



# 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

Elvira Domínguez Grimbergen  
Diciembre 2014

Máster en Introducción a la Investigación en Geología 2013/2014

Codirectores:

Dra. Ana Rosa Soria de Miguel

Dr. Carlos Luis Liesa Carrera

Dr. Juan Pedro Rodríguez López



**Universidad**  
Zaragoza



Zaragoza, 28 de noviembre de 2014

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

Los Drs. Ana Rosa Soria de Miguel, Carlos Luis Liesa Carrera y Juan Pedro Rodríguez López, directores del trabajo Fin de Máster presentado por Elvira Domínguez Grimbergen y titulado “Evolución sedimentaria de la Fm. Artoles (Barremiense superior, Cretácico inferior) en Allepuz (sector meridional de la Subcuenca de Galve; Cordillera Ibérica Central)”, consideran que dicho trabajo se ajusta a la normativa específica establecida a tal fin por el Departamento de Ciencias de la Tierra y por la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza, por lo que damos nuestra aprobación para la exposición y defensa pública de dicho trabajo por parte de su autora.

Atentamente

Fdo: Ana Rosa Soria de Miguel

Fdo: Carlos Luis Liesa Carrera

Fdo: Juan Pedro Rodríguez López

## Abstract

Two stratigraphic sections belonging to the Artoles Formation (Upper Barremian) have been studied in Allepuz, southern Galve Sub-basin (Iberian Chain). The analysis of both sedimentary facies and stratigraphic architecture resulted in the recognition of five facies associations. These facies associations were grouped in two different systems, which are separated by a transgressive surface. The lower system is characterized by a mixed carbonate-siliciclastic lagoon. In this system, siliciclastic sediments are located in tidal creeks and thin storm levels. The upper system is characterized by a storm-dominated mixed ramp. It shows an overall prograding trend and it includes at least four minor sequences. Lateral facies changes, from proximal carbonate tempestites to distal siliciclastic tempestites, have been observed. This has been attributed to mechanical sorting during tempestite emplacement. The analysis of sedimentological characteristics of both sedimentary systems indicates that these were not genetically related.

## Resumen

Se han estudiado dos perfiles pertenecientes a la Fm. Artoles (Barremiense superior) en la localidad de Allepuz, al sur de la Subcuenca de Galve (Cordillera Ibérica). El análisis de las facies y de la arquitectura estratigráfica ha permitido reconocer cinco asociaciones de facies agrupadas en dos sistemas sedimentarios diferenciados separados por una superficie transgresiva. El sistema inferior consiste en un *lagoon* mixto carbonatado-siliciclástico. En este sistema, los sedimentos siliciclásticos están concentrados en canales mareales y niveles de tormenta. El sistema superior consiste en una rampa mixta dominada por tormentas. Presenta una tendencia general progradante y contiene al menos cuatro secuencias menores. Se observan cambios laterales de facies de tempestitas carbonatadas proximales a tempestitas siliciclásticas más distales. Estos cambios laterales de facies se han atribuido a la selección de los sedimentos durante la sedimentación de las tempestitas. El análisis de las características sedimentológicas de ambos sistemas indica que estos no están genéticamente relacionados.

# Índice

1. Introducción .....	5
1.1. Introducción y objetivos .....	5
1.2. Marco geológico y geográfico .....	6
1.3. Metodología .....	9
2. Estratigrafía .....	11
2.1. Columna AI .....	11
2.2. Columna AII .....	18
3. Sedimentología y análisis de facies .....	22
3.1. Asociación de facies de <i>lagoon</i> carbonatado (AF1) .....	22
3.2. Asociación de facies de canal mareal siliciclástico (AF2) .....	25
3.3. Asociación de facies de canal mareal con bioconstrucciones de ostreidos (AF3) .....	27
3.4. Asociación de facies de rampa media mixta (AF4) .....	29
3.5. Asociación de facies de rampa media distal a externa (AF5) .....	30
4. Arquitectura estratigráfica y evolución vertical .....	33
5. Discusión .....	36
5.1. Sistema de <i>lagoon</i> mixto .....	36
5.2. Sistema de rampa media mixta .....	37
5.3. Relación entre los dos sistemas .....	39
6. Conclusiones .....	41
7. Agradecimientos .....	42
8. Referencias .....	43

# 1. Introducción

Este trabajo se centra en el estudio de la Formación Margas y Calizas de Artoles (Barremiense superior) en el extremo sur de la Subcuenca de Galve (Cordillera Ibérica). Esta unidad, de carácter marino, está caracterizada por sedimentos mixtos carbonatados-siliciclásticos.

## 1.1 Introducción y objetivos

En general, los sistemas mixtos carbonatados-siliciclásticos están controlados principalmente por la disponibilidad de siliciclásticos y por las variaciones en el nivel del mar relativo, dando lugar a dos tipos de secuencias: carbonatos en la base y siliciclásticos a techo y viceversa. Las secuencias de base carbonatada y techo siliciclástico se producen típicamente por exposición de plataformas carbonatadas y depósito de sedimentos continentales o por un mayor aporte de siliciclásticos durante los períodos de bajo nivel del mar relativo debido al encajamiento de la red fluvial. Las secuencias de base siliciclástica y techo carbonatado normalmente se componen de sedimentos arcillosos profundos seguidos de carbonatos someros (Tucker, 2003).

La dependencia de estos sistemas mixtos de las variaciones del nivel del mar relativo hace que se den con mayor frecuencia en períodos de *icehouse*. No obstante, la Fm. Artoles se depositó durante un periodo considerado de *greenhouse* y en una zona con tectónica distensiva activa.

Esta Formación fue definida por Salas (1987) y su corte tipo se encuentra en el término de San Mateo (bajo Maestrazgo). También fue estudiada por Soria (1997), que la interpretó como una unidad marina somera en la Subcuenca de Galve. Ha suscitado cierto interés por su contenido en icnitas y otros restos de macrovertebrados (p. ej. Herrero-Gascón y Pérez-Lorente, 2013) pero su sedimentología de detalle se encuentra aún en estados iniciales de desarrollo.

Los objetivos de este trabajo son por tanto proponer una interpretación detallada del sistema sedimentario representado por la Formación Artoles en la localidad de Allepuz, así como establecer, en la medida de lo posible, la evolución temporal y los controles que dan lugar a este sistema mixto.

Para ello se estudiaron en detalle dos perfiles que comprenden en total más de 200 m de serie y en los que se realizaron observaciones tanto litológicas, texturales, arquitecturales, y paleontológicas.

## 1.2 Marco geológico y geográfico

La sedimentación barremiense de la Subcuenca de Galve está representada por la Formación Areniscas y Lutitas de Camarillas y la Formación Margas y Calizas de Artoles. La Fm. Artoles se ha caracterizado como una alternancia de margas y calizas, ocasionalmente con términos más detríticos en la base de la unidad. Su contenido fósil consiste principalmente en carofitas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos y algunos foraminíferos.

La Subcuenca de Galve forma parte de la Cuenca del Maestrazgo, situada en el extremo sureste de la Cordillera Ibérica, (Salas y Guimerà, 1996; Soria, 1997). Esta subcuenca constituye un depocentro relativo de la Cuenca del Maestrazgo, llegando a superar los materiales del Cretácico inferior los 3000 metros de potencia (Peropadre *et al.*, 2013).

La Cordillera Ibérica se sitúa al noreste de la Península Ibérica, cuenta con unos 350 km de longitud y una orientación NW-SE. Esta cordillera es un orógeno parcialmente arrasado formado durante la Orogenia Alpina como consecuencia de la inversión tectónica de la Cuenca Ibérica.

La Cuenca Ibérica fue una cuenca extensional intraplaca que comenzó a formarse durante el Pérmico a consecuencia del colapso del Orógeno Varisco primero y de la ruptura de Pangea después. Durante el Mesozoico, se pueden diferenciar cuatro fases principales en la evolución de la Cuenca Ibérica en función del tipo e intensidad de la subsidencia. De esta forma se consideran dos etapas de *rifting* con sus consiguientes etapas post-*rift* (Salas y Casas, 1993; Salas *et al.*, 2001) (Fig. 1.1).

- Durante la primera fase de *rifting* (Pérmico medio-Triásico superior) se depositan los sedimentos continentales y marinos típicos del Triásico en facies germánicas.

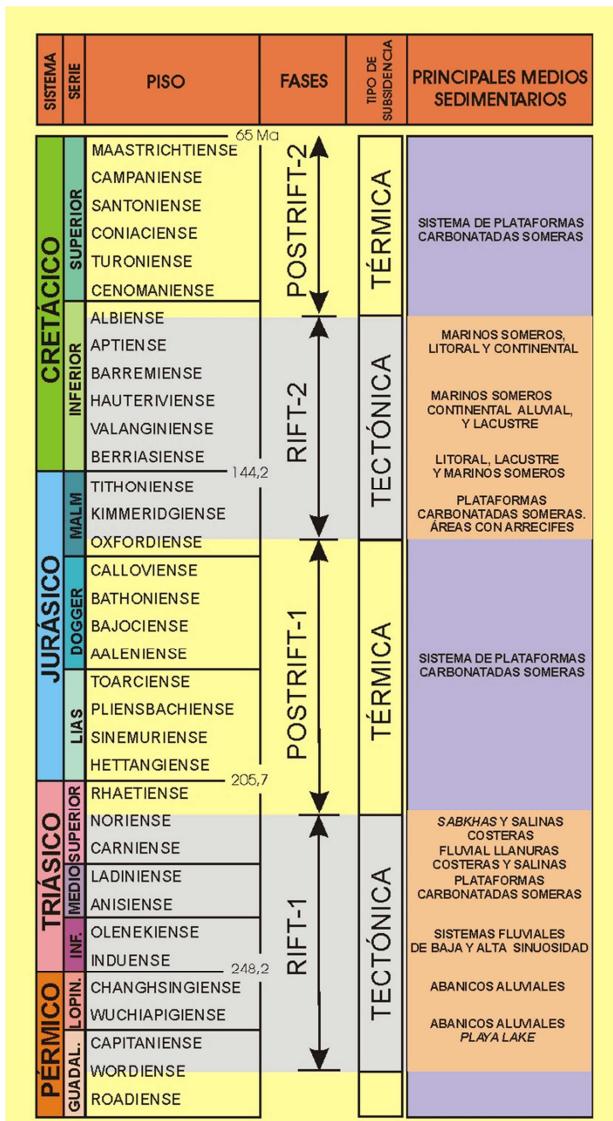


Fig. 1.1: fases del *rift* mesozoico ibérico. Modificado de Vera (2004).

- En la primera fase de post-*rift* (Triásico superior-Jurásico superior) se establece un extenso sistema de plataformas carbonatadas someras.

- La segunda fase de *riifting* (Jurásico medio-Cretácico inferior) lleva asociada el desarrollo de sistemas continentales y litorales o marinos someros.

- Durante la segunda fase de post-*rift* (Cretácico inferior-Cretácico superior) la sedimentación se produjo en plataformas carbonatadas someras.

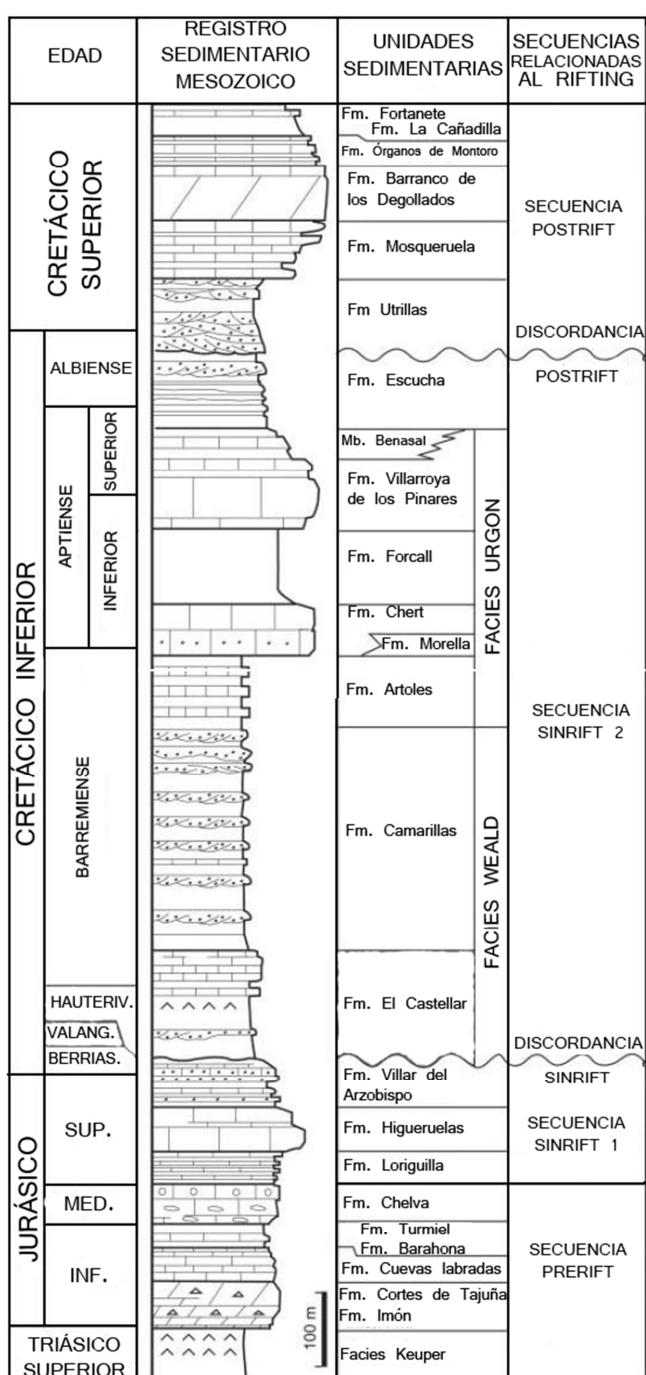
La segunda fase de *riifting* produjo una compartimentación de la Cuenca Ibérica en cuatro dominios principales: Cameros

en el noroeste, Central, Suroeste y Maestrazgo en el este (Capote *et al.*, 2002). El Maestrazgo se divide a su vez en las subcuenca de Penyagolosa, La Salzedella, Morella, El Perelló, Las Parras y Galve (Salas y Guimerà, 1996; Soria, 1997) (Fig. 1.2).

