

La Formación Aguilar del Alfambra en el entorno de Galve

Análisis de facies y estudio tectosedimentario



Álvaro García Penas

Dir.^{es} Marcos Aurell e Ignacio Canudo

Índice:

Abstract:	1
1. Introducción:	2
2. Objetivos:	4
3. Contexto geográfico y geológico:	4
4. Metodología:	5
4.1 Revisión bibliográfica:	5
4.2 Campaña de campo:	6
4.3 Trabajo de laboratorio:	6
4.4 Trabajo de gabinete:	6
5. Presentación de los resultados:	8
5.1 Cartografía geológica:	8
5.2 Caracterización estratigráfica:	8
5.3 Análisis de facies:	11
Descripción:	11
Interpretación:	12
Evolución sedimentaria:	15
5.4 Tectónica penecontemporánea y sedimentación sintectónica:	15
Segmento A:	16
Segmento B:	18
Segmentos C y D:	19
Segmento E:	19
5.5 La cubeta de la Paridera: un modelo deposicional para la Formación Aguilar del Alfambra en la zona de Galve:	20
Etapa 1:	20
Etapa 2:	20
Etapa 3:	21
Etapa 4:	21
Etapa 5:	21
6. Conclusiones:	23
7. Bibliografía:	24
8. Anexos	

Abstract:

The stratigraphy of the Galve sub-basin (Teruel, Spain) has undergone recent modifications driven by the desire to establish the age of the first dinosaur ever to be described in Spain, sauropod *Aragosaurus ischiaticus*. The present research project is framed in a wider-aimed project carried out on a sub-basin scale which has included the proposal of two new geological formations: Fm. Aguilar del Alfambra and Fm. Galve.

The present research aims to characterize the stratigraphy of Formation Aguilar del Alfambra in the Galve setting, and to establish the influence exerted by tectonics over the sedimentary process. For all of this, a revision of the existing literature on the subject has been carried out and four field trips have been undertaken in order to survey the sector under scrutiny. In addition, 20 thin-section samples have been analyzed. Based on both preexisting and compiled data, two cartographies have been elaborated, and both a facies analysis and a tectosedimentary study have been carried out for the Aguilar del Alfambra Formation in the Galve area.

As a result, the conclusion has been reached that the Aguilar del Alfambra Formation represents, in the Galve area, a carbonate tidal flat-restricted lagoon depositional system with some continental influence as evidenced by its moderate siliciclastic silt content. Synsedimentary tectonics performed an important role in the configuring of the Aguilar del Alfambra Fm., giving rise to generalized thickness variability across the studied area and generating small-scale syntectonic basins. One of said basins is of special significance, as it synthesizes the main features exhibited by Fm. Aguilar del Alfambra in the area of study. Therefore, a depositional model is proposed for it which details the stages undergone in its evolution.

1. Introducción:

Las unidades transicionales del Jurásico terminal y el Cretácico Inferior de Aragón son de gran importancia en paleontología de vertebrados debido a la riqueza y el valor científico de los restos fósiles que contienen. Es especialmente interesante el caso de *Aragosaurus ischiaticus*, encontrado en 1987 en el yacimiento de las Zabacheras en Galve, ya que la datación de sus restos es objeto de una polémica que no sólo afecta al campo de la paleontología, sino que ha desembocado en una revisión de la estratigrafía del entorno de Galve que ha conducido a la propuesta de dos unidades nuevas, denominadas Formación Aguilar del Alfambra y Formación Galve. Éstas comprenden materiales que tradicionalmente se han considerado pertenecientes a las capas superiores de la Formación Villar del Arzobispo y a los niveles inferiores terrígenos de la Formación El Castellar, respectivamente (Aurell et al., 2016).

Diferentes autores han estudiado la sedimentación en torno al límite Jurásico-Cretácico en la zona noreste de la Península Ibérica. A continuación se exponen los principales antecedentes bibliográficos que tratan las formaciones presentes en el entorno de Galve.

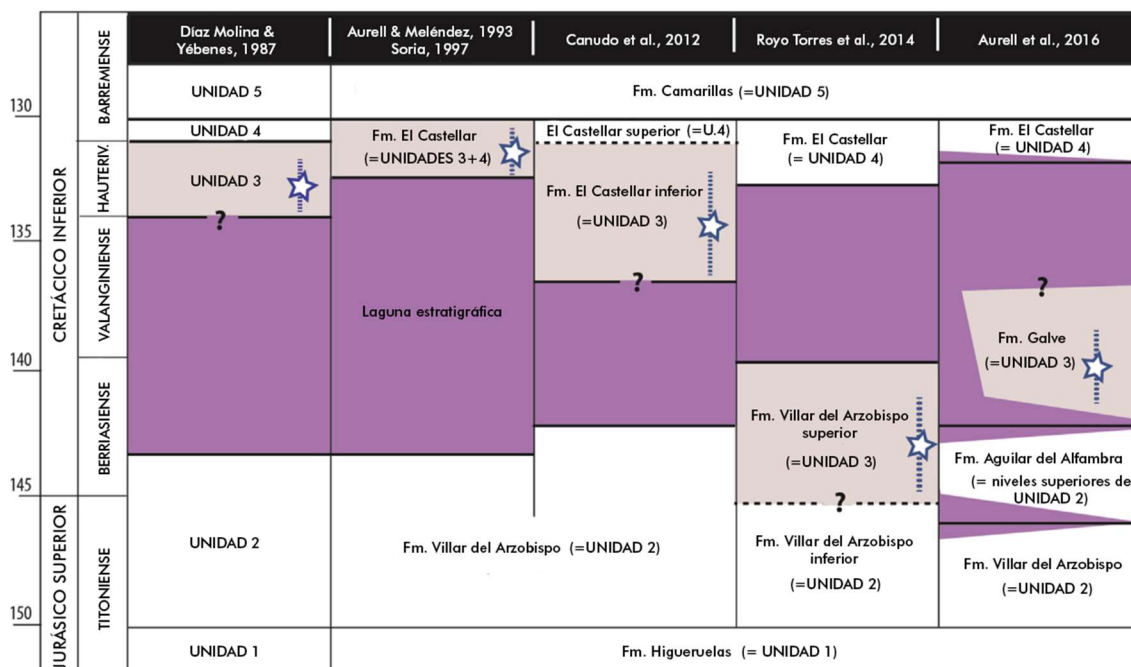


Fig. 1 Revisiones sucesivas de la estratigrafía de la subcuenca de Galve. Modificado de Aurell et al. (2016).

