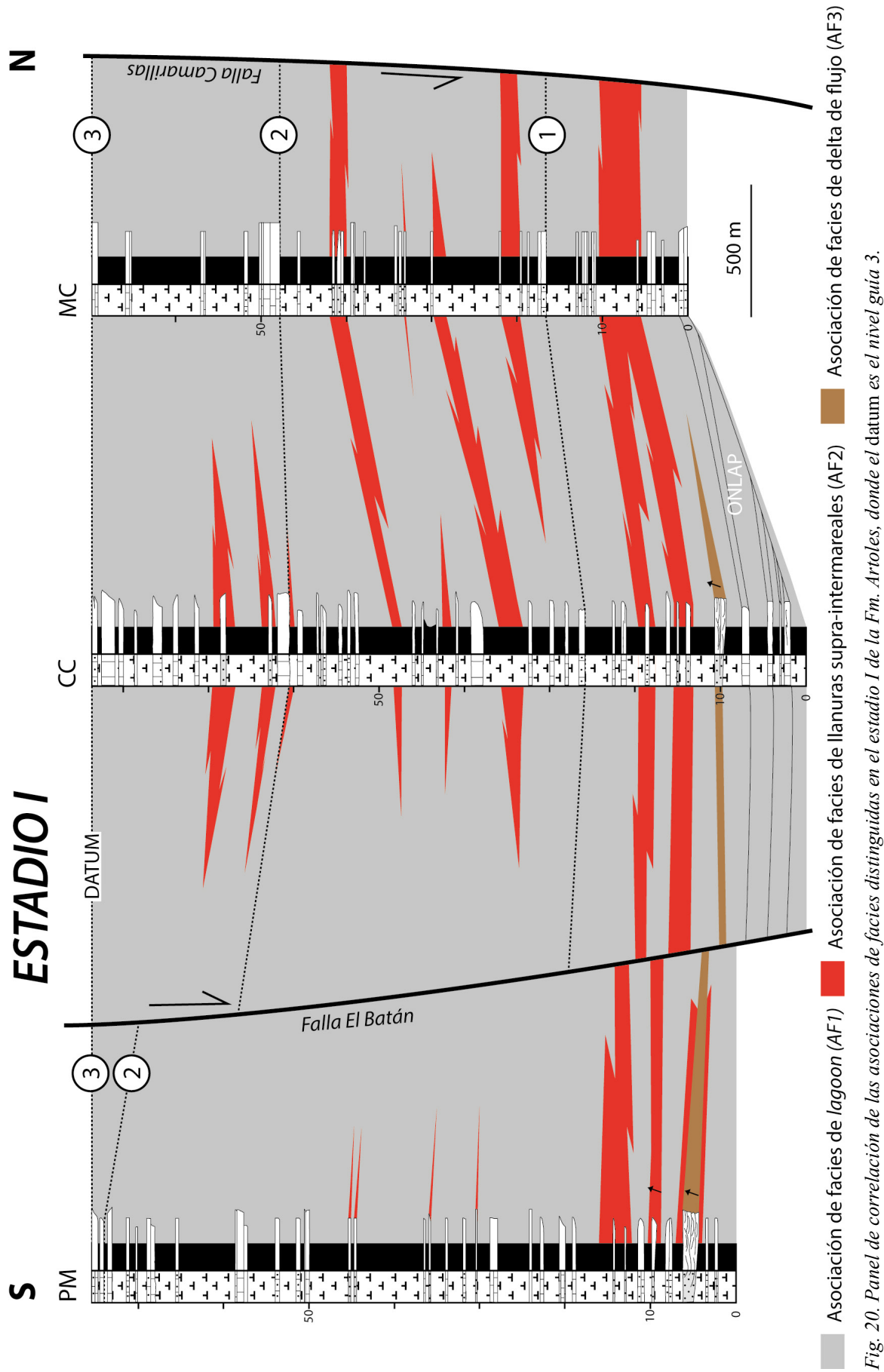
Hacia techo del estadio I, el *lagoon* se hace ligeramente más abierto y menos marginal como se deduce de la disminución relativa en la abundancia de fauna de ambientes restringidos y un aumento de la fauna de medios más abiertos (equinodermos y foraminíferos), así como del menor desarrollo de bioturbaciones por raíces y restos vegetales y el incremento de depósitos de ambientes energéticos como tempestitas. Este aumento de los niveles de tempestitas dentro del *lagoon* podría ser debido a la reducción en la influencia de las islas barrera, que podrían haber ido sufriendo un proceso de degradación y/o erosión a lo largo de este estadio.

En líneas generales, la arquitectura estratigráfica del estadio I pone de manifiesto una tendencia general progradante, partiendo en la base de dominios propios de *back-barrier* con sus llanuras mareales asociadas, directamente relacionados con la presencia de las islas barrera, hacia posiciones más propias del centro del *lagoon sensu stricto* en la parte alta del mismo (Fig. 20).

4.2. Estadio II: sistema de rampa carbonatada

Este estadio comprende los tramos II y III de las series estudiadas y en él se reconocen las asociaciones de facies de *lagoon*, rampa media proximal, rampa media distal, barras y canales bioclásticos y bioconstrucciones de ostreidos (Figs. 21 y 22). Este estadio se inicia en casi todos los perfiles estudiados con subambientes de rampa media distal, que se superponen de forma muy neta sobre los depósitos de *lagoon* mixto del estadio I, como consecuencia de una brusca profundización del medio. En general, los depósitos de rampa media distal están constituidos por margas que intercalan abundantes niveles bioclásticos interpretados como tempestitas distales y arenosos con HCS de menor tamaño. Únicamente, en los perfiles de Corral y Masía de los Clérigos la base de este estadio se inicia con un depósito de barras bioclásticas propias de ambientes submareales. Estas estructuras se situarían muy probablemente en el límite entre la rampa interna y media, generando barreras de menor entidad y continuidad que las islas barrera siliciclásticas del estadio anterior. La presencia de estas barras en los perfiles más septentrionales indica que los medios más proximales se situarían hacia el Norte (Fig. 22).

La rápida profundización que se observa al inicio de este estadio viene seguida por una ligera retrogradación de las facies hacia subambientes algo más distales dentro de la rampa media distal (disminución del número de tempestitas distales). A tenor del número y potencia de las tempestitas presentes, las facies más proximales del sistema se situarían al Norte y las más distales al Sur.