La Subcuenca de Galve se formó durante el Hauteriviano superior (Liesa *et al.*, 2006) y tiene una morfología alargada, con 40 km de longitud y 20 km de anchura aproximadamente. Esta morfología está condicionada por la existencia de dos sistemas de fallas de orientaciones NNO-SSE (por ejemplo las fallas de Alpeñés, Ababuj, Cañada Vellida y Miravete) y ENE-OSO (Campos, Santa Bárbara, Aliaga, Camarillas y Remenderuelas).



Fig. 1.2: División en subcuenca del dominio del Maestrazgo y localización de la Subcuenca de Galve. Tomado de Navarrete *et al.* (2013a).



La estratigrafía *sinrift* de la Subcuenca de Galve (Salas, 1987; Soria, 1997) (Fig. 1.3) comienza con la Fm. El Castellar, de origen lacustre, que se apoya de forma discordante sobre la Fm. Villar del Arzobispo. Por encima se encuentra la Fm. Camarillas (Barremiense inferior-superior), formada esencialmente por areniscas y arcillas. La Fm.

Camarillas pasa, a veces de forma neta y a veces de forma gradual, a la Fm. Artoles (Barremiense superior) constituida por margas y calizas principalmente. Por encima de la Fm. Artoles se encuentran ya las formaciones Chert, Forcall y Villarroya de los Pinares, representantes de las facies urgonianas de la región.

La Fm. Artoles constituye por tanto la transición entre los sistemas siliciclásticos continentales o litorales propios de las facies *Weald* y las plataformas marinas carbonatadas de las facies urgonianas.

Fig. 1.3: Estratigrafía de la Subcuenca de Galve. Modificado de Liesa *et al.* (2006) con datos de Peropadre *et al.* (2013).

### 1.3 Metodología

Este trabajo se centra en el estudio de un afloramiento de la Fm. Artoles en la localidad de Allepuz (extremo sur de la Subcuenca de Galve), al sur de la provincia de Teruel, en el valle del río Alfambra. Aquí los materiales de la Fm. Artoles buzan suavemente hacia el NE y el relieve del cerro de Casalejos expone más de un centenar de metros de serie (Fig. 1.4). Se elaboraron dos columnas estratigráficas en dicha unidad y se recogieron datos litológicos, texturales, arquitecturales, paleontológicos, y sedimentológicos y se documentaron las observaciones mediante fotografías de afloramiento.

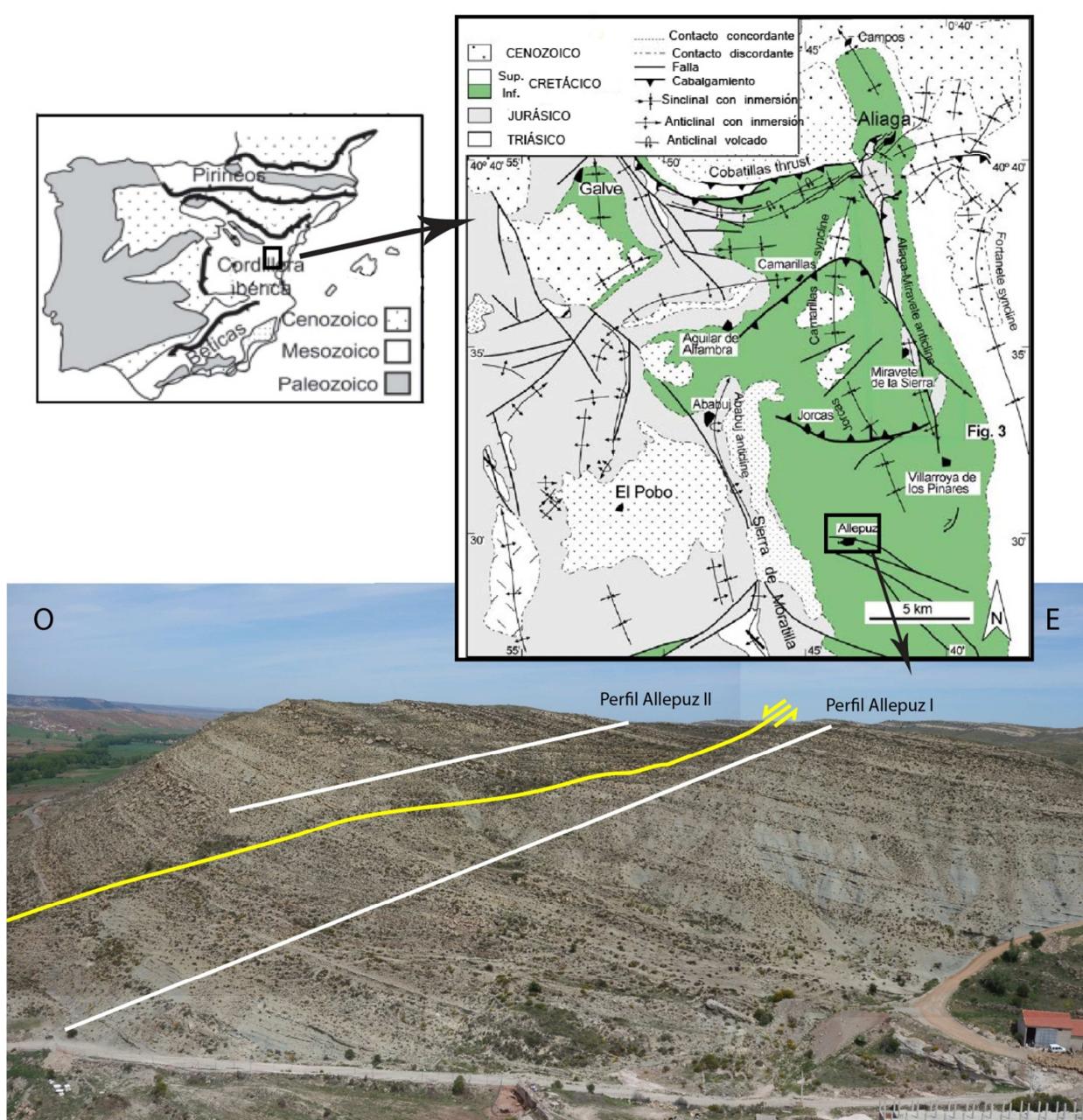


Fig. 1.4: Mapa geológico de la zona, tomado de Navarrete *et al.* (2014), y situación de los perfiles AI y AII en el Cerro de Casalejos.

Inicialmente, se proyectó la realización de una única columna estratigráfica, pero al observarse importantes cambios laterales de facies se decidió completar la información con una segunda columna que permitiera una correlación. Se denominó a estas columnas como AI (Allepuz I) y AII (Allepuz II) (Fig. 1.4). La primera consta de 150 m de longitud, su base se localiza en el contacto con la Fm. Camarillas y su techo coincide con el final del afloramiento, la segunda comprende 57 m de serie y es equivalente lateral de la parte superior de AI.

Al tratarse de un afloramiento de ladera y no existir relieves cercanos que permitiesen observar la arquitectura de los depósitos desde una cierta distancia, se tomaron fotografías aéreas de baja altura mediante un *drone* equipado con cámara fotográfica. Estas fotografías también resultaron de gran utilidad para la correlación entre AI y AII.

Durante la realización de las columnas estratigráficas se recogieron muestras de mano para la realización de secciones pulidas. Estas muestras se cortaron mediante cortadoras de disco adiamantado y se pulieron con carburo de sílice en una pulidora automática. Algunas muestras que por presentar fracturación corrían el riesgo de fragmentarse por completo durante el pulido, se sellaron y pulieron a mano. Todo el proceso de preparación de muestras pulidas se llevó a cabo en los laboratorios del Departamento de Ciencias de la Tierra y del Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de la Universidad de Zaragoza.

Para la descripción textural de las calizas se empleó la clasificación de Dunham (1962) con las ampliaciones de Embry y Klovan (1971). En el caso de las areniscas se empleó la escala granulométrica de Wentworth (1922) y la clasificación composicional de Folk (1974).

Finalmente se procedió a la preparación e interpretación de los datos obtenidos en campo y laboratorio para dar lugar a esta memoria. Para la elaboración y tratamiento de figuras y fotografías se empleó el programa Adobe Illustrator y para la redacción y maquetación el programa Microsoft Word.

## 2. Estratigrafía

En este capítulo se describen las columnas AI y AII realizadas en el Cerro de Casalejos (Allepuz) y cuya situación puede observarse en la Fig. 1.4. También se incluye la representación gráfica de estas columnas. En el campo se distinguieron 34 tramos para el caso del perfil AI y 12 tramos para el perfil AII, posteriormente estos tramos se agruparon por su similitud en 3 y 2 tramos respectivamente.

En la figura 2.1 se recoge la simbología empleada para la representación de las columnas estratigráficas.

### LEYENDA

	Areniscas		Calizas	T1	Tramo
	Areniscas arcillosas		Calizas arenosas	AF1	Asociación de facies
	Margas		Calizas margosas	A-1.1 Muestra	
	Margas arenosas		Calizas nodulosas		
	Laminación		Estratificación cruzada hummocky		Costra ferruginizada
	Ripples de corriente		Estratificación cruzada swaley		Sentido paleocorriente
	Laminación cruzada		Intraclastos, cantos blandos		Dirección paleocorriente
	Estratificación cruzada de surco		Mud drapes		Groove casts
	Estratificación cruzada planar		Estratificación tipo wavy		Inclined heterolithic stratification
	Ripples de oscilación		Laminación marcada por conchas		
	Bioturbación vertical		Gasterópodos		Serpulídos
	Bioturbación horizontal		Fragmentos de hueso		Restos vegetales
	Bivalvos		Icnitas		Huellas de raíces
	Ostreídos		Foraminíferos bentónicos		Carbón detritico
	Ostrácodos		Equinodermos		Dientes de pez
	Carofitas				

Fig. 2.1: Leyenda de las columnas estratigráficas.

### 2.1 Columna AI (Fig. 2.2):

Tramo 1: 63,3 m. Tramo parcialmente cubierto correspondiente a una alternancia de margas, margocalizas y calizas bioclásticas con intercalaciones de areniscas.

Las margas son masivas o laminadas y se presentan en cuerpos tabulares de potencia centimétrica a métrica. Contienen granos de cuarzo en cantidades variables. Incluyen principalmente carofitas, ostrácodos, restos vegetales, bivalvos y gasterópodos. Están frecuentemente bioturbadas, siendo las bioturbaciones más comunes los *burrows* y trazas de raíces.

Las margocalizas son masivas y se presentan en cuerpos tabulares de hasta 30 cm de potencia. Tienen texturas de *mudstone* a *wackestone/packstone* y pueden ser algo arenosas. Contienen carofitas, bivalvos, ostrácodos y restos vegetales.

Las calizas bioclásticas pueden ser de *mudstone* a *packstone*, excepcionalmente *rudstone*. Se presentan normalmente en cuerpos tabulares, de varios centímetros hasta 1 m de potencia, con cierta frecuencia pueden tener planos de estratificación ondulados. Los términos más bioclásticos suelen presentar laminación por *ripples* de corriente. En algunos casos llegan a ser arenosas. Su contenido fósil consiste principalmente en carofitas, ostrácodos y bivalvos y, excepcionalmente, se encuentran serpúlidos y fragmentos de hueso de macrovertebrados. Frecuentemente están bioturbadas, identificándose, *Thalassinoides*, trazas de raíces, *Arenicolites* y otros *burrows* indeterminados. Las calizas *rudstone* se encuentran en un único cuerpo de base cóncava y techo plano, de 1 m de potencia máxima. El componente principal y casi exclusivo son los ostreidos, que pueden estar enteros e incluso en posición de vida, o bien fragmentados y orientados. Internamente se alternan niveles con matriz (normalmente micrítica, a veces arenosa) y sin matriz.

Las areniscas se clasifican como cuarzoarenitas y subarcosas y se presentan de dos formas. Por un lado, en niveles de potencia centimétrica y tamaño de grano fino a medio, color rojizo y con laminación paralela y laminación por *ripples* de corriente a techo. Pueden contener fragmentos de concha de moluscos. Estos niveles suelen acompañar a los estratos de calizas bioclásticas. Por otro lado, pueden aparecer en cuerpos lenticulares de hasta 1,6 m de espesor, que se acuñan lateralmente y con tamaño de grano medio a grueso. Pueden presentar estructuras erosivas, *lags* de cantos e icnitas en la base de algunos cuerpos. También se han identificado superficies de acreción lateral, estratificación cruzada planar y en surco en *sets* de potencia centimétrica a decimétrica, laminación por *ripples* de corriente y *mud drapes*. Son frecuentes los cantos blandos de tamaño centimétrico a decimétrico y a veces contienen restos vegetales.

Tramo 2: 81,7 m. Margas con intercalaciones de margocalizas, calizas y ocasionalmente areniscas.

Las margas están en gran parte cubiertas, se presentan en estratos tabulares de potencia decimétrica a métrica. Cuando afloran son masivas o laminadas, de color gris oscuro y su contenido fósil es escaso.

Las margocalizas conforman estratos tabulares y continuos, de potencia centimétrica, con planos de estratificación con superficies onduladas.

Las calizas pueden ser *wackestone*, *packstone* o *rudstone* y se disponen en cuerpos tabulares de hasta varios decímetros de espesor, a veces con superficies onduladas y aspecto noduloso. Excepcionalmente son arenosas y presentan intraclastos micríticos. Los *rudstones* presentan laminación paralela formada por fragmentos de ostreidos orientados. Contienen bivalvos (especialmente ostreidos), ostrácodos y dientes de peces y a veces bioturbación tipo *Thalassinoides* y *Arenicolites*.

Las areniscas se presentan en estratos tabulares de potencia centimétrica a decimétrica. Son cuarzoarenitas de tamaño de grano en general fino-medio y a veces grueso y presentan estratificación cruzada planar en *sets* de 10 a 15 cm de espesor, laminación de *ripples* de corriente, y estratificación cruzada *hummocky* a pequeña escala. Pueden contener fragmentos de bivalvo.

Tramo 3: 5,56 m. Areniscas con intercalaciones ocasionales de margas.

Cuarzoarenitas de tamaño de grano fino a medio, se presentan en cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica constituidos por estratos tabulares centimétricos a decimétricos de potencia. Presentan superficies onduladas y laminación por *ripples* simétricos. Contienen fragmentos de bivalvos y cantes blandos de micrita.

Se intercalan con niveles de potencia centimétrica de margas grises laminadas.