- Mas y Alonso (1983):** definen la Formación Villar del Arzobispo en el sector levantino de la Cordillera Ibérica, como una alternancia de arcillas margosas, margas blanquecinas a amarillentas, arenas, areniscas y calizas bioclásticas en ocasiones pisolíticas, que se interpretan como depósitos de plataforma interna mixta terrígena-carbonatada, con predominio de facies de canales mareales en la zona inferior y de asociaciones de facies de llanura mareal no canalizada en la zona superior. Se propone una edad Titoniense.
- Mas et al. (1984):** describen en detalle la Formación Villar del Arzobispo al noroeste de Valencia y el Este de Cuenca y la caracteriza litológicamente, definiendo dos tipos de asociaciones de facies; la primera asociación es carbonatada, predomina en la base de la unidad y es interpretada como depósitos de lagoon protegido; la segunda es más siliciclástica, predomina hacia techo de la unidad y se interpreta como depósitos de llanura mareal. Afirma

que existió un marcado control tectónico durante el depósito de la unidad. Observa que la misma se apoya concordantemente y en contacto transicional sobre las calizas de la Formación Higuieruelas, y que presenta suprayacentes diversos en contacto discordante.

- Díaz Molina y Yébenes (1987): reconocen en la zona de Galve una unidad equivalente a la Formación Villar del Arzobispo de Mas y Alonso (1983) a la que denomina "Unidad 2", y le asigna una edad máxima Portlandiense (Titoniense superior). Describe una serie de unidades suprayacentes a la Villar del Arzobispo, a las que asignan los números 3, 4, 5 y 6, respectivamente. Ubica en la unidad 3 el yacimiento de Las Zabacheras (del cual se excavó el primer dinosaurio descrito en la Península Ibérica, *Aragosaurus ischiaticus*), y propone una edad Hauteriviense-Barremiense para la misma. Indica que la laguna estratigráfica que separa las unidades 2 y 3 podría abarcar desde el Titoniense superior hasta parte del Hauteriviense.
- Soria (1997): ofrece una descripción exhaustiva de la sedimentación en las cuencas marginales del Surco Ibérico durante el Cretácico Inferior, incluyendo la subcuenca de Galve. Describe en detalle las asociaciones de facies de la Formación El Castellar, estableciendo que su base está caracterizada por asociaciones de facies terrígenas lutíticas y arenosas, mientras que hacia techo predominan un conjunto de facies calcáreas y margosas.
- Canudo et al. (2012): afirman que las unidades 3 y 4 de Díaz Molina y Yébenes (1987) son equivalentes a la parte inferior y superior de la Formación El Castellar, respectivamente. Asimismo, llevan a cabo un estudio detallado de la discontinuidad que separa las unidades 2 y 3 y aportan nuevos datos bioestratigráficos, concluyendo que la edad del yacimiento de Las Zabacheras (zona basal de la Formación El Castellar) es probablemente Valanginiense-Hauteriviense.
- Royo-Torres et al. (2014): comparan los afloramientos de la zona inferior de la Formación El Castellar en la zona de Galve con el estratotipo de la subcuenca de Peñagolosa y concluyen que no existe equivalencia entre la Unidad 3 de Díaz Molina y Yébenes (1987) y el mencionado tramo inferior de la Fm. El Castellar. En su lugar, afirman que la Fm. El Castellar corresponde únicamente con la Unidad 4, perteneciendo la Unidad 3 (así como la discontinuidad que la separa de la unidad 2) a la zona superior más siliciclástica de la Formación Villar del Arzobispo. La unidad 2 corresponde a los niveles inferiores de la misma unidad. Describen un contacto discordante entre las unidades 3 y 4.
- Aurell et al. (2016): ofrecen una revisión de la estratigrafía de la subcuenca de Galve, definiendo dos unidades nuevas, a las que denominan Formación Aguilar del Alfambra y Formación Galve. La primera corresponde a la zona superior de la unidad Villar del Arzobispo (= niveles superiores de la Unidad 2), mientras que la Formación Galve corresponde a parte del conjunto detrítico basal de la Formación El Castellar (= Unidad 3). La Formación Aguilar del Alfambra se encuentra separada de su infrayacente (Fm. Villar del Arzobispo) por una discontinuidad que los autores identifican con la existente entre las unidades 2 y 3 descrita por Canudo et al. (2012). La Formación Galve se encuentra asimismo separada de la Formación Aguilar del Alfambra por otra discontinuidad, que los autores equiparan a la descrita por Royo-Torres et al. (2014), que separa las unidades 3 y 4.

El presente trabajo de fin de grado se planteó inicialmente como un estudio multidisciplinar de la estratigrafía y contenido fósil de vertebrados en los materiales del límite Jurásico-Cretácico en el entorno del pueblo de Galve. El trabajo tomaría como base la información presentada en Aurell et al. (2016) y la contrastaría en el sector de estudio, contribuyendo a la caracterización estratigráfica y paleoambiental del límite Jurásico-Cretácico en dicho emplazamiento, con miras también a precisar la posición estratigráfica de *Aragosaurus*. Sin embargo, la falta de contenido fósil relevante en la zona escogida condujo al replanteamiento del trabajo como un estudio estratigráfico y tectosedimentario de la Formación Aguilar del Alfambra.

2. Objetivos:

El objetivo principal del trabajo es definir la estratigrafía de la recientemente definida Formación Aguilar del Alfambra en el flanco izquierdo del anticlinal de Galve y estudiar la influencia ejercida sobre la sedimentación por la tectónica sinsedimentaria.

También se prestará especial atención en definir con la mayor claridad posible las discordancias a base y techo propuestas en Aurell et al. (2016) como límites de la Formación Aguilar del Alfambra, que justifican la definición de la misma como una unidad independiente de la Formación Villar del Arzobispo.

3. Contexto geográfico y geológico:

La zona de estudio se localiza en las inmediaciones de la localidad de Galve (Teruel, España). El pueblo se encuentra a unos 60 km al NE de Teruel y a 140 km al sur de Zaragoza. Se accede por un desvío de la carretera N-420 en el tramo Utrillas-Teruel, una vez atravesado el Puerto del Esquinazo.

El pueblo de Galve se sitúa en el flanco occidental del sinclinal homónimo, el cual está emplazado en una subdivisión de la cuenca del Maestrazgo denominada subcuenca de Galve. Dicha subcuenca es una depresión alargada con orientación NNW-SSE, que tiene 40 km de longitud por 20 km de anchura, y se formó durante una etapa extensional ligada al episodio de rifting del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Cordillera Ibérica (Liesa et al., 2006).