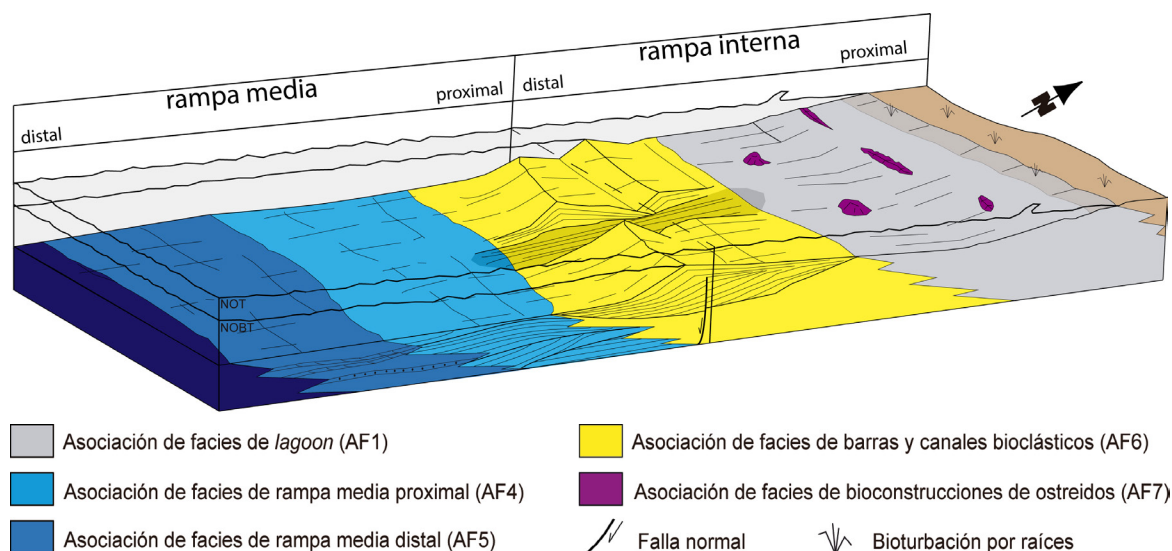


Fig. 21. Modelo sedimentario 3D mostrando el estadio II y las diferentes asociaciones de facies identificadas en el área de estudio. NOT, nivel de oleaje de tormenta; NOBT, nivel de oleaje de buen tiempo.

Tras esta ligera retrogradación de las facies se produce posteriormente una continuada progradación del sistema en el resto del estadio, sobreimponiendo primero los depósitos de rampa media proximal, que muestran niveles arenosos con HCS de mayor espesor, sobre los depósitos de rampa media distal. El último nivel arenoso con HCS está relacionado lateralmente (hacia el Norte) con grandes barras y canales bioclásticos que se sitúan en el límite entre la rampa interior y media y sobre los cuales progradan facies de margas y calizas correspondientes a la instalación de un nuevo *lagoon*. Estas facies de *lagoon* del estadio II muestran diferencias notables con respecto a las facies de *lagoon* del estadio I. Desaparecen las carofitas, mientras que hay abundante presencia de equinodermos, foraminíferos bentónicos e incluso dientes de peces (menos frecuentes en el estadio I). Estas características hacen pensar que este *lagoon* estuvo mejor comunicado con medios marinos más abiertos. Este carácter más abierto del *lagoon* podría estar relacionado con el tipo de barreras que orlan la parte externa del mismo. En este estadio estas barreras son barras bioclásticas que, en general, serían de menor entidad y continuidad que los sistemas de islas barrera que protegían el *lagoon* del estadio I, lo que favorecería que existiese una mejor comunicación entre los subambientes de rampa interna y los medios marinos más abiertos. Este *lagoon* también estaría afectado por abundantes tormentas, como lo atestigua la presencia de abundantes niveles intercalados de tempestitas dentro del mismo.

La tendencia general progradante que se observa en buena parte del estadio II culmina con la instalación de facies costeras/litorales a techo del mismo, propias de zonas marginales del *lagoon* (perfiles Pueblo Miravete, Masía de la Zoma y Barramco del Hocino). Dichas facies muestran evidencias de exposiciones subaéreas (bioturbaciones por raíces, superficies de oxidación, huellas de dinosaurio, etc.).