# ALLEPUZ I

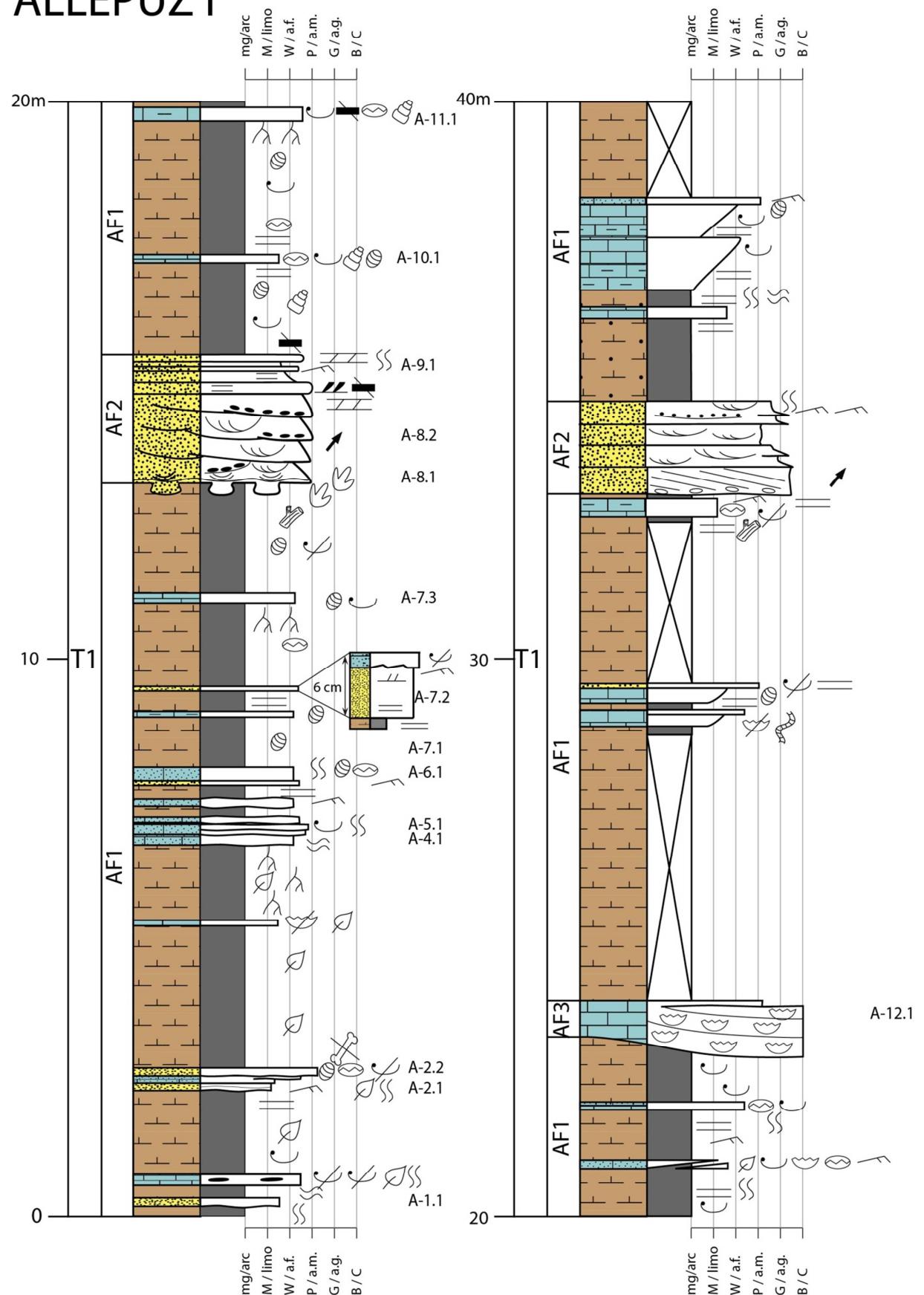


Fig. 2.2: Columna estratigráfica AI

# ALLEPUZ I

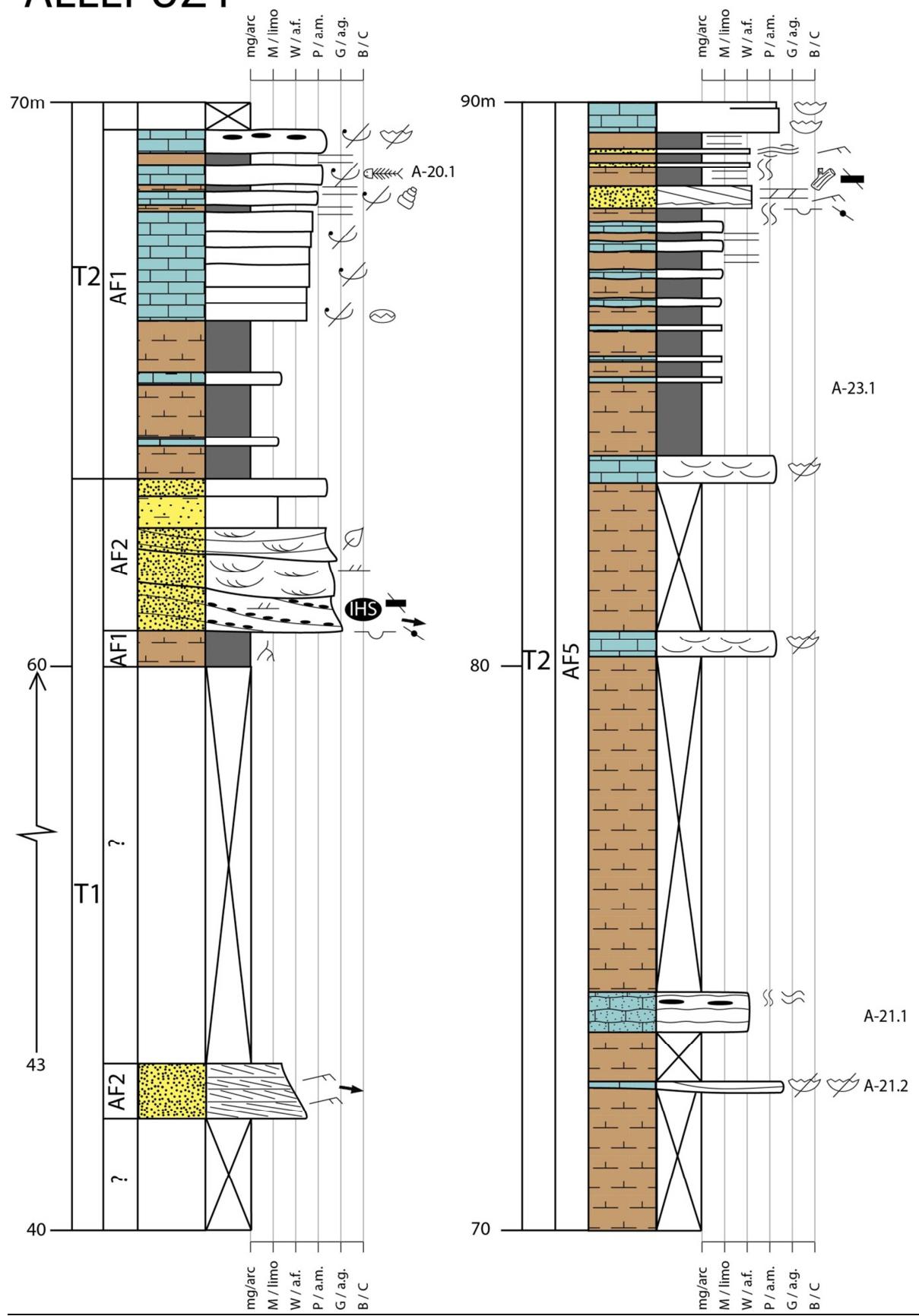


Fig. 2.2 (continuación): Columna estratigráfica AI

# ALLEPUZ I

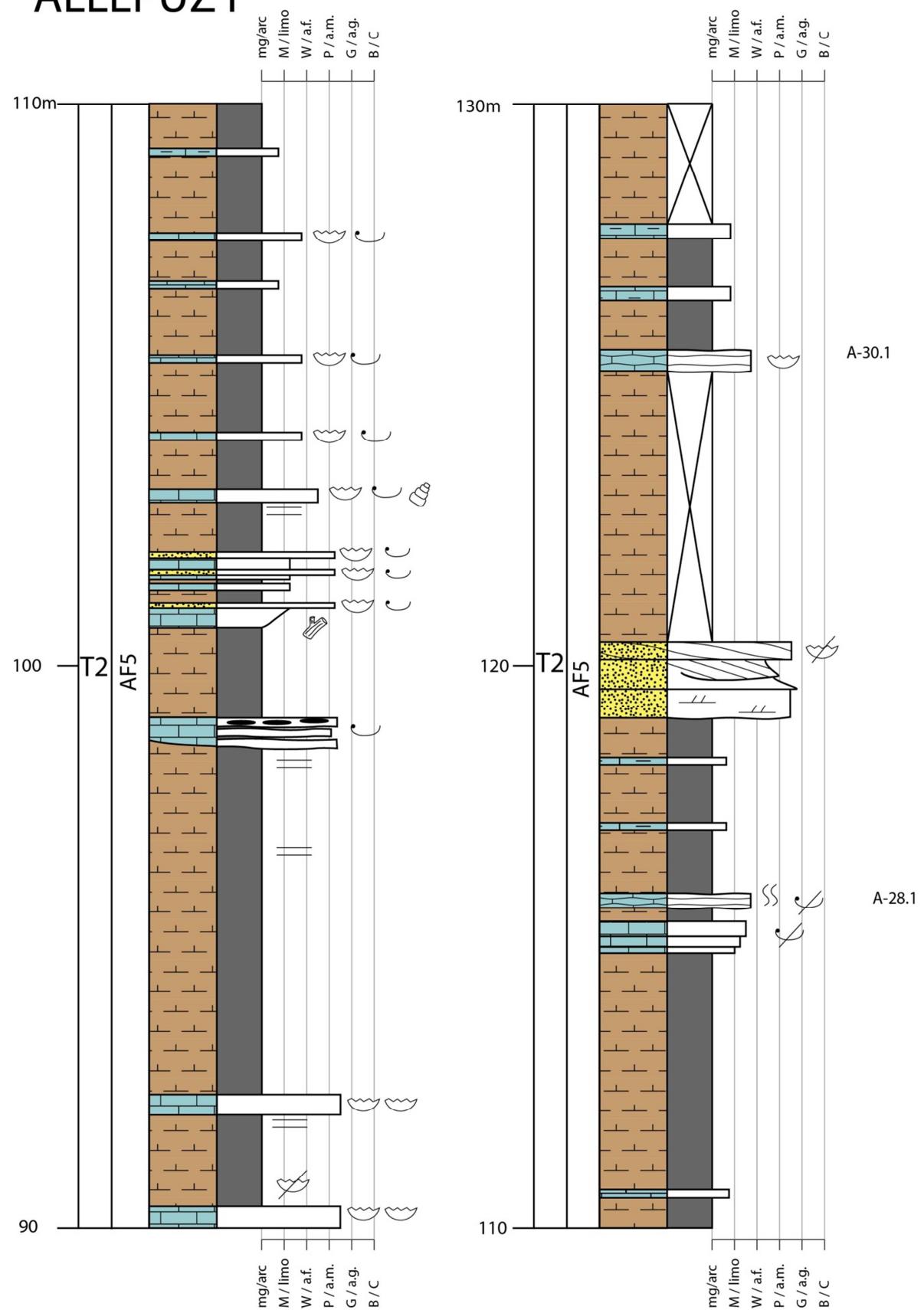


Fig. 6.2 (continuación): Columna estratigráfica AI.

# ALLEPUZ I

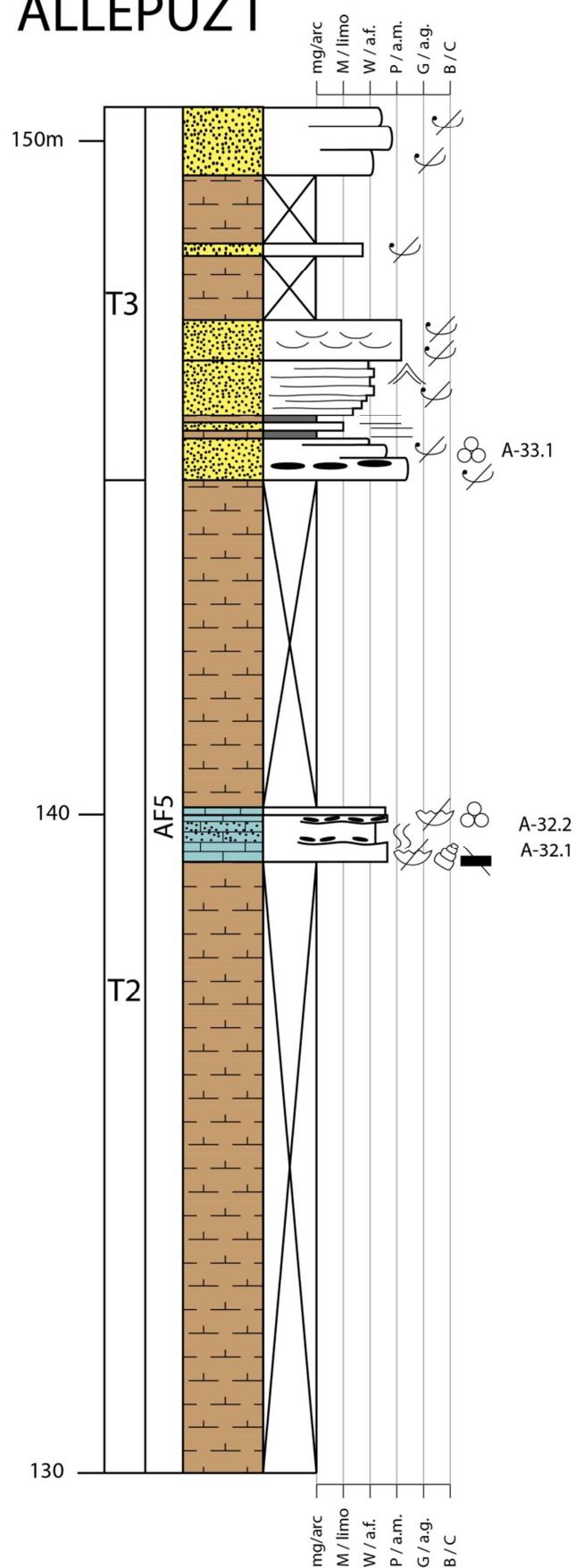


Fig. 2.2 (continuación): Columna estratigráfica AI.