La Cordillera Ibérica se formó como resultado del plegamiento durante la Orogenia Alpina de la denominada Cuenca Ibérica, desarrollada durante el Jurásico en un contexto de rifting abortado (aulacógeno) resultado del régimen distensivo que marcó el comienzo de separación de Norteamérica respecto a África, y, posteriormente, de la placa Ibérica con respecto a las de Apulia y Marruecos (Álvaro et al., 1979).

La evolución del proceso de rifting puede dividirse en cuatro grandes ciclos de rift y post-rift (Salas et al., 2001): una primera etapa de rifting (Rifting 1) que abarca del Pérmico Superior al Triásico; una etapa de post-rift (post-rift 1), que abarca el Jurásico Inferior y Medio; una segunda etapa de rifting (rifting 2) durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior y, por último, una segunda etapa post rift (post rift 2) durante el Cretácico Superior.

Durante la etapa de rifting 2, las plataformas marinas carbonatadas desarrolladas en el Jurásico en la cuenca Ibérica se fragmentaron y compartimentaron a favor de fallas normales de dirección NO-SE y NE-SO (Liesa et al., 2004) dando lugar a varias cuencas individualizadas, de las cuales las

más importantes son la cuenca de Cameros, la cuenca Suribérica, la cuenca de las Columbretes y la cuenca del Maestrazgo, que a su vez presentan una división interna en subcuencas.

Estos procesos asociados al rifting se vieron acompañados durante el Jurásico terminal por una serie de perturbaciones causadas por la rotación de la placa Ibérica con respecto a Eurasia, que marcaron el final del denominado “ciclo jurásico”, que estaba caracterizado por la sedimentación de carbonatos en plataformas marinas someras extensas. Dichas perturbaciones provocaron la fragmentación de las plataformas marinas en cuencas y subcuencas de menor tamaño en las cuales se dio paso a un régimen regresivo con sedimentación transicional y continental (“ciclo cretácico”) que tuvo su máxima expresión en el Cretácico Inferior (Álvaro et al., 1979).

La subcuenca de Galve, a la cual concierne el presente trabajo, es una de las subdivisiones de la Cuenca del Maestrazgo. Se trata de una depresión tectónica alargada que comenzó a formarse en el Titiense y alcanzó su pleno desarrollo durante el Hauteriviense superior. Se formó a favor de dos sistemas de fallas, uno con orientación NNO-SSE que comprende las fallas que limitan la subcuenca al este y al oeste (fallas de Alpeñés-Ababuj y Miravete, respectivamente), y un segundo sistema ENE-OSO (Liesa et al., 2004). El primero de los sistemas está integrado principalmente por fallas tardihercínicas reactivadas, que actúan como fallas de transferencia de las fracturas ENE-OSO (Soria, 1997).

Liesa et al. (2006) y Meléndez et al. (2009) describen la estratigrafía de la subcuenca de Galve en términos de secuencias pre-, sin- y post-rift. La secuencia pre-rift está integrada por depósitos triásicos en facies germánicas y por depósitos marinos jurásicos. La serie sin-rift se divide en dos secuencias: la primera corresponde al Jurásico Superior y es principalmente calcárea, mientras que la segunda corresponde al Cretácico Inferior, y está integrada en su mayor parte por depósitos continentales en facies Weald a los que se superponen otros marinos someros (facies Urgon). La secuencia post-rift corresponde a depósitos marinos carbonatados del Cretácico superior, con una unidad terrígena (Formación Utrillas) en su base. A estas tres secuencias se superponen depósitos sintectónicos detríticos y lacustres del Cenozoico, coetáneos con la inversión tectónica alpina de la subcuenca, así como depósitos de terraza y glaciares cuaternarios.

Siguiendo la serie estratigráfica revisada propuesta por Aurell et al. (2016), el tránsito Jurásico-Cretácico se encuadra dentro de la serie sin-rift 1, y está integrado por las formaciones Villar del Arzobispo y Aguilar del Alfambra, mientras que la Formación Galve pertenece a la sedimentación en facies Weald del Cretácico inferior. En la Fig. 2 se muestra el contexto geológico de la zona de estudio. Las unidades representadas son las tradicionalmente consideradas para la subcuenca de Galve.

4. Metodología:

La metodología seguida para la elaboración del presente trabajo se resume en:

4.1 Revisión bibliográfica:

Previamente a la campaña de campo se ha llevado a cabo el estudio de la información existente relativa a la geología de la subcuenca de Galve, con el objetivo de obtener un conocimiento general de las unidades estratigráficas de la zona. También se ha consultado la cartografía MAGNA 1:50.000 para adquirir una idea general de la distribución espacial de las distintas unidades y las discontinuidades y discordancias existentes entre ellas.

4.2 Campaña de campo:

El trabajo de campo se ha desarrollado en cuatro campañas:

1. Durante la primera de ellas se llevó a cabo un reconocimiento general de la zona de estudio, identificando los lugares idóneos para el levantamiento de columnas estratigráficas, y se tomaron las primeras seis muestras para la elaboración de láminas delgadas. También se realizó una prospección en busca de fósiles de interés, que permitió concluir que la zona estudiada no contiene restos significativos de vertebrados.
2. En la segunda campaña se levantaron las ocho columnas estratigráficas utilizadas en el trabajo, referenciadas usando coordenadas UTM con datum ETRS89. Sobre las columnas se tomó un total de 20 muestras de caliza, que luego enviadas al Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de la Universidad de Zaragoza para la elaboración de láminas delgadas.
3. En la tercera campaña se tomaron fotografías de los puntos en los que se levantó cada columna. Asimismo, se recogió un total de 17 muestras de materiales blandos en las formaciones Aguilar del Alfambra y Galve, con el fin de comparar sus contenidos en carbonato. También se comprobó la continuidad lateral de algunos niveles de control relevantes para la elaboración de un esquema litoestratigráfico y un modelo deposicional para la Formación Aguilar del Alfambra.
4. En la cuarta campaña se realizó una comprobación general de la información de campo tomada previamente y se completó ésta con mediciones y observaciones puntuales.

4.3 Trabajo de laboratorio:

Esta fase del trabajo ha consistido en:

1. El estudio de las 20 láminas delgadas usando microscopio petrográfico óptico para caracterización de microfacies. Se ha utilizado la clasificación textural modificada de Embry & Klovan (1971).
2. La toma de fotografías de las láminas delgadas a través del ocular del microscopio, usando nícoles paralelos y cruzados, y distintos niveles de magnificación.