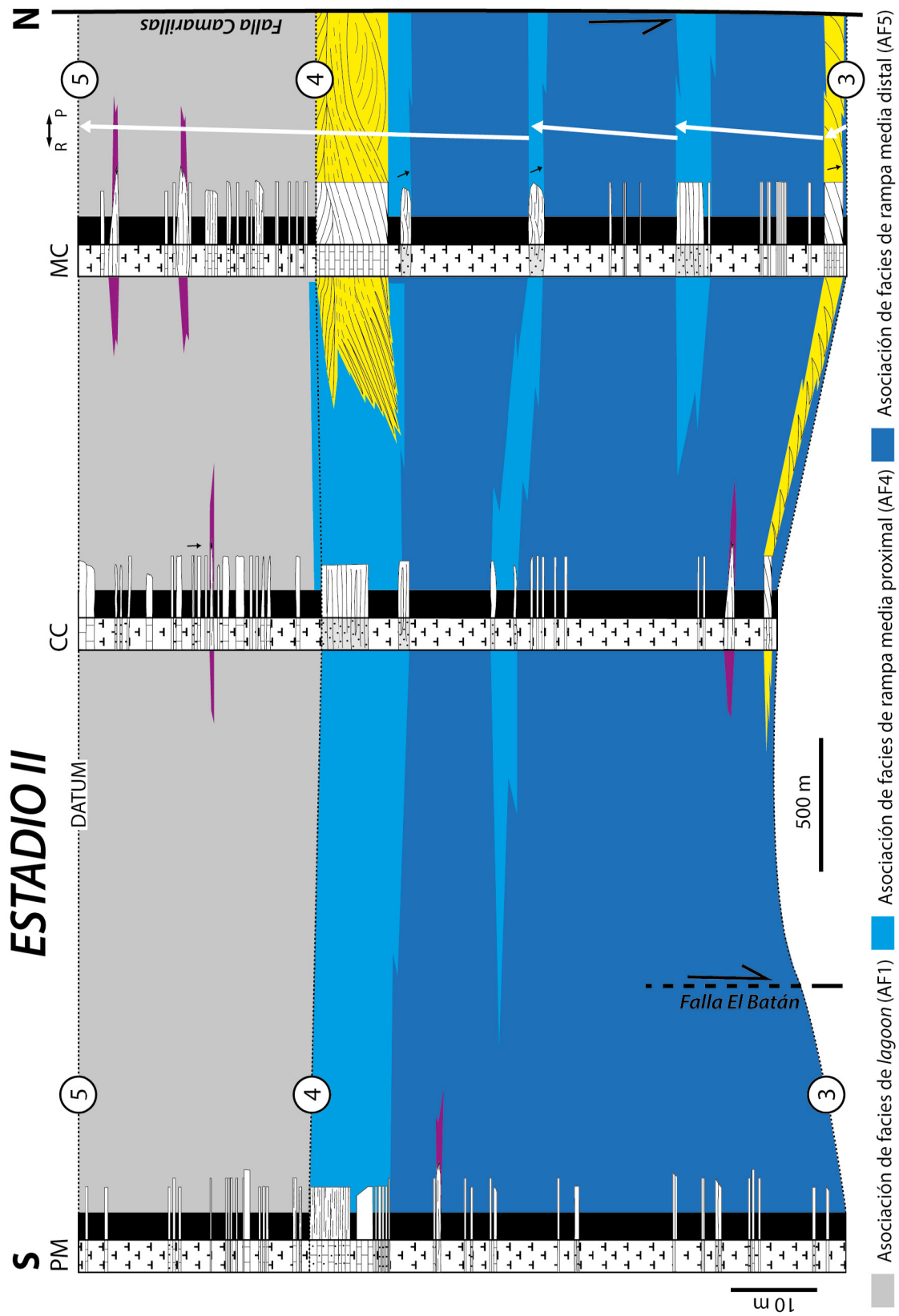


Fig. 22. Panel de correlación de las asociaciones de facies distinguidas en el estadio II de la Fm. Artoles, donde el datum es el nivel guía 6 (R, Retrogradación; P, Progradación).

CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN: FACTORES ALOCÍCLICOS

CAPÍTULO 5: DISCUSIÓN: FACTORES ALOCÍCLICOS

El objetivo de este capítulo es discutir la influencia de los factores alocíclicos sobre la evolución de la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve y cómo estos han condicionado la distribución de las diferentes asociaciones de facies identificadas. En la evolución general descrita en los estadios destaca la brusca profundización relativa que separa ambos estadios. A partir de los estudios efectuados durante este trabajo, esta profundización del medio de depósito puede estar relacionada con un ascenso eustático global y/o un incremento en la subsidencia tectónica sinsedimentaria en la zona de estudio. En este estudio no se ha abordado el papel desarrollado por el clima en la evolución general de la Fm. Artoles ya que excede con mucho los objetivos pretendidos con este trabajo. No obstante, la bibliografía consultada sobre el clima del Barremiense en la subcuenca de Galve indican que esta área se situaba en torno a los 30° de latitud (Dercourt *et al.*, 1986; Stampfi *et al.*, 2001), con un clima subtropical árido, siendo muy similar al que existe actualmente en el norte de África o en la Pampa y Patagonia argentinas (Navarrete, 2015). Este clima subárido se ha visto confirmado por el modelo paleoclimático elaborado por Haywood *et al.* (2004) para el Barremiense del Weald de Inglaterra y en cuyo modelo también incorpora a Iberia. Sin embargo, esta bibliografía consultada hace pensar que durante el Barremiense no hay cambios climáticos significativos lo que, *a priori*, lleva a descartar la influencia climática como responsable de la brusca profundización observada entre los estadios I y II de la Fm. Artoles. Por lo tanto, a continuación se procede a discutir la influencia que pudieron tener el eustatismo y la tectónica en evolución de esta unidad.

5.1. Eustatismo

Los datos bioestratigráficos que se disponen a partir de las carofitas presentes en la Fm. Artoles, indican que el límite entre los estadios I y II se situaría aproximadamente entre la biozona *Triquetra* (subzona *Neimongolensis*) y la biozona *Asciidiella-Cruciata* (Riveline *et al.*, 1996; Martín-Closas y Salas, 1998) (ver fig. 8 y tabla 2 de esta memoria). La base de la biozona *Asciidiella-Cruciata* se correlaciona, entre otras, con la biozona *Giraudi* de ammonites, con lo cual, el estadio II que se ha definido para la Fm. Artoles puede correlacionarse perfectamente con la cuarta secuencia eustática barremiense de Haq (2014) (Fig. 23). El reciente estudio de Navarrete (2015) también avala esta propuesta. Esta autora hace una excelente aproximación a la edad de la Fm. Camarillas (infrayacente a la Fm. Artoles) a partir de las dataciones que hay de dicha unidad en base a datos bioestratigráficos (a partir de carofitas, ostrácodos y palinomorfos) y de la correlación de la evolución de la Fm. Camarillas con las curvas eustáticas de Haq (2014) y con la curva de excentricidad de Laskar *et al.* (2011). A partir del análisis bioestratigráfico acota la edad de la Fm. Camarillas al Barremiense inferior-parte inferior del Barremiense superior. Tomando como base de

partida esta datación, compara las tres grandes evoluciones (secuencias) retrogradantes que se reconocen en la Fm. Camarillas con la curva eustática del Cretácico inferior de Haq (2014), pudiendo correlacionar dichas secuencias con las tres primeras secuencias eustáticas barremienses (Fig. 23).