## 2.2 Columna AII (Fig. 2.3):

Tramo 1: 33,9 m de alternancia de margas grises y lumaquelas de ostreidos grises con intercalaciones de margocalizas y calizas *wackestone* de color blanco.

Las margas, parcialmente cubiertas, son tanto masivas como laminadas. Se disponen en cuerpos tabulares de potencia métrica a decamétrica. Presentan fundamentalmente ostrácodos y pequeños bivalvos y en ocasiones son algo arenosas.

Las lumaquelas de ostreidos corresponden a *rudstones*. Se presentan en cuerpos de geometría tabular de hasta 1,5 m aproximadamente de potencia. En ocasiones se identifican secuencias menores constituidas por un término inferior de hasta 30 cm con ostreidos orientados paralelos a la estratificación con matriz micrítica (en este término se observa que en ocasiones los ostreidos están muy fragmentados y la matriz es arenosa) y un término superior, de pocos centímetros, en el que los ostreidos están más enteros y con menos matriz. A techo de algunos cuerpos se observan costras ferruginizadas. De forma esporádica, algunos de estos cuerpos muestran una disminución hacia techo de la proporción de ostreidos pasando a texturas *floatstone*.

Las margocalizas tienen fundamentalmente texturas *mudstone* y se presentan en cuerpos tabulares de hasta 35 cm de potencia. Contienen bivalvos y ocasionalmente ostreidos en posición de vida. Están frecuentemente bioturbadas.

Las calizas *wackestone* bioclásticas se presentan en un único cuerpo de geometría tabular de 30 cm de espesor. Contienen bivalvos.

Tramo 2: 23,2 m. Tramo parcialmente cubierto (posiblemente de margas) en el que se identifican calizas bioclásticas y areniscas grises.

Las calizas bioclásticas presentan texturas granosostenidas (*packstone*, *grainstone* y *rudstone*), en ocasiones algo arenosas y se presentan en cuerpos tabulares, de gran continuidad lateral, de hasta 1 m de potencia, con superficies de estratificación onduladas. Presentan ostreidos, bivalvos, foraminíferos bentónicos y equinodermos. También se identifican intraclastos y de manera ocasional restos vegetales. Todos los cuerpos presentan estratificación cruzada *hummocky*.

Las areniscas, de grano medio, se disponen en cuerpos tabulares, con superficies de estratificación onduladas, de 20 cm a 1 m de potencia. Muestran abundantes restos bioclásticos de ostreidos y presentan estratificación cruzada *hummocky*.

# ALLEPUZ II

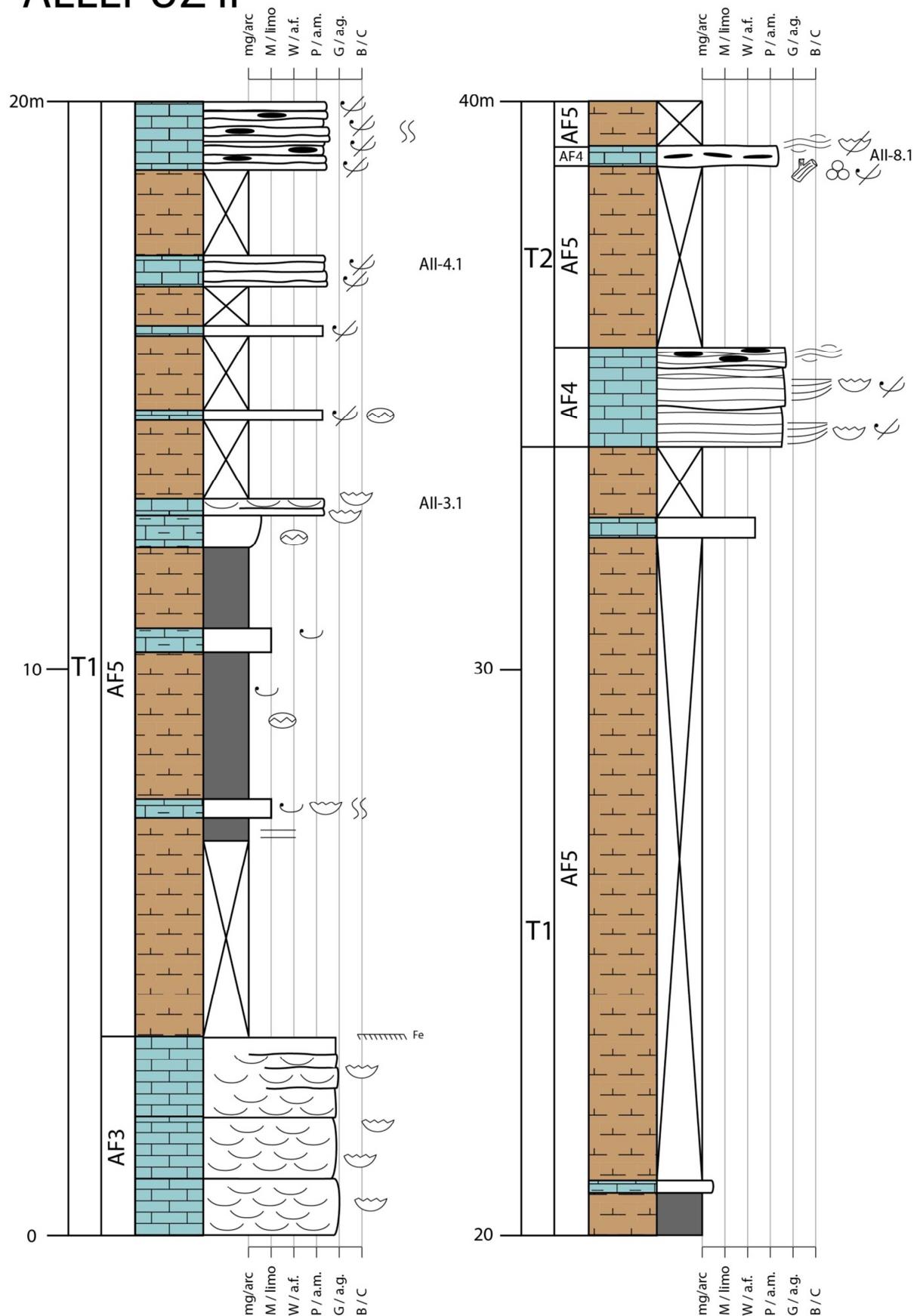


Fig. 2.3: Columna estratigráfica AII.

# ALLEPUZ II

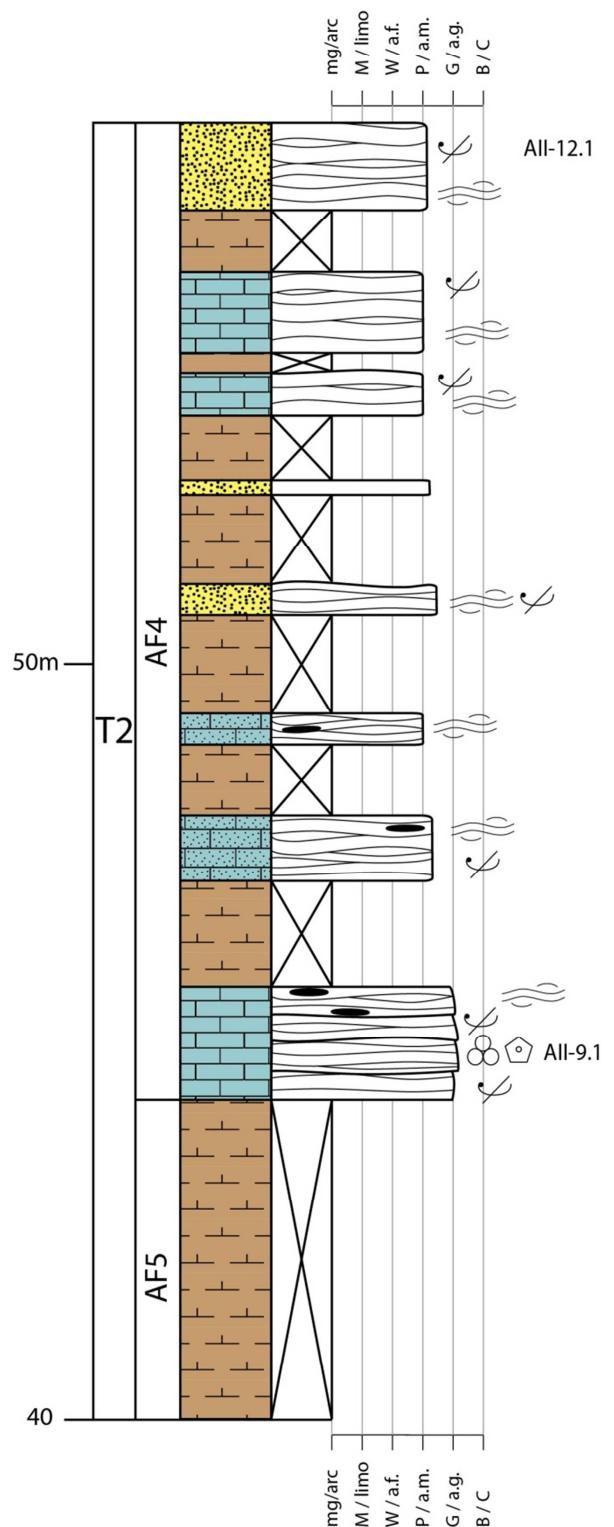


Fig. 2.3 (continuación): Columna estratigráfica AII.

### 3. Sedimentología y análisis de facies

En este capítulo se describen e interpretan las cinco asociaciones de facies que se han reconocido en la Fm. Artoles en la localidad de Allepuz. En la Tabla 1 se encuentra un resumen de las características de estas asociaciones de facies.

#### 3.1 Asociación de facies de *lagoon carbonatado* (AF1)

##### *Descripción*

Esta asociación de facies está compuesta por margas, calizas y margocalizas que intercalan ocasionalmente niveles de arenisca. Se localiza esencialmente en la base de la serie y está intercalada con las asociaciones de facies 2 y 3 (canal mareal siliciclástico y canal mareal con bioconstrucciones de ostreidos).

Las margas son de color gris a gris oscuro, normalmente masivas y ocasionalmente laminadas, y se presentan en cuerpos tabulares de potencia métrica. El contenido fósil se compone principalmente de ostrácodos, carofitas y bivalvos, y adicionalmente de gasterópodos y fragmentos vegetales. Con frecuencia las margas muestran tanto bioturbación de hábito vertical acompañada de decoloración y nódulos carbonatados (Fig. 3.1-A), como trazas horizontales tipo *Thalassinoides* correspondientes a cangrejos. Ocasionalmente se encuentran concentraciones de restos vegetales de tamaño centimétrico formando láminas intercaladas con las margas masivas. Las margas presentan en ocasiones granos de cuarzo dispersos en cantidades variables.

Las calizas y margocalizas de color gris a gris oscuro varían de textura *mudstone* a *packstone*. Se presentan en cuerpos y estratos tabulares de 7 centímetros a 1 metro de potencia, con superficies de estratificación que en ocasiones son onduladas. Contiene principalmente ostrácodos, carofitas y bivalvos, también gasterópodos y fragmentos vegetales y, excepcionalmente fragmentos de huesos de macrovertebrados y superficies con serpúlidos. En ocasiones presentan bioturbación vertical indiferenciada o bioturbación tipo *Arenicolites* y *Thalassinoides*. Con frecuencia las calizas más bioclásticas muestran superficies de *ripples* asimétricos. La proporción de siliciclásticos es variable, llegando a ser muy arenosas en algunos casos.

Tabla 1: Asociaciones de facies reconocidas en la Formación Artoles en Allepuz.

Asociación de facies	Medio sedimentario	Litología y geometría	Estructuras sedimentarias	Contenido fósil
AF1	Lagoon carbonatado.	Margas masivas, calizas <i>mudstone/packstone</i> y margocalizas grises en cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica. Areniscas ocres de grano medio-fino en niveles de pocos cm de espesor.	Masivas o laminación paralela en las margas, <i>ripples</i> asimétricos en los <i>packstones</i> ; laminación paralela, cruzada y <i>ripples</i> asimétricos en las areniscas.	Carofitas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, fragmentos vegetales, huesos de macrovertebrados. <i>Arenicolites</i> , <i>Thalassinoides</i> y trazas de raíces.
AF2	Canal mareal siliciclástico.	Cuarzoarenitas y subarcosas blancas-ocres de tamaño de grano medio-grueso en cuerpos lenticulares con bases erosivas.	Superficies de acreción lateral, estratificación cruzada en surco y planar (con cierta bidireccionalidad). Marcas en surco en la base, lags de cantos cuarcíticos y cantes blandos. IHS.	Escaso: restos vegetales carbonosos y bioturbación indeterminada en los techos.
AF3	Canal mareal con bioconstrucciones de ostreidos.	<i>Boundstones</i> , <i>rudstones</i> y <i>packstones</i> grises en un cuerpo de base cóncava y techo plano. Estratificación interna suavemente inclinada.	Laminación paralela de fragmentos de concha orientados. Parches de ostreidos	Ostreidos.
AF4	Rampa media mixta.	Calizas <i>rudstone</i> , <i>packstone</i> y <i>grainstone</i> y areniscas de grano fino-medio en cuerpos tabulares de potencia decimétrica y métrica y bases netas. Intercalaciones de margas grises de potencia inferior a 2 m.	Laminación paralela, estratificación cruzada <i>hummocky</i> y <i>swaley</i> , superficies onduladas y <i>ripples</i> de oleaje. Intraclastos.	Fragmentos de ostreidos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos, equinodermos, restos vegetales carbonosos, superficies con <i>burrows</i> .
AF5	Rampa media distal a externa.	Margas grises masivas en niveles tabulares de potencia métrica a decamétrica, <i>mudstones</i> y margocalizas en niveles tabulares de pocos cm de espesor. <i>Rudstones</i> y areniscas de grano fino-medio en cuerpos tabulares de potencia decimétrica a métrica.	Laminación paralela en <i>rudstones</i> . Laminación cruzada, estratificación cruzada planar y marcas en surco en las bases en las areniscas.	Ostreidos, otros bivalvos, ostrácodos, restos vegetales carbonosos.