4.4 Trabajo de gabinete:

Esta etapa ha comprendido:

1. a) La elaboración de una cartografía a escala aproximada 1:5000 adaptando y revisando la propuesta en Aurell et al. (2016) b) el montaje de un mosaico de imágenes a partir de un vídeo de alta definición tomado por un dron, proporcionado por el director del TFG, Marcos Aurell; c) la elaboración a partir de dicho mosaico de una segunda cartografía a escala 1:500, que abarca el área de mayor interés dentro de la zona de estudio.
2. a) La digitalización de las ocho columnas estratigráficas levantadas; b) El diseño, a partir de los documentos anteriores, de un modelo deposicional para la Formación Aguilar del Alfambra en parte del área abarcada por la cartografía 1:5000.
3. Para el tratamiento informático de los datos, se han utilizado los programas Adobe Photoshop CS6 y Adobe Illustrator CS6. Como base de la cartografía 1:5000 se han utilizado las hojas 542 y 543 de la serie de ortofotos PNOA del Instituto Geográfico Nacional.

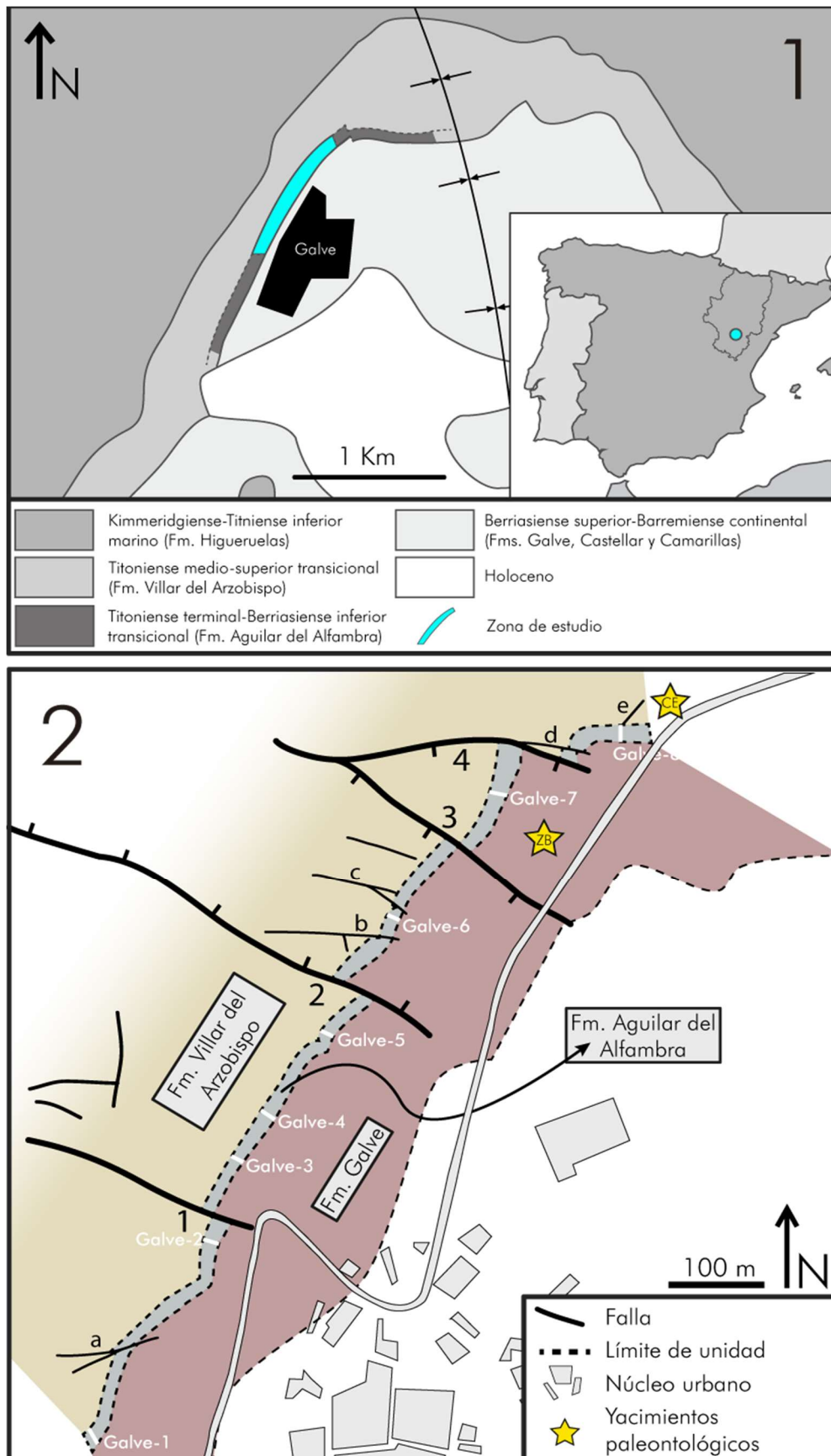


Fig. 2 (1) Localización de la zona de estudio dentro del sinclinal de Galve. Modificado de PONER MAGNA. (2) Delimitación detallada de la zona de estudio, mostrando la ubicación de las columnas estratigráficas levantadas, las fallas principales y los yacimientos paleontológicos de Las Zabacheras (ZB) y Las Cerradicas (CE). Modificado de Aurell et al. (2016)

5. Presentación de los resultados:

5.1 Cartografía geológica:

Se han elaborado dos cartografías a distinta escala que muestran la disposición de la Formación Aguilar del Alfambra en el tramo estudiado.

La primera cartografía (Cartografía A, Anexo 2), de escala aproximada 1:5000 tiene como base la hoja 542 de la serie de ortofotos PNOA y representa la Formación Aguilar del Alfambra al noroeste del pueblo de Galve, así como las fallas que la afectan. En ella se muestra la distribución de los perfiles estratigráficos realizados y las medidas de dirección y buzamiento tomadas.

La segunda cartografía propuesta (Cartografía B, Anexo 2) se ha elaborado sobre un mosaico de imágenes extraídas de un vídeo de alta definición tomado perpendicularmente al terreno por un dron. Los límites de las unidades se han estimado visualmente tomando como criterio los cambios de facies observables a simple vista, y se han refinado con la ayuda de observaciones de campo. La cartografía comprende una extensión de 500 metros en la que se muestran con gran detalle las formaciones Villar del Arzobispo (amarillo), Aguilar del Alfambra (azul) y Galve (rojo), las líneas de capa visibles, los emplazamientos de las primeras cinco columnas estratigráficas levantadas (líneas verdes), y las fallas que afectan a las unidades (líneas azules).