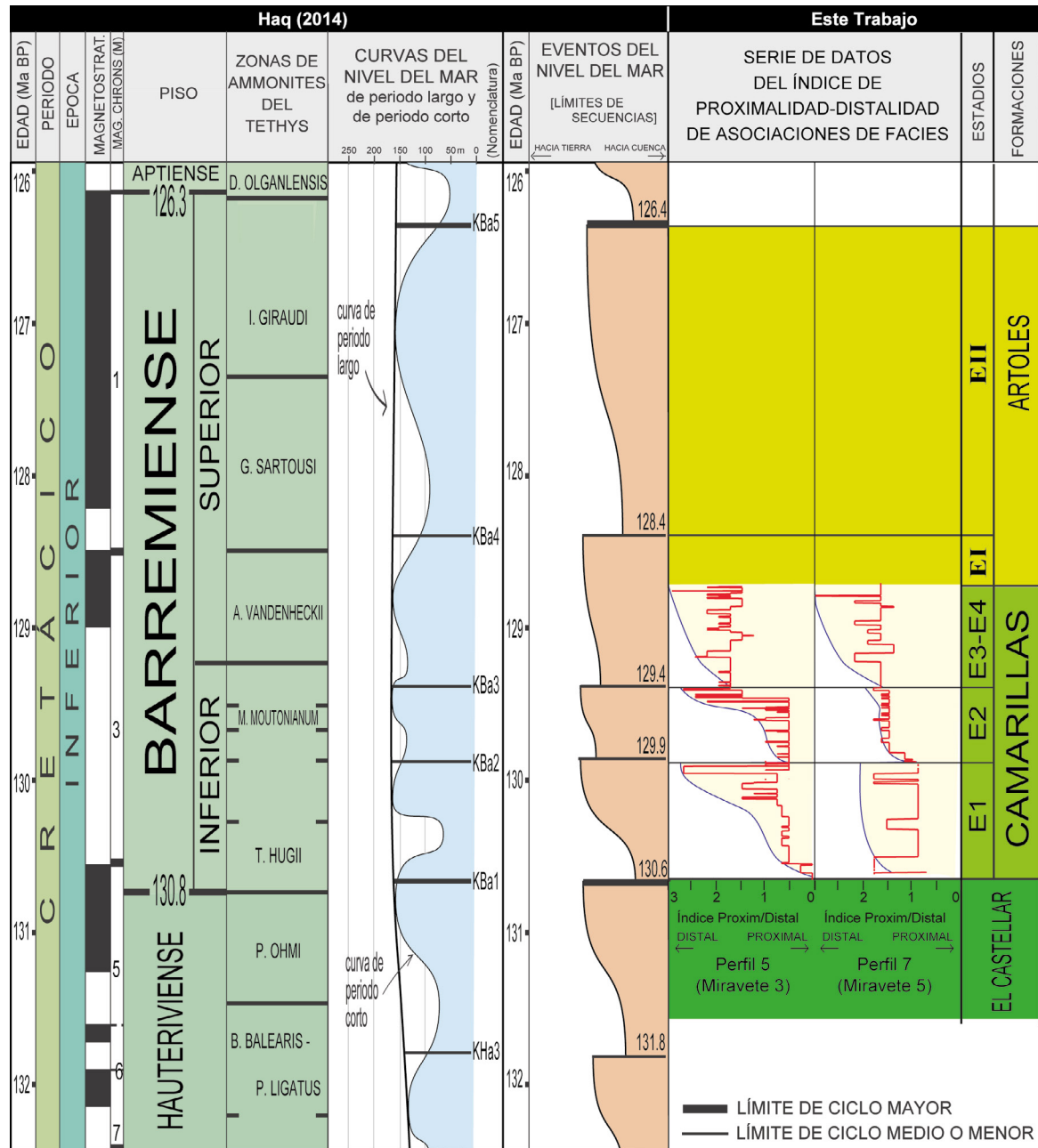


Fig. 23. Curva de las variaciones eustáticas del nivel del mar durante el Hauteriviense superior-Barremiense y su correlación con las biozonas propuestas por Hardenbol et al. (1998) y Ogg y Hinnov (2012). La columna de izquierda muestra las subdivisiones estratigráficas estándar, calibradas a la escala de tiempo absoluto, y la escala de inversión paleomagnética. Las columnas de la derecha muestran la correlación de estos ciclos eustáticos con los diferentes estadios evolutivos definidos para la Fm. Camarillas (Navarrete, 2015) y para la Fm. Artoles en este trabajo. Modificada de Navarrete (2015).

La última de las secuencias definidas por Navarrete (2015) corresponde a la instalación de un sistema de islas barrera-lagoon al que hay que añadir el sistema de lagoon carbonatado que se define para el estadio I de la Fm. Artoles y con el que está en continuidad sedimentaria.

Con lo cual, el estadio I definido para la Fm. Artoles equivale a la parte superior de la tercera secuencia eustática barremiense de Haq (2014), con una edad que se situaría aproximadamente entre los 128.7 y los 128.4 Ma (Fig. 23). Así, la tendencia progradante que se observa en el estadio I de la Fm. Artoles está claramente relacionada con la estabilización e inicio de la caída eustática que se produce al final de esta tercera secuencia barremiense.

De este modo, la profundización del estadio II de la Fm. Artoles estaría relacionada con el cuarto ciclo eustático. En este sentido la evolución retrogradante que se observa en la base de este estadio lleva a pensar que no ha quedado registro de los sedimentos que reflejarían la bajada eustática que se produce al inicio de este ciclo (*lowstand system tract*, LST). Ahora bien, la ausencia de estos depósitos, puede deberse a que la actividad tectónica pudo enmascarar esta bajada eustática, generando el espacio de acomodación suficiente para que las facies retrogradasen de nuevo. Esto es debido a que, en cuencas donde existe una importante subsidencia, ésta se superpone a las variaciones eustáticas y produce un incremento en la magnitud de las subidas relativas del nivel del mar, mientras que las caídas son reducidas o incluso nulas (Gawthorpe *et al.*, 2003; Ritchie *et al.*, 2004; Zecchin *et al.*, 2006). Una situación similar ha sido interpretada por Navarrete (2015) para las dos secuencias superiores de la Fm. Camarillas. Este estadio refleja de forma clara tanto el ascenso eustático de este ciclo (con la evolución retrogradante que se observa en la base del estadio), como la estabilización e inicio de la caída eustática del final del ciclo que queda reflejada en la evolución claramente progradante que se observa en la mitad superior de este estadio.

5.2. Tectónica

Respecto a la actividad tectónica desarrollada durante el depósito la Fm. Artoles se pueden destacar los siguientes puntos de las principales fallas del área de estudio (ver fig. 3):

La Falla de Aliaga-Miravete, como se ha comentado anteriormente, se muestra activa durante el depósito de la Fm. Artoles favoreciendo el desarrollo de mayores espesores en las series del bloque hundido. En detalle, se observan mayores variaciones del espesor en el tramo I que en los tramos II y III, por lo que posiblemente la actividad de esta falla fue disminuyendo durante el transcurso del Barremiense superior.