De manera ocasional, y normalmente asociadas a las calizas más bioclásticas, se identifican capas de areniscas ocres (Fig. 3.1-B), de grano medio o fino, de geometría tabular y de unos pocos centímetros de espesor. Presentan laminación paralela o cruzada y a veces superficies con *ripples* a techo. Frecuentemente contienen fragmentos bioclásticos.

### *Interpretación.*

La presencia de margas y margocalizas de texturas *mudstone* y *wackestone* y con escasa diversidad faunística y en la que dominan especialmente carofitas y ostreidos son interpretadas como depósitos de *lagoon* en un ambiente de baja energía (Sanders y Höfling, 2000; Lee *et al.*, 2001). La alternancia de calizas/margocalizas y margas indican sucesión de diferentes periodos de sedimentación en dicho *lagoon* en función de las variaciones en el aporte siliciclástico al mismo.

La presencia de niveles *packstone* con *ripples* indican eventos de mayor energía posiblemente en relación a momentos de tormenta dentro del *lagoon* (Pérez-López y Pérez-Valera, 2012). Asimismo, los niveles arenosos tabulares con laminación paralela y cruzada asociados a estos niveles de *packstone* bioclásticos se interpretan como niveles de tormenta siliciclásticos que interrumpen la sedimentación carbonatada de baja energía del *lagoon* (Lee y Kim, 1992).

Las láminas carbonosas ricas en fragmentos vegetales se relacionarían con el transporte desde el continente de restos de vegetales (Martín-Closas y Gómez, 2004).

La presencia de niveles con bioturbación horizontal del tipo *Thalassinoides*, podría estar en relación a la llegada ocasional de material siliciclástico y nutrientes al *lagoon* que favorece la proliferación de organismos endobentónicos que colonizan el fondo (Neto de Carvalho *et al.*, 2007; Navarrete *et al.*, 2013b).

Por otra parte, la existencia de bioturbación de hábito vertical en relación a las margas es atribuida a raíces, llegándose incluso al desarrollo de suelos hidromorfos, lo que se interpreta como momentos de bajada relativa de la lámina de agua del *lagoon* en relación posiblemente a procesos de progradación y variaciones del nivel del mar relativo (Wright, 1994) que dejarían parcialmente

expuestas algunas de las áreas más someras y marginales del sistema, probablemente las situadas en los márgenes supramareales del *lagoon*.

### **3.2 Asociación de facies de canal mareal siliciclastico (AF2)**

#### *Descripción*

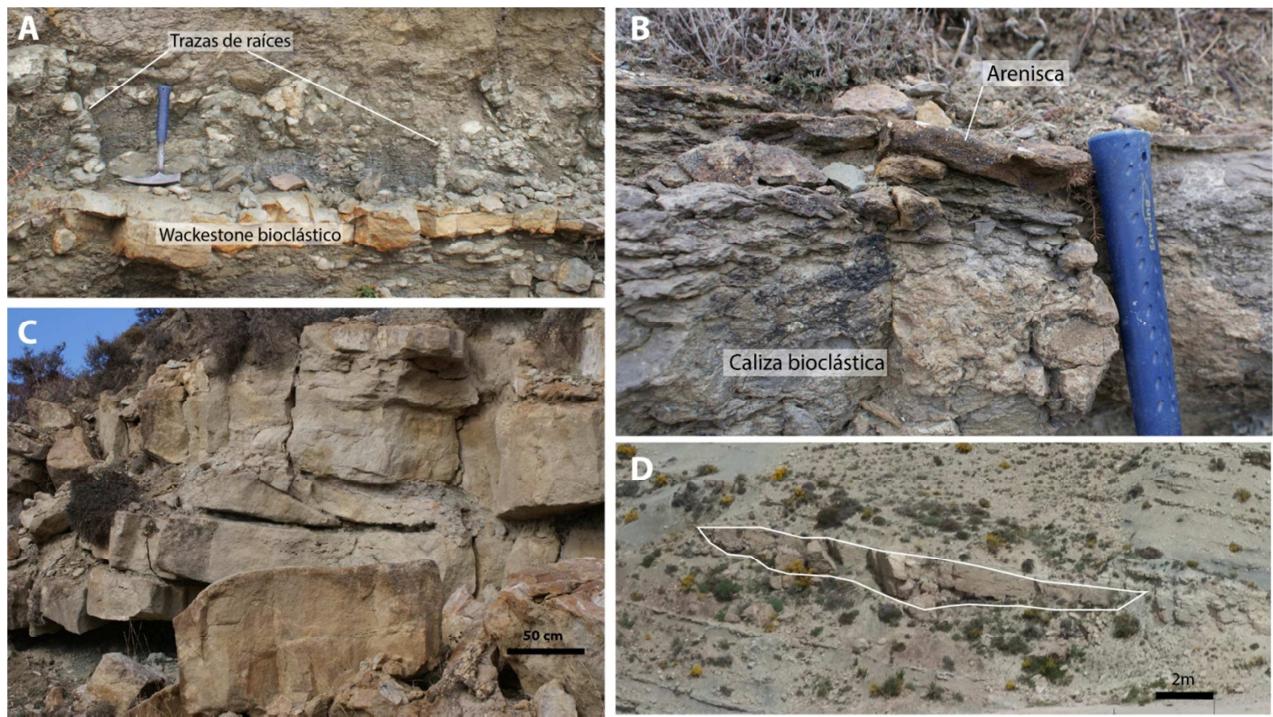
Ésta asociación de facies se compone de cuarzoarenitas y subarcosas de grano medio a grueso. Son de color blanco a amarillento u ocre, a veces presentan matriz arcillosa y a veces cemento ferruginoso. Se encuentran siempre en contacto con la asociación de facies de *lagoon* carbonatado.

Se presentan en cuerpos que se acuñan lateralmente (Fig. 3.1-D), con bases netas erosivas que presentan a veces marcas erosivas tipo *grooves*, que indican paleocorrientes de dirección NO-SE, e icnitas de macrovertebrados. Estos cuerpos arenosos presentan una tendencia granodecreciente y estratodecreciente, a veces el contenido en matriz arcillosa aumenta a techo.

Estos cuerpos presentan normalmente superficies de acreción lateral que indican una migración hacia el NE o E. En ocasiones estas superficies separan parejas de términos arenosos y arcillosos, dando lugar a estratificación heterolítica inclinada (*Inclined heterolithic stratification, IHS*) (Thomas, *et al.*, 1987) (Fig. 3.1-C). Cuando las superficies de acreción lateral están ausentes pueden aparecer superficies internas de carácter erosivo y morfología cóncava.

Los cuerpos definidos por estas superficies principales pueden presentar internamente estratificación cruzada planar en *sets* de hasta 50 cm de potencia y estratificación cruzada en surco en *sets* de hasta 30 cm de espesor. Estas estratificaciones cruzadas indican unas paleocorrientes dominantes en sentido NE, no obstante en ocasiones, hacia techo de los cuerpos, pueden aparecer *sets* de estratificación cruzada planar que indican un sentido de paleocorriente contrario (SO) al de los *sets* con los que están inmediatamente en contacto. En algunos *sets* de estratificación cruzada se observa un fuerte contraste en el tamaño de grano entre lámina y lámina del *foreset*.

Son muy frecuentes los cantos blandos, que pueden ser de tamaño decimétrico y aparecen alineados en las superficies de acreción lateral. Estas areniscas carecen de restos fósiles a excepción de restos vegetales carbonosos y a veces bioturbación a techo.



**Fig. 3.1:** A) Calizas *wackestone* y margas grises con trazas de raíces pertenecientes a la AF1 (*lagoon carbonatado*). B) Calizas bioclásticas y areniscas ocres correspondientes a las facies más energéticas de la AF1. C) Canal mareal (AF2) en el que se observa estratificación heterolítica inclinada (IHS) definida por las superficies de acreción lateral y las variaciones litológicas. D) Fotografía aérea (mediante *drone*) de un cuerpo perteneciente a la AF2 (canal mareal siliciclastico).

### Interpretación

Teniendo en cuenta la arquitectura estratigráfica, base erosiva, la IHS y la bidireccionalidad observada en las paleocorrientes medidas en *sets* de estratificación cruzada (Boersma y Terwindt, 1981; Elliott, 1986; Thomas *et al.*, 1987; Rahmani, 1988; Allam, 1995; Darlymple, 2010) se interpreta esta asociación de facies como depósitos de canal mareal.

Las superficies de acreción lateral son consecuencia de la migración lateral de barras tipo *point bar* en canales de cierta sinuosidad (Allen, 1970; Cloyd *et al.*, 1990). Los cuerpos de base erosiva cóncava representan rellenos de canal.

La estratificación heterolítica inclinada es común en barras tipo *point bar* mareales. Representa acreción lateral alternando acumulación por migración de formas de lecho y por decantación a partir de material en suspensión (Hughes, 2012). Siendo esta alternancia de procesos consecuencia de la variabilidad en la hidrodinámica de las corrientes mareales (Thomas *et al.*, 1987).

El hecho de que las corrientes de flujo y reflujo estén representadas de forma desigual es común en medios mareales y se debe a que normalmente las corrientes mareales no son simétricas (Terwindt, 1971). La velocidad máxima para la corriente de reflujo suele producirse cerca del momento de marea baja, y por tanto afecta sobre todo a las zonas topográficamente más bajas, mientras que para la corriente de flujo sucede al contrario (Elliott, 1986).

### **3.3 Asociación de facies de canal mareal con bioconstrucciones de ostreidos (AF3)**

#### *Descripción*

Esta asociación de facies está formada por cuerpos de base cóncava y techo plano, de geometría lenticular (Fig. 3.2-A), con estratificación interna suavemente inclinada (Fig. 3.2-B).

Todos los niveles que forman estos cuerpos tienen como componente principal los ostreidos o fragmentos de ostreidos, siendo los *rudstones* y *packstones* de ostreidos las facies más comunes. Sin embargo, el cuerpo que presenta una mayor representación de facies muestra internamente tres tipos diferenciados (Fig. 3.2-C):

- *Boundstones* y *rudstones* de ostreidos sin matriz: organizados en niveles de hasta 15 cm de potencia. Los ostreidos se encuentran enteros o en fragmentos grandes y pueden estar en posición de vida (Fig. 3.2-C) o con el eje mayor paralelo a la estratificación, pudiendo coexistir ambos casos dentro de un mismo nivel. Cuando se encuentran articulados están llenos de matriz micrítica de color gris. Se cuentan hasta seis niveles de este tipo en la sección más potente del cuerpo.
- *Rudstones* de ostreidos con matriz: en niveles de potencia centimétrica. Los ostreidos se encuentran desarticulados y orientados preferentemente paralelos a la estratificación. La matriz suele ser micrítica de color gris (color beige claro de alteración en el afloramiento) puntualmente la matriz puede ser arenosa y de color ocre.
- *Packstones* de ostreidos: Es un *packstone* de fragmentos de ostreido de tamaño milimétrico con matriz micrítica. Esta facies aparece constituyendo el nivel de techo.

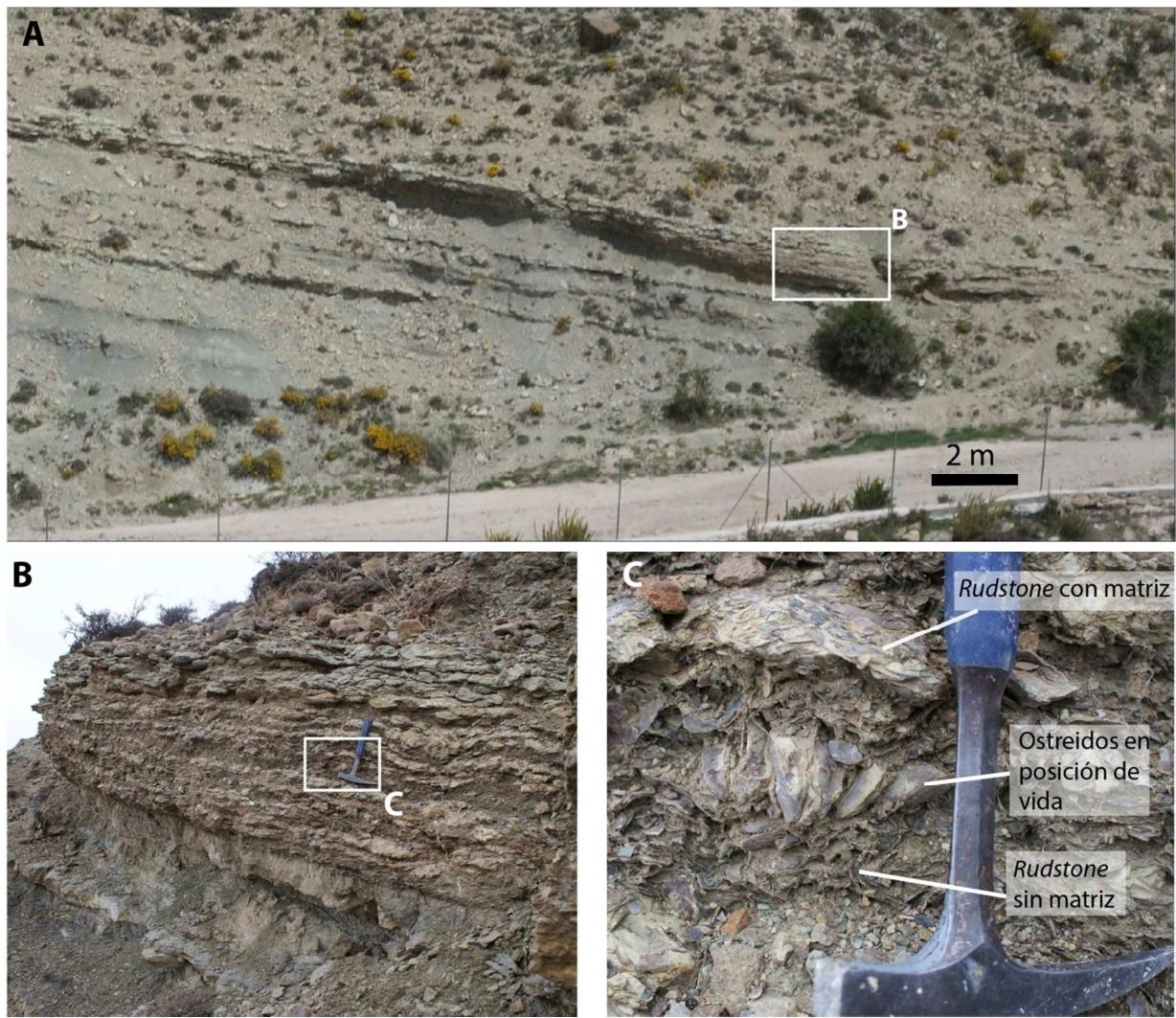


Fig. 3.2: A) Fotografía aérea mediante *drone* de un canal mareal con bioconstrucciones de ostreidos (AF3) en la que se aprecia la geometría del cuerpo. B) Alternancia de texturas en un canal mareal con bioconstrucciones de ostreidos (AF3). C) Detalle de la AF3 en la que se observan ostreidos en posición de vida y *rudstones* con y sin matriz micrítica.