5.2 Caracterización estratigráfica:

La Formación Aguilar del Alfambra se apoya a lo largo de prácticamente todo el tramo estudiado sobre un nivel de arenisca blanca-amarillenta que constituye el techo local de la Formación Villar del Arzobispo. El nivel presenta una potencia variable de entre 1 y 5 metros y disyunción en bolos, y es continuo a lo largo del sector analizado.

La estratigrafía de la Formación ver Aguilar del Alfambra en la zona de estudio puede sintetizarse en una serie general (Fig. 3) divisible en dos tramos. El primero es un paquete métrico lutítico/margoso de color rojizo a gris azulado que puede presentar ocasionalmente niveles calcáreos peloidales con laminación algal de espesor centimétrico a decimétrico. Estas lutitas basales varían en potencia a lo largo del tramo, llegando a estar ausentes en algunos puntos al norte de la zona de estudio. A continuación comienza un segundo tramo de espesor variable métrico integrado por niveles decimétricos de calizas peloidales en alternancia con niveles centimétricos a decimétricos de lutitas grises que se encuentran también relacionados lateralmente con las calizas.

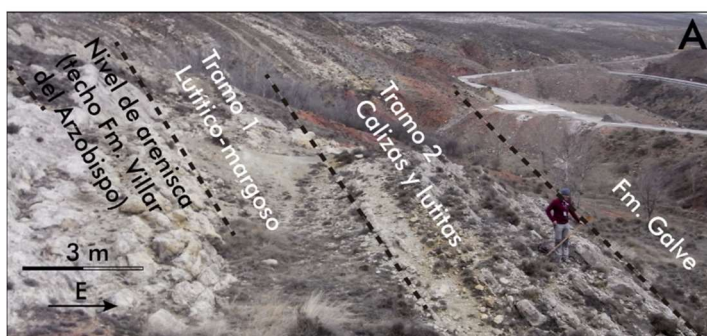
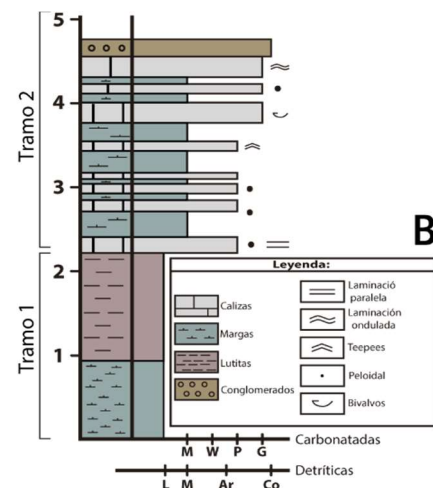


Fig. 3 A) Ejemplo de la serie estratigráfica de la Fm. Aguilar (perfil Galve-5, Anexo 2) B) Columna estratigráfica sintética de la Fm. Aguilar del Alfambra.



Los niveles calcáreos muestran laminación algal paralela y ondulada, abundante porosidad fenestral, ripples de oscilación y estructuras de desecación (tepees), así como un contenido elevado en granos de cuarzo de tamaño limo. Son frecuentes los niveles de conglomerado intraformacional de cantos calcáreos.

En el Anexo 2 se recogen las 8 columnas estratigráficas levantadas a lo largo de la zona de estudio, que permiten caracterizar la evolución vertical local de la Formación Aguilar del Alfambra. Sobre las columnas aparecen indicados los puntos en los que se han recogido muestras para lámina delgada (en rojo) y muestras para calcimetría (en azul). En el Anexo 3 se muestran las fotografías de microscopio de las láminas delgadas y los resultados de las calcimetrías.

- Galve-1:

Coordenadas Base: 30T 0678790 4502737

Tramo 1: 3,1 m de margas gris-azuladas a ocres. En el metro 2,7 hay un nivel de 30 cm de espesor de caliza con laminación horizontal.

Tramo 2: 5 m de niveles centimétricos a decimétricos de caliza con intercalaciones margosas grises. Las calizas presentan porosidad fenestral, laminación ondulada y abundantes ripples de oscilación. A base del tramo existe un nivel competente de 30 cm de caliza con laminación horizontal y posibles icnitas de dinosaurio mal conservadas. A 2,3 metros de la base hay otro nivel de caliza con gran competencia, de espesor variable y que presenta superficies muy irregulares con aspecto bioturbado.

- Galve-2:

Coordenadas Base: 30T 0678927 4502932

Tramo 1: 1,40 m de lutitas rojas.

Tramo 2: 1,60 m de lutitas grises. Hay un nivel de 15 cm de caliza con laminación horizontal en la zona inferior.

Tramo 3: 4,50 de calizas peloidales blanquecinas poco competentes con intercalaciones de lutitas grises. Las calizas se disponen en niveles decimétricos muy irregulares que presentan laminación ondulada y horizontal, ripples ripples de oscilación y estructuras tepee (Fig. 7A), sobre todo en la parte inferior del tramo. Algunos niveles contienen posibles icnitas de dinosaurio mal conservadas.

- Galve-3:

Coordenadas Base: 30T 0678933 4503023

Tramo 1: 1,40 m de lutitas margosas grisáceas.

Tramo 2: 2,50 m de calizas peloidales blancas con intercalaciones de lutitas grises coronadas por un nivel de conglomerado intraformacional grisáceo.

Las calizas forman niveles centimétricos a decimétricos muy irregulares, con laminación horizontal, laminación ondulada y ripples de oscilación.

El nivel de conglomerado a techo del tramo presenta cantos calcáreos subredondeados a redondeados parcialmente oncolitizados, con matriz calcárea grisácea.

Tramo 3: 2,4 m de calizas peloidales blancas con intercalaciones de lutitas grises, coronadas por un nivel de conglomerado anaranjado.

Las calizas son similares a las encontradas en el Tramo 2.

El nivel de conglomerado presenta cantos calcáreos blanquecinos subredondeados en una matriz arenosa anaranjada.

- Galve-4:

Coordenadas Base: 30T 0678973 4503048

Tramo 1: 3 metros de lutitas grises.

Tramo 2: 7,25 m de niveles de caliza peloidal blanca con intercalaciones de lutitas grises.