Respecto a las fallas subtransversales a la anterior, queda clara su influencia en las variaciones de espesor y en la distribución de las diferentes asociaciones de facies en los perfiles.

En el flanco oeste del anticlinal, las fallas de El Batán y Camarillas muestran claramente su influencia en la evolución de la formación. En general, el tramo I de los perfiles localizados en este flanco no presenta importantes variaciones de espesor pero, si se analiza en detalle se observa una ligera disminución del espesor del perfil Masía de los Clérigos respecto a los otros dos. Esta variación ha sido interpretada en relación a una secuencia de depósito en *onlap* situada a la base del tramo, que también ha sido identificada para la parte superior de

la Fm. Camarillas (Navarrete, 2015). Esta geometría en *onlap* se relaciona con la actividad de la falla de El Batán, de modo que los sedimentos van siendo progresivamente más expansivos hacia el margen pasivo (norte) de la falla, es decir, hacia el perfil de Masía de los Clérigos. Otro hecho importante a destacar dentro de este tramo I son las variaciones de espesor presentes entre los NG2 y NG3 de estos perfiles. Mientras que en los perfiles Corral y Masía de los Clérigos se desarrolla en ese periodo de tiempo un depósito de materiales de un par de decenas de metros, en el perfil Pueblo Miravete sólo queda registro de unos pocos metros (ver fig. 6). Estas variaciones en los espesores han permitido interpretar un incremento importante en la actividad de la Falla de El Batán después del NG2, que ocasionó el levantamiento relativo de su bloque inferior con respecto a los perfiles de su bloque hundido. A su vez, en el perfil Pueblo Miravete se identifican una serie de superficies de oxidación (entre el NG2 y el NG3) indicando posibles eventos de exposición subaérea, lo que apoyaría la hipótesis del levantamiento relativo del bloque inferior de la Falla de El Batán (Fig. 7C). A continuación, esta falla queda sin actividad apreciable durante el estadio II, ya que es en su bloque inferior donde se localizan los mayores espesores del estadio.

En estos momentos no se disponen de datos que permitan definir la actuación de la Falla de Camarillas durante el depósito de la Fm. Artoles, puesto que no se dispone de ningún perfil en el bloque levantado de dicha falla con el que se pueda hacer una comparación. Sin embargo, sobre el bloque superior de esta falla, y muy próxima a su traza, es donde se sitúa la barra bioclástica que se reconoce en el perfil Masía de los Clérigos por debajo del NG4, por lo que es posible que la situación de esta barra esté condicionada por el relieve asociado a la actividad de esta falla, o en su defecto a una secundaria de la misma.

Por otro lado, en el flanco este del anticlinal, la tectónica sinsedimentaria también tiene una importante influencia en las diferencias existentes entre los perfiles Masía de la Zoma y Barranco del Hocino. Fundamentalmente, la falla presente entre ambos perfiles provoca que se registre un mayor espesor en el perfil localizado en su bloque hundido (perfil Barranco del Hocino) que en el localizado en el bloque levantado.

En la evolución descrita para la Fm. Artoles destaca la brusca profundización relativa al inicio del estadio II. La causa de esta profundización podría estar también relacionada con un aumento generalizado de la actividad de las fallas principales del *rift* al final del estadio I, lo que provocaría una rápida subsidencia de la subcuenca de Galve. No obstante, se necesitan más estudios a escala regional para poder validar adecuadamente esta interpretación.

CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES

CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES

El estudio de la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve ha permitido diferenciar 3 tramos reconocibles en los 5 perfiles estudiados. Dichos perfiles han sido correlacionados estratigráficamente mediante 6 niveles guías. A partir del estudio de carofitas realizado por Martín-Closas (1989) y de las biozonaciones establecidas por diferentes autores, junto con la correlación realizada con la curva eustática de Haq (2014), la Fm. Artoles tendría una edad Barremiense superior en la subcuenca de Galve.

Mediante el estudio sedimentológico sobre esta unidad se han distinguido 7 asociaciones de facies diferentes:

- Asociación de facies de *lagoon* (AF1).
- Asociación de facies de llanuras intermareales y supramareales (AF2).
- Asociación de facies de delta de flujo (AF3).
- Asociación de facies de rampa media proximal (AF4).
- Asociación de facies de rampa media distal (AF5).
- Asociación de facies de barra y canal bioclástico (AF6).
- Asociación de facies de bioconstrucciones de ostreidos (AF7).

Este conjunto de asociaciones de facies identificadas caracteriza un medio sedimentario correspondiente a una rampa carbonatada afectada por tormentas, mostrando desde los ambientes más someros dentro de la rampa interna hasta los subambientes más distales y relativamente profundos de la rampa media distal.

La evolución vertical y lateral de estas asociaciones ha permitido distinguir para de la Fm. Artoles dos estadios evolutivos. El estadio I, el cual abarca el tramo I de las series estudiadas, está en continuidad sedimentaria con el sistema de islas barreras de la parte superior de la Fm. Camarillas y está representado por un *lagoon* mixto restringido. Esta evolución define una tendencia progradante, la cual se inicia dentro del *lagoon* con subambientes de *back-barrier* que evolucionan, hacia techo del estadio, a subambientes más centrales del *lagoon sensu stricto*. El estadio II, desarrollado durante el depósito de los tramos II y III, comienza con la neta sobreimposición de los depósitos propios de subambientes de rampa media distal sobre los del *lagoon* del estadio I como consecuencia de una brusca profundización del medio. Durante el estadio II, los subambientes de rampa media muestran una evolución retrogradante-progradante, los cuales van cambiando progresivamente a dominios de rampa media proximal. La progradación de este estadio continua con el desarrollo de barras y canales bioclásticos, los cuales se ubicarían en el límite entre la rampa interna y media. Por último, dicha progradación permite la instalación a techo de este estadio de un nuevo *lagoon* bien comunicado con mar abierto, el cual incluso llega a mostrar en algunos perfiles

facies propias de ambientes costeros. El estudio de la arquitectura estratigráfica ha permitido identificar que las zonas más proximales del sistema sedimentario se ubicaban hacia el Norte, mientras que las distales se localizaban hacia el Sur.