### Interpretación

Esta asociación de facies se interpreta como un biohermo de ostreidos en relación a un canal mareal. Las comunidades de ostreidos se ven favorecidas por aguas salobres, una baja tasa de sedimentación de siliciclásticos, así como un suficiente aporte de nutrientes (Britton y Morton, 1989; Pufahl y James, 2006). Se han documentado ejemplos de estos biohermos de ostreidos en facies intermareales (Pufahl y James, 2006) y son comunes en la actualidad, por ejemplo, en los estuarios de la costa atlántica del sur de Estados Unidos (Bahr y Lanier, 1981; Bartol *et al.*, 1999).

Las diferentes texturas dentro del cuerpo se interpretan como una alternancia de etapas constructivas y destructivas del biohermo (Rasser y Riegl, 2002). Las facies de *boundstone* y *rudstone* sin matriz constituyen las etapas de crecimiento mientras que las facies de *rudstones* y *packstones* con matriz con los ostreidos rotos y preferentemente orientados se corresponden con un periodo de retrabajamiento de la superficie del biohermo por tormentas (Pufahl y James, 2006).

### 3.4 Asociación de facies de rampa media mixta (AF4)

#### *Descripción*

Esta asociación de facies se compone de margas y calizas *rudstone*, *packstone* y *grainstone*, con intercalaciones de areniscas de grano fino a medio. Se encuentra a techo de la serie estudiada en el perfil AII.

Las margas son masivas o laminadas, de colores grises y de escaso contenido fósil. Aparecen en niveles tabulares de menos de 2 metros de espesor.

Las calizas *rudstone* y *packstone* se presentan en cuerpos tabulares de decimétricos hasta de casi dos metros de potencia, a veces son masivos y en otras ocasiones aparecen como un conjunto de niveles de espesor centimétrico y superficies de estratificación onduladas separados por pasadas finas de margas. El componente más frecuente son los fragmentos de ostreidos, a los que pueden acompañar otros bivalvos, intraclastos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos y fragmentos vegetales carbonosos. La matriz es en general micrítica, pero se vuelve progresivamente más arenosa hacia techo de la asociación de facies. Presentan laminación paralela (dominante en los *rudstones*), estratificación cruzada *hummocky* (más frecuente en los *packstones*). Con menor frecuencia aparece bioturbación y laminación de *ripples* de oleaje.

Las calizas *grainstone* aparecen en la parte superior de la asociación de facies, en un nivel tabular de 1,5 metros de potencia con estratificación cruzada tipo *hummocky*. Están compuestas principalmente por foraminíferos bentónicos orientados paralelos a la estratificación, y de forma accesoria aparecen fragmentos milimétricos de ostreidos, placas de equinodermos y algún oolito poco desarrollado.

Las areniscas son de grano fino a medio, mal seleccionadas, se clasifican como cuarzoarenitas, y pueden contener pequeñas cantidades de fragmentos de conchas de moluscos y cantes blandos de micrita. Se presentan o bien en niveles tabulares

de potencia decimétrica con estratificación cruzada tipo *hummocky* (Fig. 3.3-A), o bien en conjuntos de niveles de espesor centimétrico con superficies onduladas y *ripples* de oleaje, separados por niveles de margas laminadas.

### *Interpretación*

El conjunto de facies identificadas en esta asociación se ha interpretado como sedimentos de rampa media mixta (Kietzman y Palma, 2011).

Las facies más abundantes en esta asociación (*packstones* y *grainstones* bioclásticos y areniscas con estratificación cruzada *hummocky* y *rudstones* con laminación paralela) son resultado de la migración de formas de lecho originadas durante tormentas (Kietzman y Palma, 2011). Las margas se acumularon por decantación de material en suspensión en periodos de buen tiempo entre tormentas.

Las bases netas y la presencia de intraclastos indican un emplazamiento súbito y erosivo de arena o material bioclástico procedentes de zonas más someras. Estos sedimentos son transportados por la acción de una combinación de flujo unidireccional (corriente de resaca) y oleaje dando lugar a la estratificación cruzada *hummocky* (Cheel y Leckie, 1993).

Estas facies con estratificación cruzada *hummocky* se acumularon por debajo del nivel de base del oleaje de buen tiempo y por encima del nivel de base del oleaje de tormentas (McCrory y Walker, 1986; Dumas y Arnott, 2006).

## **3.5 Asociación de facies de rampa media distal a externa (AF5)**

### *Descripción*

Esta asociación de facies se encuentra en la mitad superior de la serie, está formada principalmente por margas, pero también incluye calizas micríticas, *rudstones* de ostreidos y areniscas (Fig. 3.3-B).

Las margas son masivas, puntualmente laminadas o bioturbadas, y se presentan en niveles tabulares de potencia métrica a decamétrica. Son de color gris medio a oscuro y con escaso contenido fósil, principalmente ostreidos y restos vegetales carbonosos, más raramente ostrácodos.

Intercalados con las margas son frecuentes los niveles tabulares de pocos centímetros de espesor de margocalizas y *mudstones*. Estas facies son de carácter masivo y contienen ostreidos.

Las areniscas son de tamaño de grano fino a medio, excepcionalmente grueso. Se presentan en niveles de pocos decímetros de potencia, con límites netos y se acuñan lateralmente. A veces presentan una tendencia estratodecreciente. Tienen laminación de *ripples* de corriente (Fig. 3.3-C) (a veces linguoides) en los techos de estratificación, laminación cruzada y a veces estructuras erosivas tipo *grooves* en la base. Son más raras la estratificación cruzada planar (Fig. 3.3-C) y la estratificación cruzada *hummocky* de pequeña escala. Estas areniscas a veces están bioturbadas y es frecuente que contengan fragmentos bioclásticos. En ocasiones se encuentran cuerpos de arenisca formados por láminas paralelas a la estratificación, en las cuales se observan variaciones granulométricas pasando de arenisca fina en la base a gruesa con bioclastos a techo.

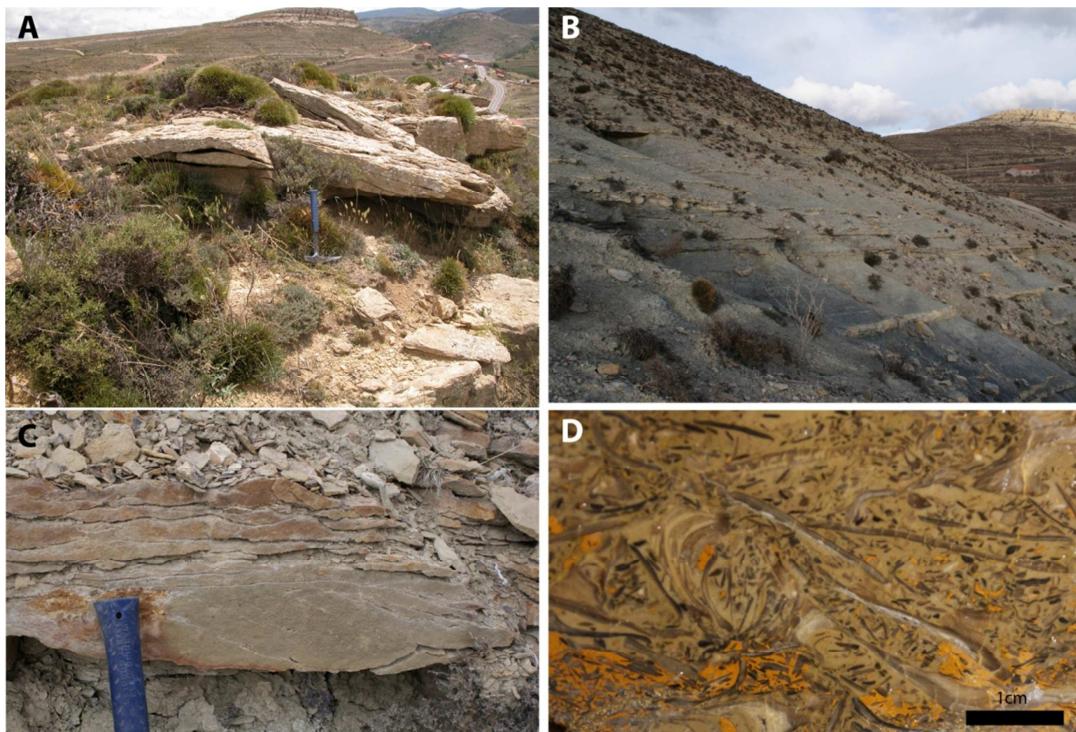
Los *rudstones* de ostreidos tienen matriz micrítica y a veces arenosa (Fig. 3.3-D), se presentan en cuerpos tabulares, normalmente de pocos decímetros de espesor. Pueden ser masivos o presentar laminación paralela marcada por las valvas de ostreidos, que se orientan paralelas a la estratificación y preferentemente con las caras cóncavas hacia techo.

### *Interpretación*

Las facies margosas y las calizas *mudstone* representan la sedimentación de buen tiempo, que se produciría por decantación a partir de fango en suspensión en un ambiente por debajo del nivel de base del oleaje (Aigner, 1982). La escasez de bioturbación y de fauna bentónica sugiere una pobre oxigenación del sustrato (Kietzman y Palma, 2011).

Las areniscas con estratificación cruzada y los *rudstones* de ostreidos son el resultado el transporte de arena y bioclastos desde el litoral a la plataforma abierta por corrientes causadas por tormentas (Kreisa, 1981; Kreisa y Bambach, 1982). Los límites netos y estructuras erosivas en la base de cada nivel revelan un emplazamiento rápido y erosivo sobre el sustrato margoso. Las estructuras más frecuentes (*ripples* de corriente, estratificación y laminación cruzada) indican transporte de este material mediante corrientes unidireccionales. En ocasiones (Fig. 3.3-C) se observa una secuencia vertical en las facies de arenisca, pasando de

areniscas con estratificación cruzada planar a areniscas con laminación por *ripples* de corriente, mostrando una disminución en la energía hacia techo (Seilacher, 1982). Las láminas con variaciones granulométricas de grano fino y grano grueso se han descrito también como características de depósitos de tormenta (Mohesni y Al-Aasm, 2004). La matriz margosa presente en los *rudstones* es consecuencia de la infiltración por rápida sedimentación de finos al disminuir bruscamente la energía tras el evento de tormenta (Kreisa, 1981; Kreisa y Bambach, 1982). Los estratos más potentes y de tamaño de grano más grueso (*rudstones* y areniscas gruesas) representan la acumulación multiepisódica, con varios eventos erosivos y de depósito sucesivos, mientras que los niveles más finos y delgados se depositaron rápidamente en un solo evento (Aigner, 1982).



**Fig. 3.3:** A) Areniscas pertenecientes a la asociación de facies de rampa media mixta (AF4) con estratificación cruzada *hummocky*. B) Aspecto general de la asociación de facies de rampa media distal a externa (AF5). C) Tempestita siliciclastica perteneciente a la AF5 en la que se observa estratificación cruzada planar y laminación por *ripples* de corriente. D) Muestra pulida de un *rudstone* de ostreidos interpretado como una tempestita perteneciente a la AF5.

El dominio de los sedimentos finos indica sedimentación dominante por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas, sólo interrumpido por eventos energéticos puntuales relacionados con tormentas. Esto nos permite interpretar esta asociación de facies como sedimentos de rampa media distal a externa.

## 4. Arquitectura estratigráfica y evolución vertical

En este capítulo se analiza la evolución vertical de la serie estudiada, así como la arquitectura estratigráfica y relaciones de cambio lateral de facies que se han podido observar a partir de la correlación estratigráfica de la parte superior de la serie.

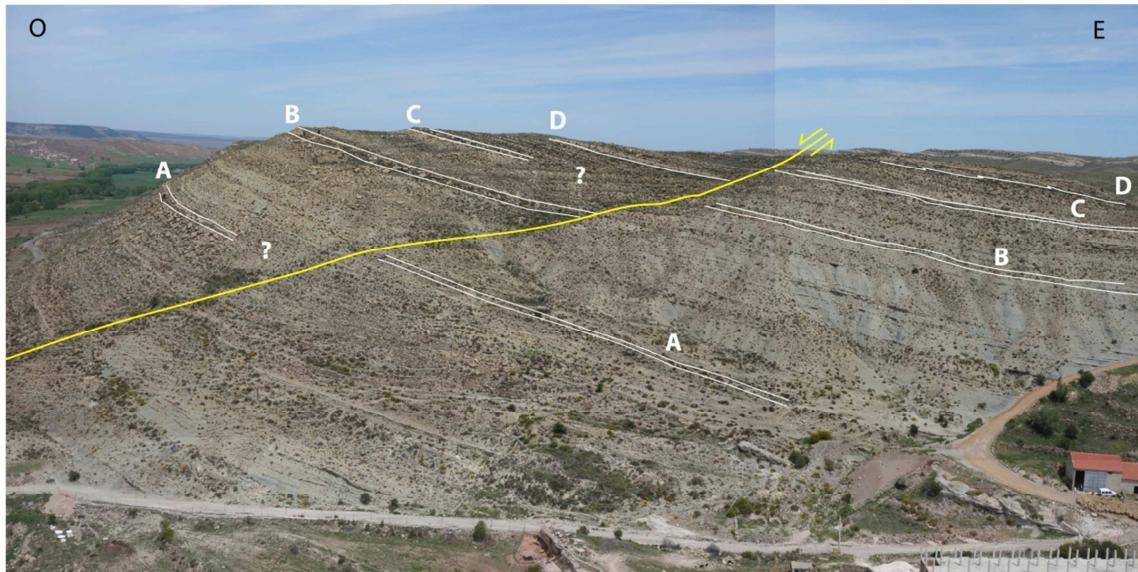
Se han identificado dos sistemas sedimentarios diferenciados dentro de la serie estudiada: un sistema de *lagoon* mixto y un sistema de rampa media mixta. El paso brusco que separa el sistema de *lagoon* mixto en la base y el sistema de rampa media mixta a techo (Fig. 4.1) marca una severa profundización de la cuenca.