Las calizas se organizan en niveles decimétricos irregulares con laminación horizontal, ondulada y ripples de oscilación. Presentan bioturbación en los niveles superiores.

Tramo 3: 80 cm de lutitas grises.

Tramo 4: 1,35 m de calizas blanquecinas con intercalaciones de lutitas grisáceas, coronadas por un conglomerado intraformacional gris.

Las calizas se disponen en niveles centimétricos a decimétricos con abundante laminación horizontal y ondulada, porosidad fenestral y ripples de oscilación. Muchos niveles presentan aspecto bioturbado.

El conglomerado presenta cantos calcáreos blanquecinos subredondeados a redondeados parcialmente oncolitizados y matriz calcárea gris.

Tramo 5: 3 m cubiertos. En la parte superior se distingue un nivel competente de caliza con aspecto bioturbado.

Tramo 6: 1,15 m de calizas blanquecinas con intercalaciones de lutitas grisáceas, coronadas por un conglomerado gris.

Las calizas se organizan en niveles centimétricos a decimétricos con laminación ondulada y ripples de oscilación, con aspecto bioturbado.

El conglomerado es similar al que culmina el tramo 4.

- Galve-5:

Coordenadas Base: 30T 0679030 4503162

Tramo 1: 3,50 m de lutitas gris-azuladas y ocreas.

En el metro 2,5 presentan un nivel decimétrico de caliza con laminación horizontal y ondulada. Por encima de éste, las lutitas toman un color más ocre.

Tramo 2: 1,70 m de calizas peloidales grises muy litificadas y de grano grueso con intercalaciones de lutitas grises. En la base del tramo hay un nivel con apariencia bioturbada

Las calizas forman niveles tabulares con laminación horizontal. Hacia techo los niveles pierden grado de litificación, haciéndose fácilmente disgregables.

Las lutitas se disponen en niveles centimétricos a decimétricos.

- Galve-6:

Coordenadas Base: 30T 0679094 4503281

Tramo 1: 2,1 m de lutitas grises.

Tramo 2: 0,8 de calizas grisáceas con aspecto bioturbado coronadas por un nivel de conglomerado intraformacional gris.

Las calizas forman un estrato irregular con base erosiva microconglomerática y techo irregular. Presenta laminación ondulada y ripples de oscilación.

El conglomerado tiene espesor decimétrico y presenta cantos calcáreos grisáceos parcialmente oncolitizados.

Tramo 3: 1,5 m de calizas grisáceas con intercalaciones lutíficas.

Las calizas forman niveles decimétricos muy irregulares que presentan ripples de oscilación. A techo del tramo hay niveles con estratificación cruzada y niveles con galerías horizontales de tipo Thalassinoides (Fig. 7G).

- Galve-7:

Coordenadas Base: 30T 0679198 4503409

Tramo 1: 1,20 m de cubierto con un nivel de conglomerado con cantos calcáreos en la base.

Tramo 2: 2,10 m de calizas peloidales y bioclásticas blancas con intercalaciones de lutitas grises.

Las calizas forman estratos tabulares. El nivel basal es bioclástico, compuesto por tallos de caráceas.

Hacia techo del tramo se observan niveles con restos de bivalvos.

Tramo 3: 1 m de calizas peloidales grises masivas y muy litificadas.

Tramo 4: 2,10 m de calizas peloidales blancas con intercalaciones lutíticas grises y conglomerados.

Las calizas se disponen en estratos irregulares. A techo del tramo se encuentra un nivel de conglomerado con cantos calcáreos subredondeados mal clasificados.

- Galve-8:

Coordenadas Base: 30T 0679340 4503449

Tramo 1: 0,80 m de cubierto.

Tramo 2: 2 m de alternancia de calizas peloidales blanquecinas y lutitas grises.

Las calizas forman estratos tabulares. Hacia techo del tramo presentan laminación horizontal.

Tramo 3: 0,50 m de cubierto.

Tramo 4: 0,15 m de calizas peloidales blanquecinas formando un estrato tabular.

Tramo 5: 0,7 m de cubierto.

Tramo 6: 0,15 m de calizas peloidales blanquecinas formando un estrato tabular.

5.3 Análisis de facies:

Descripción:

La observación en campo de los materiales de la Fm. Aguilar del Alfambra ha permitido diferenciar varias facies:

Facies lutíticas:

- FACIES L1. Lutitas rojas:

Lutitas de color rojo con un contenido en carbonato muy bajo (2-5%).

- FACIES L2. Lutitas gris-azuladas:

Lutitas de coloración grisácea con un contenido en carbonato variable aunque relativamente elevado (10-35%). Presentan zonas con moteado azulado, posible evidencia de bioturbación.

Facies carbonatadas:

- FACIES C1. Calizas peloidales blancas con lutitas:

Calizas blanquecinas en tramos de geometría irregular y potencia métrica, compuestos por estratos muy irregulares de potencia centimétrica a decimétrica en alternancia con niveles centimétricos de lutita gris. Presentan laminación horizontal y ondulada, tepees y porosidad fenestral.

- FACIES C2. Calizas peloidales grises muy litificadas:

Calizas de color gris muy cementadas en tramos de geometría tabular intercalados en las calizas peloidales blancas, integrados por estratos tabulares a irregulares de potencia centimétrica a decimétrica.

- FACIES C3. Calizas bioclásticas:

Calizas con un contenido en bioclastos muy elevado (alrededor de 50%), dispuestas en estratos tabulares de espesor centimétrico a decimétrico.

Facies conglomeráticas:

- FACIES Co1. Conglomerado de cantos calcáreos y matriz grisácea. Conglomerado que aparece ocasionalmente intercalado con los niveles calcáreos del segundo tramo (carbonatado) y a techo de la Fm. Aguilar del Alfambra en algunos puntos. Presenta cantos carbonatados subredoneados a subangulosos mal seleccionados que pueden estar parcialmente oncolitizados, en una matriz calcárea grisácea.
- FACIES Co2. Conglomerado de cantos calcáreos y matriz anaranjada. Conglomerado que aparece a techo de la Formación en la columna Galve-3 (ver Anexo 2). Presenta cantos calcáreos subangulosos mal seleccionados en una matriz arenosa de color anaranjado.