Respecto a la influencia de los factores alocíclicos, se han propuesto el eustatismo y la tectónica extensional como elementos de control en la evolución de la Fm. Artoles. En relación a la eustasia, se han podido correlacionar dos de los ciclos eustáticos del Barremiense superior con los estadios I y II aquí definidos para la Fm. Artoles en la subcuenca de Galve. Respecto a la tectónica, se ha visto la influencia de las fallas presentes en el área provocando variaciones de espesor entre los perfiles estudiados y en la distribución de las diferentes asociaciones de facies en ellos. Dentro de la evolución destaca la abrupta profundización identificada entre los estadios I y II, la cual podría estar en relación probablemente al límite de los ciclos eustáticos tercero y cuarto definidos por Haq (2014) para el Barremiense y datado hace 128,4 Ma y/o con un incremento generalizado de la actividad de las fallas principales de la cuenca, provocando dicha profundización.

CAPÍTULO 7: BIBLIOGRAFÍA

CAPÍTULO 7: BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar, M.J.; Ramirez del Pozo, J. y Riba, O. (1971):** Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geológicos*, 27: 497-512.
- Aigner, T. (1985):** *Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences*. Lecture notes in Earth Sciences, 3, Springer-Verlag, Berlín, 174 p.
- Aurell, M. y Bádenas, B. (1995):** Las rampas carbonatadas del Jurásico Superior en las Sierras de Albarracín y Palomera. *XIII Congreso Español de Sedimentología, Guía de Excursiones*: 7-57.
- Bádenas, B.; Aurell, M. y Meléndez, A. (1993):** Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4): 57-75.
- Bádenas, B. (1997):** *Caracterización sedimentológica y modelización por ordenador de la rampa carbonatada kimmeridgiense en Ricla (Zaragoza). Implicaciones a escala de cuenca*. Tesis Licenciatura, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. de Zaragoza, 120 p.
- Benitez, M.H. (2013):** Depósitos de tormenta de la Formación Coquena (Tremadociano superior) de la Quebrada de Chalala Cordillera Oriental jujeña. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 70(2): 183-192
- Blackley, R. (2014):** http://cpgeosystems.com/125_Cret_EurMap_sm.jpg
- Britton, J.C. y Morton, B. (1989):** *Shore Ecology of the Gulf of Mexico*. University of Texas Press, Austin, 387 p.
- Buatois, L. y Mangano, G. (2011):** *Ichnology: the role of organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press, 358 p.
- Canerot, J. (1974):** *Recherches géologiques aux confins des Chaines ibériques et catalane (Espagne)*. These Doctoral. Sc. Nat. Toulouse, ENADISMA, trabajos de tesis. 517 p.
- Canerot, J.; Cugny, P.; Pardo, G.; Salas, R. y Villena, J. (1982):** Ibérica Central y Maestragzo. In: *El Cretácico de España*, Univ. Comp. Madrid, 273-344. Madrid.
- Capote, R.; Muñoz, J.A.; Simón, J.L.; Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002):** Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: Gibbons, W. y Moreno, T. (eds.), *Geology of Spain*. Geological Society of London, Special Publication, 367–400.
- Cervera, A.; Pardo, G. y Villena, J. (1976):** Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la formación lignitos de Escucha. *Tecniterrae*, 14: 25-33.
- Davis, R.A. Yale, K.E.; Pekala, J.M. y Hamilton, M.V. (2003):** Barrier island stratigraphy and Holocene history of west-central Florida. *Marine Geology*, 200: 103-123.
- Dercourt, J.; Zonenshain, L.P.; Ricou, L.E.; Kazmin, V.G.; Le Pichon, X.; Knipper, A.L.; Grandjacquet C.; Sborshchikov, I.M.; Geyssant, J.; Lepvrier, C.; Pechersky, D.H.; Boulin, J.; Sibuet, J.C.; Savostin, L.A.; Sorokhtin, O.; Westphal, M.; Bazhenov, M.L.; Lauer, J.P. y Biju-Duval, B. (1986):** Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. En: Aubouin, J., Le Pichon, X., Monin, A.S

- (eds.), *Evolution of the Tethys. Tectonophysics*, 123: 241–315.
- del Río, C.J.; Martínez, S.A. y Scasso, R.A. (2001):** Nature and origin of spectacular marine Miocene Shell beds of Northeastern Patagonia (Argentina): Paleoecological and bathymetric significance. *Palaeos*, 16: 3-25.
- Diez Molina, M. y Yébenes, A. (1987):** La sedimentación litoral y continental durante el Cretácico inferior. Sinclinal de Galve (Teruel). *Strata*, Serie 2 (2): 155-182.
- Domènech, R.; Farinati, E.A. y Martinell, J. (2014):** *Crassostrea patagonica* (d'Orbigny, 1842) shell concentrations from the late Miocene of Río Negro province, NE Patagonia, Argentina. [Concentraciones de conchas de *Crassostrea patagonica* (d'Orbigny, 1842) en el Mioceno superior de la provincia de Río Negro, NE Patagonia, Argentina] *Spanish Journal of Palaeontology*, 29 (2): 165-182.
- Domínguez, E. (2014):** *Evolución sedimentaria de la Fm. Artoles (Barremiense superior, Cretácico inferior) en Allepuz (sector meridional de la Subcuenca de Galve; Cordillera Ibérica Central)*. Trabajo Fin de Máster, Universidad de Zaragoza, 50 p.
- Donselaar, M.E. (1996):** *Barrier island coasts and relative sea level rise: preservation potential, facies architecture and sequence analysis*. PhD. Thesis. Utrecht University. 223 p.
- Drew, E.A. (2001):** Ocean nutrients to sediment banks via tidal jets and Halimeda meadows. En: Wolanski, E. (ed.), *Oceanographic Processes of Coral Reefs: Physical and Biological Links in the Great Barrier Reef*. CRC Press, Boca Raton, Florida, 255–268.
- Dromart, G. (1989):** Deposition of Upper Jurassic fine-grained limestone in the western Subalpine Basin, France. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 69: 23-43.
- Dunham, R.J. (1962):** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: E.E. Hern (Ed.): *Classification of Carbonate Rocks. A.A.P.G. Memoir*, 1: 108-121.
- Embry, A.F. y Klovan, J.E. (1971):** A late Devonian reef tract on northeastern bank island, Northwest territories. *Can. Petrol. Geologist Bull.*, 19: 730-781.
- Elliott, T. (1996):** Siliciclastic shorelines. En: Reading, H. G. (ed.), *Sedimentary environments and facies*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 155-188.
- Frey, R.W. y Mayou, T.V. (1971):** Decapod burrows in Holocene barrier island beaches and washover fans, Georgia. *Senckenbergiana Maritima*, 3: 53-77.
- García Ramos, J.C. (1985):** Sedimentología de detríticos y carbonatos (Buntsandstein y Cretácico inferior). In: Hernández, A. et al., *Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000 (primera edición), nº 47 (Teruel)*. I.G.M.E. ed., 81-105. Madrid.
- Gasca, J.M. (2015):** *Aportaciones al conocimiento sobre dinosaurios del Barremiense inferior (Cretácico inferior) de Teruel, España: asociaciones fósiles, sistemática, paleodiversidad y afinidades paleobiogeográficas*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 170 p.
- Gautier, F. (1980):** *Mapa Geológico de España, Magna, nº 543 (Villarluengo)*. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid, 45 p. 1 mapa 1:50.000.
- Gawthorpe, R.L. y Gutteridge, P. (1990):** Geometry and evolution of platform-margin bioclastic shoals, late Dinantian (Mississippian), Derbyshire, UK. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 9: 39-54.