**Fig. 4.1: Fotografía aérea de baja altura en la que se indica la situación de la profundización brusca que separa los sistemas de *lagoon* mixto y rampa media mixta.**

Para la parte superior del sistema de rampa media mixta se han realizado dos perfiles, como consecuencia de los notables cambios laterales de facies que se identificaron en el afloramiento (ver situación en la Fig. 1.4)

La correlación se realizó mediante la correlación física de niveles estratigráficos junto con el seguimiento de niveles fotogeológicos obtenidos a partir de fotografías aéreas de baja altura tomadas mediante un *drone*. Estas fotografías permitieron observar la continuidad de las capas y confirmaron la existencia de una falla entre los dos perfiles (Fig. 4.2).



**Fig. 4.2: Fotografía aérea de baja altura en la que se indican los niveles guía empleados en la correlación estratigráfica y la situación de la falla que separa los dos perfiles.**

El menor ratio margas/gruesos en el perfil oeste AII, la mayor potencia de los cuerpos arenosos o bioclásticos, así como la mayor abundancia de estructuras como la estratificación cruzada *hummocky* o *swaley* indican que este perfil corresponde a una localización proximal respecto al perfil este AI.

En la correlación (Fig. 4.3) se aprecia en la base un canal mareal constituido por *rudstones* de ostreidos (AF3) que pierde potencia progresivamente y que se corresponde con varios niveles de tempestitas bioclásticas (formadas mayoritariamente por fragmentos de ostreidos) en la zona más distal.

También se observa como las facies más bioclásticas de la columna AII, caracterizadas por la estratificación cruzada *hummocky* se corresponden con tempestitas siliciclásticas en zonas más profundas.

Dentro del sistema de rampa media mixta en el perfil AII, se han identificado al menos cuatro secuencias. No ha sido posible la distinción de estas secuencias en el perfil más distal debido a la menor variación de facies. Estas secuencias se caracterizan por su tendencia somerizante y están separadas entre sí por superficies transgresivas. A su vez, el conjunto de estas cuatro secuencias define una tendencia somerizante del sistema de rampa media mixta.

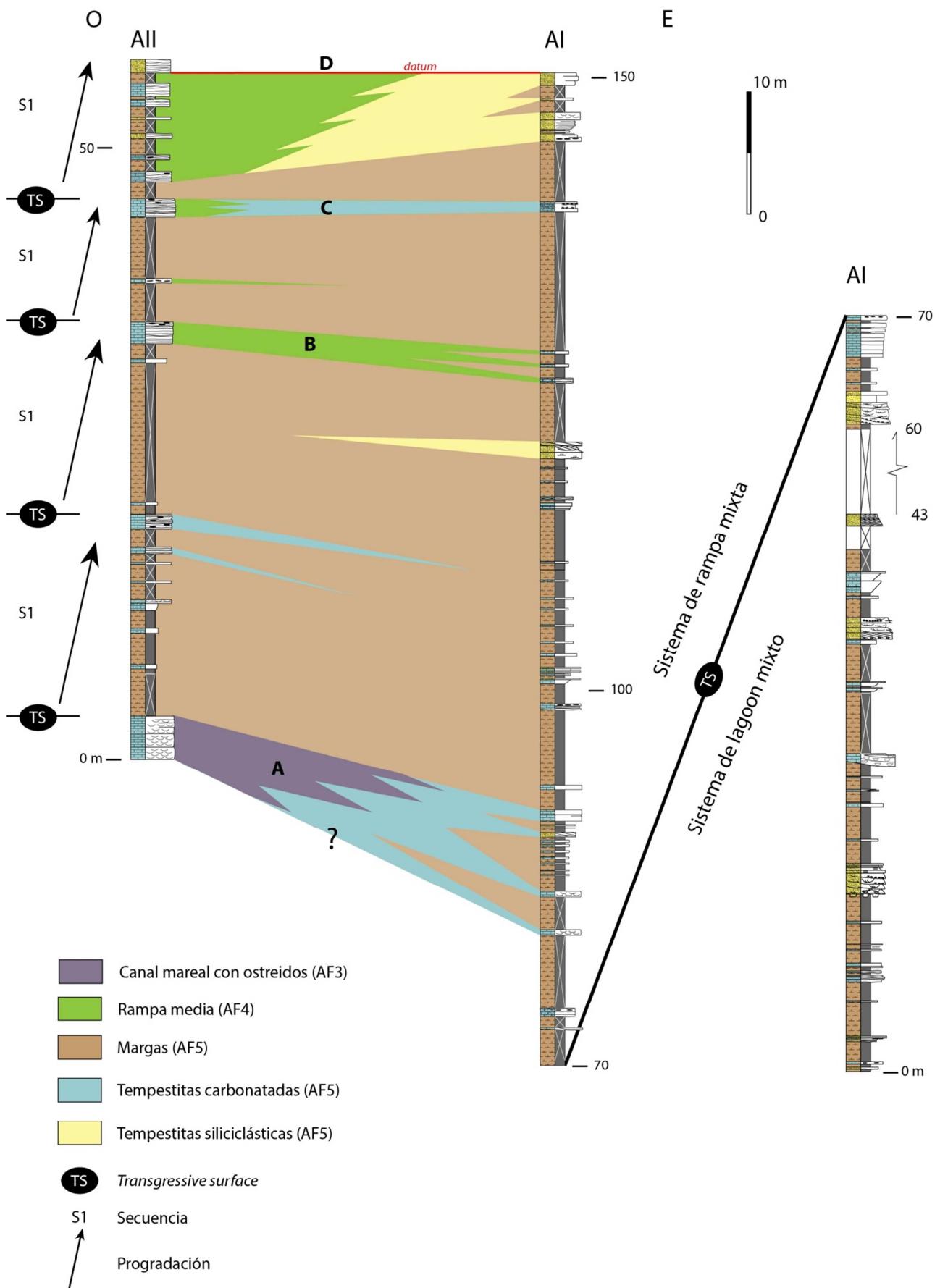


Fig. 4.3: Resultado de la correlación estratigráfica de los perfiles AI y AII.

## 5. Discusión

La evolución vertical de la serie estudiada muestra la existencia de dos sistemas diferenciados. Por un lado, un sistema de *lagoon* mixto, que comprende las asociaciones de facies de *lagoon* carbonatado (AF1), canal mareal siliciclástico (AF2) y canal mareal con bioconstrucciones de ostreidos (AF3), y que está representado en la base de la serie. Sobre este sistema se implanta un sistema de rampa mixta, que se compone de las asociaciones de facies de rampa media mixta (AF4) y rampa media distal a externa (AF5). Este segundo sistema queda representado en la parte superior de la serie estudiada.

En este capítulo abordaremos las características principales de cada uno de estos sistemas así como la relación entre ambos.

### 5.1. Sistema de *lagoon* mixto

El sistema de *lagoon* mixto que aparece en la base de la Fm. Artoles está relacionado con el sistema de isla-barrera siliciclástica estudiado por Navarrete *et al.* (2013b), marcando dicho *lagoon* la progradación del sistema de isla-barrera, que queda preservado en secciones más orientales de la cuenca.

La variedad faunística y de estructuras sedimentarias presentes en la asociación de facies de *lagoon* carbonatado (AF1) indica la presencia de diferentes subambientes con características hidrológicas e hidrodinámicas variables. Las margas y calizas con texturas *mudstone-wackestone* con carofitas, ostrácodos, bivalvos y gasterópodos representan ambientes tranquilos restringidos pero con cierta influencia marina (Lee *et al.*, 2001). Las calizas *packstone* y los niveles finos de arenisca se formaron en ambientes sometidos a la acción de las tormentas (Palma *et al.*, 2007).

Parte de este sistema está afectado por un sistema de canales mareales (AF2 y AF3) probablemente asociados a una de las bocanas de la isla barrera (Einsele, 2000). La isla barrera siliciclástica constituye la fuente del material arenoso, no sólo de los canales, sino también de los niveles de tormenta siliciclásticos (Fig. 3.1-B) que aparecen en la asociación de facies de *lagoon* carbonatado (Reading y Collinson, 1996). El sentido de paleocorriente dominante hacia el NE sugiere que esta fuente de siliciclásticos se sitúa al SO de la localidad de estudio. Esto está en concordancia con la paleogeografía propuesta por Navarrete *et al.* (2014) (Fig. 5.1)

para una situación temporal inmediatamente anterior a la estudiada en los perfiles de Allepuz, en la que el sistema de isla-barrera se instala al oeste y al sur de los ambientes de *lagoon*. La base de la serie estudiada que está caracterizada por el

sistema de *lagoon* mixto representa un momento progradante respecto a la figura 5.1, en el que dicho sistema se desplaza hacia el sur hasta alcanzar la localidad de Allepuz.



**Fig. 5.1: Reconstrucción paleogeográfica de la Subcuenca de Galve durante el Barremiense. El recuadro rojo marca la situación de las secciones estudiadas. La progradación de este sistema durante el inicio de la Fm. Artoles supuso el desplazamiento hacia el S-SO de Allepuz del sistema de isla-barrera. Tomado de Navarrete *et al.* (2014).**

(AF1) con la asociación de facies de rampa media distal a externa (AF5).

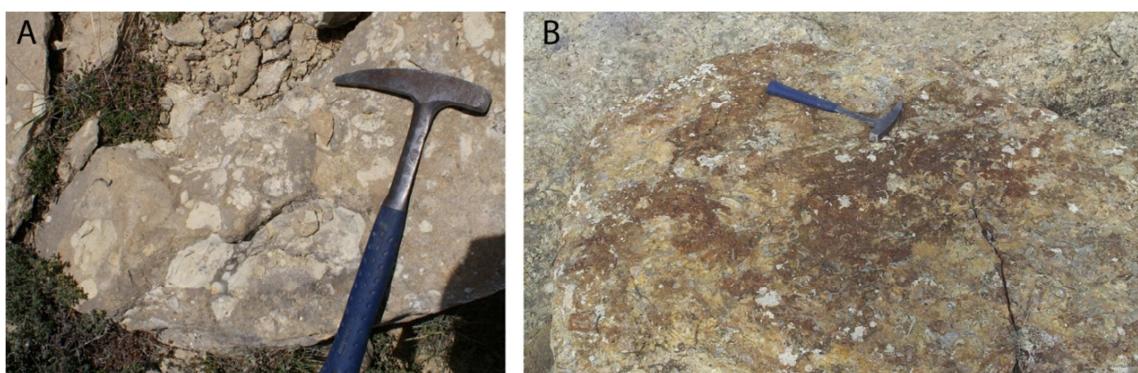
## 5.2. Sistema de rampa mixta

El sistema de rampa mixta incluye las asociaciones de facies de rampa media mixta (AF4) y rampa media distal a externa (AF5). Este sistema está caracterizado por la abundancia de tempestitas, tanto carbonatadas como siliciclásticas lo cual indica una gran influencia de las tormentas en la sedimentación.

En la sección más proximal estudiada (AII) se identifican al menos cuatro secuencias menores (Fig. 4.3) incluidas en el sistema de rampa mixta. Estas

secuencias están separadas entre sí por superficies transgresivas (*transgressive surface*, TS) y cada una de ellas, del orden de metros de potencia, presenta una tendencia somerizante, con las facies más profundas en la base de dicha secuencia. El conjunto de las cuatro secuencias menores que incluye el sistema de rampa mixta define a su vez una tendencia progradante.

Las superficies transgresivas presentan una gran variabilidad. Suelen aparecer como *lags* transgresivos a techo de cuerpos pertenecientes a la asociación de facies de rampa media mixta (AF4), a veces presentan estratificación cruzada *hummocky* y una de sus características más comunes es la acumulación de intraclastos micríticos (Fig. 5.2-A). Estos *lags* son producto del retrabajamiento por parte del oleaje durante subidas del nivel del mar relativo (Weimer, 1988; Hwang y Heller, 2002). En otras ocasiones las superficies transgresivas consisten en costras ferruginizadas (Fig. 5.2-B) generadas por acumulación de minerales de hierro debido a bajas tasas de sedimentación (Robert, 2009). El aumento del tamaño de la cuenca y del espacio de acomodación durante las transgresiones suele producir que el sedimento quede atrapado en los ambientes continentales o litorales (Cattaneo y Steel, 2003) y que la tasa de sedimentación en zonas más internas de la cuenca quede muy reducida.



**Fig. 5.2: Diferentes aspectos de las superficies transgresivas observadas en la Formación Artoles en Allepuz. A) Acumulación de intraclastos a techo de un cuerpo perteneciente a la AF4. B) Costra ferruginizada asociada a una transgresión.**

Se observa que los sedimentos siliciclásticos son más abundantes en la columna AI, en el este, y corresponden a facies energéticas interpretadas como tempestitas siliciclásticas. Además, estas facies siliciclásticas se corresponden lateralmente con facies carbonatadas con estratificación cruzada *hummocky* pertenecientes a la asociación de facies de rampa media mixta (AF4). Normalmente, el aporte de

siliciclásticos a una cuenca reduce e incluso imposibilita la producción de carbonatos, ya que afecta de manera negativa al desarrollo de los organismos productores de carbonato dificultando su alimentación o reduciendo la penetración de la luz (Tucker, 2003). No obstante, en el caso de la Fm. Artoles siliciclásticos y carbonatos coexisten, ya que existe un cambio lateral de facies entre ambas litologías.

Los modelos empleados para explicar secuencias mixtas carbonatadas-siliciclásticas pueden dividirse en dos tipos: los modelos coetáneos y los modelos alternantes (Tanavsuu-Milkeviciene *et al.*, 2009). En los modelos coetáneos, la sedimentación de carbonatos y la de siliciclásticos coexisten, mientras que en los modelos alternantes cada litología corresponde a una etapa específica de cada secuencia o ciclo (por ejemplo, sedimentación de carbonatos cuando el nivel del mar relativo es alto y siliciclásticos cuando es bajo). En el caso de la Fm. Artoles en Allepuz, y tal y como se observa en la Fig. 4.3, se da la sedimentación de carbonatos y de siliciclásticos a la vez en el tiempo, como en el caso de los modelos coetáneos.