A partir de la estudio microscópico de las láminas delgadas, se han distinguido 3 microfacies dentro de las facies calcáreas anteriormente descritas (ver Anexo 3):

- FACIES C1/2. Packstone-grainstone de peloides y extraclastos de cuarzo: Microfacies granosostenida que presenta un contenido variable en peloides (30-60%) y granos de cuarzo (5-30%). Puede o no existir matriz micrítica en proporciones variables frente al cemento microesparítico. Porosidad fenestral irregular en algunas muestras, con relleno de cemento esparítico. El grado de selección de los peloides es variable, siendo menor en los términos packstone. El contenido fósil es escaso y presenta poca variedad, estando integrado por restos de conchas de moluscos (bivalvos, gasterópodos), foraminíferos bentónicos (miliólidos) y serpúlidos.
- FACIES C3-1. Packstone de bivalvos, peloides y extraclastos de cuarzo: Microfacies granosostenida compuesta aproximadamente en un 55% por restos desarticulados de bivalvos, algunos de los cuales presentan una cubierta micrítica (cortoides), un 30% de peloides y hasta un 10% de extraclastos de cuarzo. Otros bioclastos accesorios: gasterópodos, foraminíferos bentónicos (miliólidos).
- FACIES C3-2. Grainstone de tallos de carofita y extraclastos de cuarzo: Microfacies granosostenida compuesta en un 25-50% por tallos de carofita y un 10-30% por extraclastos de cuarzo. El cemento es esparítico. Componentes accesorios: peloides.

Los packstones de peloides aparecen únicamente en los perfiles levantados en la zona sur, mientras que los grainstones de carofitas aparecen tan sólo en las columnas situadas más al norte.

En la Tabla 1 se resumen las características de las diferentes facies distinguidas dentro de las dos litologías presentes en la Formación Aguilar del Alfambra. Como puede verse, las variaciones en la litificación y el color de las calizas observadas a nivel macroscópico no tienen correspondencia a nivel de microfacies.

Interpretación:

El medio de depósito de la Formación Aguilar del Alfambra en la zona estudiada se ha interpretado como un sistema de lagoon restringido-llanura mareal con influencia continental (Fig. 4). Esto es coherente con el modelo sedimentario propuesto en Aurell et al. (2016) para esta formación en la subcuenca de Galve.

Dentro de este sistema litoral se podrían distinguir varios subambientes. En la zona más proximal (supramareal-intermareal superior) existiría una llanura mareal mixta con importante influencia detrítica, integrada por lutitas rojas y lutitas margosas gris-azuladas con un contenido en CaCO_3 variable entre un 2% y un 35% (facies L1 y L2), que presentan evidencias de bioturbación.

LITOLOGÍA	FACIES	DESCRIPCIÓN	SÍMBOLO		
Lutítica	Lutitas rojas	Lutitas de color rojo muy pobres en carbonato (2-5% CaCO ₃)	L1		
	Lutitas margosas gris-azuladas	Lutitas de color gris-azulado, con contenido en carbonato relativamente elevado (10-35% CaCO ₃)	L2		
				MICROFACIES	
Carbonatada	Calizas peloidales blancas con lutitas (C1)	Calizas blanquecinas en tramos de geometría irregular y potencia métrica, compuestos por estratos muy irregulares de potencia centimétrica a decimétrica en alternancia con niveles centimétricos de lutita gris. Presentan niveles de conglomerado intraformacional, laminación horizontal y ondulada, tepees y porosidad fenestral		Packstones y grainstones de peloides. Presentan escasos restos fósiles de bivalvos, gasterópodos y foraminíferos bentónicos (miliólidos). Tienen un contenido variable en granos de cuarzo, siempre inferior al 15%	C1/2
	Calizas peloidales grises muy litificadas (C2)	Calizas de color gris muy cementadas en tramos de geometría tabular intercalados en las calizas peloidales blancas, integrados por estratos tabulares a irregulares de potencia centimétrica a decimétrica			
	Calizas bioclásticas (C3)	Calizas con un contenido en bioclastos muy elevado (alrededor de 50%), dispuestas en estratos tabulares de espesor centimétrico a decimétrico.			C3-1
					Grainstone de tallos de caráceas, con un contenido variable en granos de cuarzo (alrededor del 15%) y peloides.
Conglomerática	Conglomerados de cantos calcáreos y matriz grisácea	Conglomerado con cantos carbonatados subredondeados a subangulosos mal seleccionados que pueden estar parcialmente oncolitizados, en una matriz calcárea grisácea.	Co1		
	Conglomerado de cantos calcáreos y matriz anaranjada	Conglomerado con cantos calcáreos subangulosos mal seleccionados en una matriz arenosa de color anaranjado.	Co2		

Tabla 1: Descripción de las facies y microfacies identificadas en la Fm. Aguilar del Alfambra en la zona de Galve, y las relaciones existentes entre ellas.

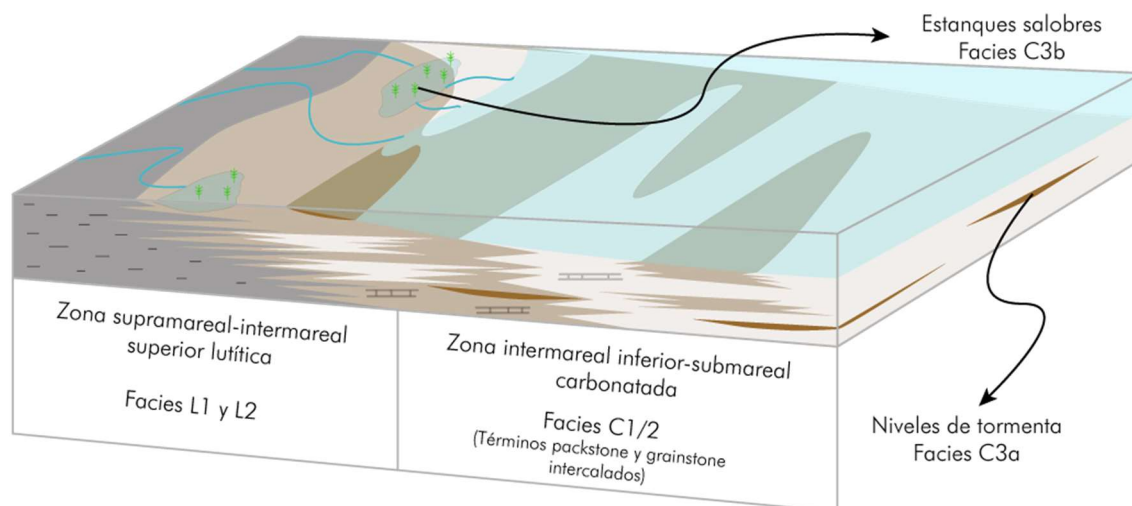


Fig. 4 Interpretación del medio de depósito de la Fm. Aguilar del Alfambra en el entorno de Galve: sedimentación mixta en un sistema de lagoon restringido-llanura mareal.