- Gawthorpe, R.L.; Hardy, S. y Ritchie, B. (2003):** Numerical modelling of depositional sequences in half-graben rift basins. *Sedimentology*, 50:169-185.
- Ginkel, A.C. y Mekel, J.F.M. (1976):** *Geological Maps of the Montalbán Region*. ITC Publications, 2: 66 p.
- Hallock, P. y Schlager, W. (1986):** Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonates platform. *Palaios*, 1: 389-398.
- Hardenbol, J.; Thierry, J.; Farley, M.B.; Jacquin, T.; Graciansky de C. y Vail, P.R. (1998):** Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. En: de Graciansky, P.C.; Hardenbol, J.; Jacquin, T. y Vail, P.R. (eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins* (Eds.). SEPM Special publication, 60: 3-13 (Chart 5, “Cretaceous Chronostratigraphy”).
- Haq, B.U. (2014):** Cretaceous eustasy revisited. *Sedimentary Geology*, 113: 44-58.
- Haywood, A.M.; Valdes, P.J. y Markwick, P.J. (2004):** Cretaceous (Wealden) climates: a modelling perspective. *Cretaceous Research*, 25: 303–311.
- Hernández-Molina, F.J.; Fernández-Salas, L.M.; Lobo, F.; Somoza, L.; Díaz-del-Río, V. y Alveirinho Días, J.M. (2002):** The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. *Geo-Marine Letters*, 20: 109-117.
- Ibáñez, A. (2014):** *Sedimentología y tectónica sinsedimentaria de la Fm. Artoles en Miravete (Teruel, Cordillera Ibérica)*. Trabajo Fin de Grado, Universidad de Zaragoza, 50 p.
- Ibáñez, A.; Soria, A. R. y Liesa, C. L. (2015):** Sedimentology and sedimentary evolution of the Artoles Fm in Miravete de la Sierra (Teruel, Iberian Chain). *Geogaceta*, en prensa.
- Laskar, J.; Fienga, A.; Gastineanu, M. y Manche, H. (2011):** La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 532: 1-15.
- Lee, Y.I. y Kim, J.C. (1992):** Storm influenced siliciclastic and carbonate ramp deposit, the lower Ordovician Dumugol Formation, South Korea. *Sedimentology*, 39: 951-969.
- Lee, Y.I.; Hyeong, K. y Yoo, C.M. (2001):** Cyclic sedimentation across a Middle Ordovician carbonate ramp (Duwibong Formation). *Korea. Facies*, 44: 61-74.
- Leinfelder, R.R.; Nose, M.; Schmid, D. y Werner, W. (1993):** Microbial crusts of the late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, 29: 195-230.
- Liesa, C.L.; Casas, A.M.; Soria, A.R.; Simón, J.L. y Meléndez, A. (2004):** Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región Aliaga-Montalbán. En: Colombo, F.; Liesa, C.L.; Meléndez, G.; Pocoví, A.; Sancho, C. y Soria, A.R. (eds.), *Itinerarios Geológicos por Aragón. Geo-Guías*, 1: 151-180. Sociedad Geológica de España, Zaragoza.
- Liesa, C.L.; Soria, A.R.; Meléndez, N. y Meléndez, A. (2006):** Extension fault control on the sedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve, sub-basin, Spain. *Geological Society of London*, 163: 487-498.
- Martín-Closas, C. (1989):** *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre*. Tesis Doct. Dpto. de Geología Dinámica, Geofísica i Paleontología. Fac. de Geología. Univ. de Barcelona, 581 p.