Las tempestitas proximales son más potentes, más bioclásticas y de mayor tamaño de grano que las tempestitas distales, de manera que se han observado cambios laterales de facies en tempestitas que van de calcirudititas en facies proximales, a calciarenitas y calcilitas en facies más distales (Aigner, 1982). Este mecanismo de selección podría ser el responsable de los cambios laterales de facies entre tempestitas carbonatadas proximales y tempestitas siliciclásticas más distales observados en la localidad de estudio. Las tempestitas proximales carbonatadas están constituidas mayoritariamente por grandes fragmentos de ostreido, que tienden a depositarse en zonas más proximales que los granos siliciclásticos de tamaño arena, que permiten un mayor transporte hacia zonas algo más distales. Las litologías mixtas como calizas arenosas o areniscas ricas en bioclastos que también existen en la serie estudiada corresponden a las zonas de transición entre los *rudstones* de ostreidos y las cuarzoarenitas.

### **5.3. Relación entre los dos sistemas**

El cambio brusco que separa el sistema de *lagoon* mixto y el sistema de rampa mixta hace difícil reconocer si ambos sistemas estaban relacionados genéticamente. No obstante varias características del sistema de rampa mixta hacen pensar que no

podía estar asociado a una isla barrera siliciclástica como ocurría en el sistema de *lagoon* mixto.

Por un lado, la presencia en la asociación de facies de rampa media mixta (AF4) de oolitos retrabajados apunta a que otro tipo de ambientes existían en el sistema de rampa mixta que no han quedado registrados en el sistema de *lagoon* mixto en la serie estudiada. Los ostreidos siguen siendo importantes generadores de material bioclástico al igual que en el sistema de *lagoon* mixto, pero la aparición de otros organismos como foraminíferos bentónicos y equinodermos en la asociación de facies de rampa media mixta (AF4) podrían ser indicativos de ambientes someros no tan restringidos como en el caso del *lagoon* (Jamalian *et al.*, 2011).

Por otro lado, la existencia de una isla barrera siliciclástica en el sistema de rampa mixta provocaría una distribución de material siliciclástico mucho más amplia en el *shoreface* o rampa media (Einsele, 2000), y no tan local como se observa en los afloramientos de la Fm. Artoles en Allepuz. En estudios recientes de la Fm. Artoles en zonas más septentrionales de la Subcuenca de Galve (Ibáñez Loriente, 2014) también se reconocen los sistemas de *lagoon* y de rampa media, pero además se observa una nueva implantación de un sistema de *lagoon* sobre dicho sistema de rampa media. No obstante, este nuevo sistema de *lagoon* resultaría mucho menos restringido que el primero.

Por tanto se considera que el sistema de *lagoon* mixto y el de rampa mixta tal y como aparecen en la localidad de Allepuz, no coexistieron en el tiempo, sino que uno sucedió al otro.

## 6. Conclusiones

La serie perteneciente a la Formación margas y calizas de Artoles (Barremiense superior) aflorante en la localidad de Allepuz constituye el registro sedimentario de dos sistemas mixtos.

El primer sistema consiste en un *lagoon* mixto en el que los sedimentos siliciclásticos se concentran principalmente en canales mareales y en menor medida en niveles finos relacionados con tormentas. Este sistema de *lagoon* carbonatado estaba relacionado con un sistema de isla barrera siliciclástica del que sin embargo no queda registro en la serie estudiada en este trabajo. Este sistema de isla barrera se situaría probablemente al SO y constituye la fuente del material siliciclástico que encontramos en el sistema de *lagoon* mixto.

El segundo sistema consiste en una rampa mixta carbonatada-siliciclástica. En este caso los sedimentos siliciclásticos se concentran en la columna este (AI) que corresponde al sector más distal estudiado. En cambio, en la columna situada más al oeste (AII) los materiales son predominantemente carbonatados y muy energéticos. Esta distribución se ha interpretado como resultado de la selección mecánica del material durante las tormentas, quedando los bioclastos (mayoritariamente grandes fragmentos de ostreidos) en zonas más proximales y los sedimentos siliciclásticos tamaño arena en zonas más distales.

Por tanto, la distribución de siliciclásticos en ambos sistemas está controlada principalmente por factores autocíclicos: tormentas, mareas y migración de canales en el caso del sistema de *lagoon* mixto y selección del material bioclástico-siliciclástico en la rampa media.

El paso del sistema de *lagoon* mixto al de rampa mixta es testimonio del carácter transgresivo general de la serie. No obstante, se han podido reconocer al menos cuatro secuencias de menor rango en el sistema de rampa mixta. Estas secuencias están separadas entre sí por superficies transgresivas y cada una de ellas presenta una tendencia progradante. La evolución general del sistema de rampa media es también progradante.

Las características sedimentológicas y estratigráficas de estos dos sistemas indican que estos no coexistieron en el tiempo.

## 7. Agradecimientos

En primer lugar, agradecer a mis tres codirectores por su ayuda a lo largo de todo el trabajo, desde los primeros días en el campo hasta la redacción y maquetación del texto. Gracias también a Rocío Navarrete por su ayuda en el campo, especialmente en lo referente a la icnología. Manuel Tricás me enseñó y ayudó en la preparación de muestras pulidas. Y por último gracias a Alberto, siempre acompañando, tanto en el campo como en la biblioteca.

## 8. Referencias

- Aigner, T. (1982): Calcareous tempestites: Storm dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). En: Einsele, G. y Seilacher, A. (eds.): *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, Berlin, 180-195
- Allam, M. M. (1995): Tide-dominated sedimentation in the Upper Tertiary succession of the Sitapahar anticline, Bangladesh. *Spec. Publications of the International Association of Sedimentologists*, **24**: 329-341
- Allen, J. R. L. (1970): Studies in fluviatile sedimentation: A comparison of fining-upwards cyclothem with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Journal of Sedimentary Research*, **40**: 298-323
- Bahr, L. M. y Lanier, W. P. (1981): The ecology of intertidal oyster reefs of the South Atlantic coast: a community profile. *U. S. Fish and Wildlife Service, Office of Biological Services*, Washington D. C., 105 pp.
- Bartol, I. K., Mann, R. y Luckenbach, M. (1999): Growth and mortality of oysters (*Crassostrea virginica*) on constructed intertidal reefs: effects of tidal height and substrate level. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, **237**: 157-184
- Boersma, J. R. y Terwindt, J. H. J. (1981): Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, **28**: 151-170
- Britton, J. C. y Morton, B. (1989): Shore Ecology of the Gulf of Mexico. *University of Texas Press*, Austin, 387 pp.
- Capote, R., Muñoz, J. A., Simón, J. L. (coordinadores), 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. (editores): *Geology of Spain*, Geological Society of London, Londres, 367-400
- Cattaneo, A. y Steel, R. J. (2003): Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, **62**, 187-228
- Cheel, R. J. y Leckie, D. A. (1993): Hummocky cross-stratification. En: Wright, V. P. (editor): *Sedimentology review / 1*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 103-122
- Cloyd, K. C., Demicco, R. V. y Spencer, R. J. (1990): Tidal channel, levee and crevasse-splay deposits from a Cambrian tidal channel system: a new mechanism to produce shallowing-upward sequences. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60 (1)**: 73-83
- Darlymple, R. W. (2010): Tidal depositional systems. En: James, N. P. y Darlymple, R. W. (eds.): *Facies Models 4*, Geological Association of Canada, St. John's, 201-231
- Dumas, S. y Arnott, R. W. C. (2006): Origin of hummocky and swaley cross-stratification –the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34 (12)**: 1073-1076

- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, **1**: 108-121
- Einsele, G. (2000): Coastal and shallow sea sediments. En: Einsele, G.: *Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget*, Springer-Verlag, Berlín, 94-165
- Elliot, T. (1986): Siliciclastic shorelines. En: Reading, H. G. (ed.): *Sedimentary environments and facies*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 155-188
- Embry, A. F. y Klovan, J. E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, N. W. T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**: 730-781
- Folk, R. L. (1974): *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Pub. Co., Austin, 184 pp.
- Herrero-Gascón, J. y Pérez-Lorente, F. (2013): Nuevas aportaciones icnológicas de Galve (Teruel, España). Grandes huellas ornitópudas en el yacimiento de Santa Bárbara. *Geogaceta*, **53**: 21-24
- Hughes, Z. J. (2012): Tidal channels on tidal flats and marshes. En: Davis, R. A. y Dalrymple, R. W. (eds.) *Principles of Tidal Sedimentology*, Springer, Dordrecht, 269-300
- Hwang, I. G. y Heller, P. L. (2002): Anatomy of a transgressive lag: Panther Tongue Sandstone, Star Point Formation, central Utah. *Sedimentology*, **49**, 977-999
- Ibáñez Loriente, A. (2014): *Sedimentología y tectónica sinsedimentaria de la Fm. Artoles en Miravete (Teruel, Cordillera Ibérica)*. Trabajo Fin de Grado, Universidad de Zaragoza, 33 pp.
- Jamalian, M., Adabi, M. H., Moussavi, M. R., Sadeghi, A., Baghbani, D. y Ariyafar, B. (2011): Facies characteristic and paleoenvironmental reconstruction of the Fahliyan Formation, Lower Cretaceous, in the Kuh-e Siah area, Zagros Basin, southern Iran. *Facies*, **57**: 101-122
- Kietzman, D. A. y Palma, R. M. (2011): Las tempestitas peloidales de la Formación Vaca Muerta (Tithonian-Valanginian) en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, **18 (2)**: 121-149
- Kreisa, R. D. (1981): Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51 (3)**: 823-848
- Kreisa, R. D. y Bambach, R. K. (1982): The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. En: Einsele, G. y Seilacher, A. (eds.) *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 200-207
- 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
- Liesa, C. L., Soria, A. R., Meléndez, N. y Meléndez A. (2006): Extensional fault control on the sedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve sub-basin, Spain. *Journal of The Geological Society*, **163 (3)**: 487-498
- Martín-Closas, C. y Gomez, B. (2004): Taphonomie des plantes et interprétations paléoécologiques. Une synthesis. *Geobios* **37 (1)**: 65–88.
- McCrory, V. C. L. y Walker, R. G. (1986): A storm and tidally-influenced prograding shoreline –Upper Cretaceous Milk River Formation of Southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, **33 (1)**: 47-60
- Mohesni, H. y Al-Aasm, I. S. (2004): Tempestite deposits on a storm-influenced carbonate ramp: an example from the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*, **27 (2)**: 163-178
- 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
- Navarrete, R., Liesa, C. L., Soria, A. R., Rodríguez-López, J. P. (2013a): Actividad de fallas durante el depósito de la Formación Camarillas (Barremiense) en la Subcuenca de Galve (E de España). *Geogaceta*, **53**: 61-64
- Navarrete, R., Rodríguez-López, J. P., Liesa, C. L., Soria, A. R. y de Mesquita L. Veloso, F. (2013b): Changing physiography of rift basins as a control on the evolution of mixed siliciclastic-carbonate back-barrier systems (Barremian Iberian Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, **289**: 40-61
- Neto de Carvalho, C., Andrade Viegas, P. y Cachao, M. (2007): *Thalassinoides* and its producer: populations of *Mecochirus* buried within their burrow systems, Boca do Chapim Formation (Lower Cretaceous), Portugal. *Palaios*, **22**: 1'4-109
- Palma, R. M., López-Gómez, J. y Piethé, R. D. (2007): Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary geology*, **195**: 113-134
- 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., Meléndez, N. y Liesa, C. L. (2013): Oscilaciones del nivel del mar registradas como valles incisos durante el Aptiense ¿Glacioeustatismo durante el Cretácico? Cuenca del Maestrazgo, provincia de Teruel. En: García-Hidalgo, J. F., Gil-Gil, J., Barroso-Barcenilla, F., López Olmedo, F. y Díaz de Neira, J. A. (eds.). *V Congreso del Cretácico de España*, 137-139

- Pufahl, P. K. y James, N. P. (2006): Monospecific Pliocene oyster buildups, Murray Basin, South Australia: Brackish water end member of the reef spectrum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **233**: 11-33
- Rahmani, R. A. (1988): 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
- Rasser, M. W. y Riegl, B. (2002): Holocene coral reef rubble and its binding agents. *Coral reefs*, **21**: 57-72
- Reading, H. G. y Collinson, J. D. (1996): Clastic coasts. En: Reading, H. G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 154-231
- Robert, C. M. (2009): *Sedimentology of the ocean, an interplay between geodynamics and paleoenvironment*, Elsevier, Oxford, 496 pp.
- Salas, R. (1987): *El Malm I el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf I la Serra d'Espadà*, Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 345 pp.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, **228**: 33-55
- Salas, R. y Guimerà, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la Cuenca Inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, **20** (7): 1704-1706
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian rift system and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). En: Cavazza, W., Roberston, A.H.F.R., Ziegler, P. y Crasquin-Soleau, S. (eds.): *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, Mém. Mus. Nat. Hist. Natur., **186**: 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
- Seilacher, A. (1982): Distinctive features of sandy tempestites. En: Einsele, G. y Seilacher, A. (eds.): *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, Berlin, 333-349
- Soria, A. R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico inferior y su control estructural*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 363 pp.
- Tänavsuu-Milkeviciene, K., Plink-Björklund, P., Kirsimae, K. y Ainsaar, L. (2009): Coeval versus reciprocal mixed carbonate-siliciclastic deposition, Middle Devonian Baltic Basin, Eastern Europe: implications from the regional tectonic development. *Sedimentology*, **56**: 1250-1274
- Terwindt, J. H. J. (1971): Lithofacies of inshore estuarine and tidal-inlet deposits. *Geol. En Mijnbouw*, **50**: 515-526

- Thomas, R. G., Smith, D. G., Wood, J. M., Visser, J., Calverley-Range, E. A. y Koster, E. H. (1987): Inclined heterolithic stratification-Terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary geology*, **53**: 123-179
- Tucker, M. E. (2003): Mixed clastic-carbonate cycles and sequences: quaternary of Egypt and Carboniferous of England. *Geologia Croatica*, **56 (1)**: 19-37
- Vera, J. A. (editor) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.
- Weimer, R. J. (1988): Record of relative sea-level changes, Cretaceous of Western Interior, USA. En: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C. A. y Kendall, C. G. St. C. (eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*, SEPM Special Publication, **42**: 285-288
- Wentworth, C. K. (1922): A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30 (5)**: 377-392
- Wright, V.P. (1994): Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Reviews*, **35**: 367-395