- Martín-Closas, C. y Salas, R. (1998):** Lower Cretaceous Charophyte biozonation in the Maestrat Basin (Iberian Ranges, Spain). A reply to P.O. Mojon [1996]. *Géologie Alpine*, 74: 97-110.
- Mauna, C.; Casadío, S.; Parras, A. y Pascual, M. (2005):** Abundance and distribution of *Lithophaga* (Mytilidae) in extant and fossil oyster: Taphonomic and paleobiological implications. *Ameghiniana*, 42: 395-405.
- Navarrete, R. (2015):** *Controles alocíclicos de la sedimentación barremiense en la Subcuenca de Galve (Fm. Camarillas, margen occidental de la Cuenca del Maestrazgo)*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. 444 p.
- Navarrete, R.; Rodríguez-López, J.P.; Liesa, C.L.; Soria, A.R. y Veloso, F.M.L. (2013):** Changing physiography of rift basins as a control on the evolution of mixed siliciclastic-carbonate back-barrier systems (Barremian Iberian Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 289: 44-61.
- Navarrete, R.; Liesa, C.L.; Castanera, D.; Soria, A.R.; Rodríguez-López, J.P. y Canudo, J.I. (2014):** A thick Tethyan multi-bed tsunami deposit preserving a dinosaur megatracksite within a coastal lagoon (Barremian, eastern Spain). *Sedimentary Geology*, 313: 105-127.
- Ogg, J.G. y Hinnov, L.A. (2012):** Chapter 27, Cretaceous. En: Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Schmitz, M.D. y Ogg, G.M. (eds.), *The Geological Time Scale*. Elsevier, Amsterdam, 793-853.
- Pérez-López, A. y Pérez-Valera, F. (2012):** Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentology*, 59: 646-678.
- Peropadre, C. (2012):** *El Aptiense del margen occidental de la cuenca del Maestrazgo: controles tectónico, eustático y climático en la sedimentación*. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, 649 p.
- Peropadre, C.; Liesa, C.L. y Meléndez, N. (2013):** High-frequency, moderate to high-amplitude sea-level oscillations during the late Early Aptian: Insights into de Mid-Aptian event (Galve sub-basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 294: 233-250.
- Pomar, L.; Aurell, M.; Bádenas, B.; Morsilli, M. y Al-Awwad, S.F. (2015):** Depositional Model for a Prograding Oolitic Wedge, Upper Jurassic, Iberian basin. *Marine and Petroleum Geology*, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2015.05.025.
- Pufahl, P.K. y James, N.P. (2006):** Monoespecific Pliocene oyster buildups, Murray Basin, South Australia: Brackish water end member of the reef spectrum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 233: 11-33.
- Rahmani, R.A. (1998):** Estuarine tidal channel and nearshore sedimentation of a Late Cretaceous epicontinental sea, Drumheller, Alberta, Canada. En: De Boer, P.L.; Van Gelder, A. y Nio, S. D. (eds.), *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 433-471.
- Read, J.F. (1985):** Carbonate Platform Facies Models. *AAPG Bulletin*, 69 (1): 1-21.
- Ritchie, B.D.; Gawthorpe, R.L. y Hardy, S. (2004):** Three-dimensional numerical modelling of deltaic depositional sequences 2: influence of local controls. *Journal of Sedimentary Research*, 74: 221-238.
- Riveline, J.; Berger, J.P.; Bilan, W.; Feist, M.; Martín-Closas, C.; Schudack, M.E. y**

- Soulié-Märsche, I. (1996):** European Mesozoic-Cenozoic Charophyte Biozonation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167: 453-468.
- Rodríguez-López, J.P. (2008):** *Sedimentología y evolución del Sistema desértico arenoso (erg) desarrollado en el margen occidental del Tethys durante el Cretácico Medio. Cordillera Ibérica. Provincias de Teruel y Zaragoza*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 500 p.
- Rodríguez-Raising, M.; Casadío, S.; Pearson, N; Mángano, G.; Buatois, L. y Griffin, M. (2014):** Palaeoenvironmental setting and description of an estuarine oyster reef in the Eocene of Patagonia, southern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 56: 242-250.
- Salas, R. (1987):** *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesi. Doct. Univ. de Barcelona, I:345 p., II:figs.
- Salas, R. y Guimerà, J. (1996):** Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20(7): 1704-1706.
- Salas, R.; Martín-Closas, C.; Querol, X.; Guimerà, J. y Roca, E. (1991):** Evolución tectosedimentaria de las cuencas del Maestrat y Aliaga-Peñagolosa durante el Cretácico inferior. *Guía de campo del III Coloquio del Cretácico de España*. Morella, 135 p.
- Salas, R.; Martín-Closas, C.; Querol, X.; Guimerà, J. y Roca, E. (1995):** Evolución tectosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Peñagolosa durante el Cretácico inferior. In: R. Salas y C. Martín-Closas (Coord.): *El Cretácico Inferior del Nordeste de Iberia*. Guía de campo de las excursiones científicas del III Coloquio del Cretácico de España (Morella, 1991): 13-94. Publications Universitat de Barcelona.
- Salas, R.; Guimerà, J.; Más, R.; Martín-Closas, C.; Meléndez, A. y Alonso, A. (2001):** Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversión (Iberian Chain). En: Ziegler, P.A.; Cavazza, W.; Robertson, A.F.H; Crasquin-Soleaus, S. (eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, 145-185.
- Sanders, D. y Höfling, R. (2000):** Carbonate deposition in mixed siliciclastic-carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria). *Sedimentary Geology*, 137: 127-146.
- Sedgwich, P.E. y Davis, R.A. (2003):** Stratigraphy of washover deposits in Florida: implications for recognition in the stratigraphic record. *Marine Geology*, 200: 31-48.
- Seilacher, A. (1982):** Distinctive features of sandy tempestites. En: Einsele, G. y Seilacher, A. (eds.), *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, Berlin, 333-349.
- Simón Gómez, J.L.; Arenas, C.; Arlegui, L.E.; Aurell, M.; Gisbert, P.; González, A.; Liesa, C.L.; Marín, C.; Meléndez, A.; Meléndez, G.; Pardo, G.; Soria, A.R. y Soriano, A. (1998):** *Guía del Parque Geológico de Aliaga*. Ed. Ayuntamiento de Aliaga. Centro para el Desarrollo del Maestrazgo (CEDEMATE) y Departamento de Geología de la Universidad de Zaragoza, Zaragoza. 155 p.
- Soria, A.R. (1997):** *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico Inferior y su control estructural*. Tesis de Licenciatura. Dpto. de ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza, 363 p.
- Soria, A.R.; Vennin, E. y Meléndez, A (1994):** Control tectónico en la evolución de las

rampas carbonatadas del Cretácico inferior de la Cubeta de Oliete (prov. de Teruel). *Rev. Soc. Geol. de España*, 7 (1-2): 47-61.

Stampfli, G.M., Mosar, J., Favre, P., Pillevuit, A. y Vannay, J.C. (2001): Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean basin connection, En: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (eds.), *Peritethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 186: 51-108

Turker, M.E. y Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scient. Publ., Oxford-London, 482 p.

Van Wagoner, J.C. y Bertram, G.T. (1995): Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits: terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy. En: Van Wagoner, J.C., Bertram, G.T. (eds.), *Sequence stratigraphy of foreland basin deposits*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 64: 378–390.

Zecchin, M., Mellere, D. y Roda, C. (2006): Sequence stratigraphy and architectural variability in growth fault-bounded basin fills: a review of Plio-Pleistocene stratal units of the Croton Basin, southern Italy. *Journal of the Geological Society, London*, 163: 471-486.