En zonas más distales (intermareal inferior-submareal somera) existiría un lagoon restringido donde se habrían depositado las facies más comunes de la unidad, los packstones y grainstones de peloides en facies C1/2. La diferencia en contenido en barro micrítico podría reflejar una diferencia en la energía del ambiente de depósito de ambos términos de esta facies. Sin embargo, dada la similitud entre su contenido fósil y la ausencia de otras características diagnósticas, es más apropiado sugerir que ambos términos se encontrarían interdigitados y distribuidos de igual manera en toda la amplitud del lagoon. Algunos niveles de grainstone presentan laminación ondulada y paralela, ripples de oscilación y estructuras tepee, además de porosidad fenestral. Estos son rasgos característicos de ambientes intermareales (Flügel, 2004). El contenido faunístico (bivalvos, gasterópodos y miliólidos) en estas facies es coherente con la interpretación propuesta.

En algunos niveles, la poca variedad y el bajo número de restos fósiles encontrados en estas facies soporta la hipótesis del lagoon restringido, ya que en este tipo de medios la pobre comunicación con aguas abiertas puede favorecer condiciones de hipoxia e hipersalinidad. En otros niveles, sin embargo, la presencia de evidencias de bioturbación podría indicar episodios de mayor comunicación con aguas oxigenadas, durante los cuales habría tenido lugar el desarrollo de una biota bentónica abundante.

Las facies C3-1 se intercalan en las C1/2, y muestran acumulaciones anormales de conchas fragmentadas de bivalvos, gasterópodos y foraminíferos bentónicos, posiblemente debidas a episodios de tormenta. Los niveles centimétricos a decimétricos de conglomerados en facies Co1 que se intercalan en C1/2 presentan cantos subangulosos que evidencian un transporte muy corto; es probable que correspondan también con episodios de tormenta durante los cuales el fondo fangoso y peloidal del lagoon, en estado semiconsolidado, se habría erosionado y resedimentado. Por ello, se han interpretado como conglomerados intraformacionales.

En las zonas marginales del lagoon se habrían depositado los grainstones de carofitas y extraclastos de cuarzo en facies C3-2. Dado que las carofitas habitan en ambientes de agua dulce o, en todo caso, salobre, es posible que el subambiente en los que se generaron estas facies correspondiera a cuerpos de agua dulce o salobre adyacentes al lagoon, sin comunicación permanente con él. También es posible que estas facies se depositaran dentro del propio lagoon, en zonas tranquilas cercanas a la desembocadura de canales de agua dulce provenientes del continente.

Evolución sedimentaria:

La evolución vertical de la Formación Aguilar del Alfambra, de acuerdo con la interpretación propuesta, es profundizante y muestra una retrogradación de facies carbonatadas mareales-submareales de lagoon sobre facies lutíticas más proximales. Esta retrogradación es coherente con la profundización observada en la parte inferior de la Fm. Aguilar del Alfambra a escala de toda la subcuenca de Galve (Aurell et al., 2016 -Fig. 15).

El espacio de acomodación en el margen occidental de la Cuenca Ibérica durante el Titoniense superior fue generado por una subsidencia tectónica causada por la extensión durante la segunda etapa de rifting ibérico. De manera general, esta subsidencia, lenta y constante en el tiempo, se vio compensada y superada por la tasa de depósito de carbonato en un medio de rampa carbonatada somera (Aurell et al., 1994), lo que provocó un progresivo retroceso de la línea de costa hacia el este, desde la posición más occidental alcanzada durante el máximo transgresivo del Kimmeridgiense inferior; esto favoreció el depósito de grandes espesores de sedimento que muestran una evolución general progradante, siempre con importante componente agradante (Bádenas & Aurell, 2001; Aurell et al., 2010).

Dentro de la sedimentación del Titoniense se diferencian dos grandes secuencias deposicionales. La segunda de ellas (Ti2) abarca desde el Titoniense medio hasta el Berriasiense inferior (Aurell et al., 2010), y se subdivide en cinco secuencias de tercer orden (Ti2-1 a Ti2-5) con evolución general somerizante, que podrían tener su origen en variaciones de la excentricidad de la órbita terrestre (Aurell et al., 2010; Bádenas et al., 2004). Dada la edad de la Formación Aguilar del Alfambra en la zona de Galve (Fig. 1), ésta podría enmarcarse dentro de una de dichas secuencias.

Subías (2015) identifica en la zona de Galve cuatro secuencias de tendencia somerizante dentro de la Formación Villar del Arzobispo, lo que le lleva a equiparar a esta unidad con la secuencia Ti2 de Aurell et al. (2010). De ser así, la Formación Aguilar del Alfambra (individualizada, recuérdese, a partir de los niveles superiores de la Fm. Villar del Arzobispo), podría encuadrarse dentro de una de las secuencias de tercer orden Ti2-1 a Ti2-5 como un ciclo somerizante de origen similar a los identificados en Bádenas et al. (2004).

Sin embargo, es conveniente recordar el importante papel jugado por la tectónica en toda la cuenca Ibérica durante el Jurásico terminal. Es posible que la retrogradación de las facies marinas se debiera simplemente a una aceleración de la tasa de subsidencia tectónica en el centro de la cuenca, que habría causado la elevación de los márgenes.

5.4 Tectónica penecontemporánea y sedimentación sintectónica:

De acuerdo con Liesa (2006), la sedimentación en la subcuenca de Galve durante el Cretácico inferior estuvo controlada por la acción de tectónica sinsedimentaria, a través de un sistema de fallas normales lítricas de dirección ENE-WSW limitadas lateralmente por un sistema NNE-SSW de fallas normales de transferencia con planos subverticales. Dichas fallas actuaron conjuntamente únicamente a partir del Hauteriviense; hasta entonces operaron de manera independiente como fallas pequeñas con influencia local.

La Formación Aguilar del Alfambra muestra, en el entorno de Galve, evidencias de haber experimentado un control tectónico durante su sedimentación por parte de un conjunto de fallas mayores con orientación ENE-SSW, que siguieron actuando con posterioridad durante el depósito

de la Formación Galve (ver Canudo et al., 2012), y otro grupo de fallas de menor entidad, que son fosilizadas bien por la Formación Galve o bien, por niveles de la propia Formación Aguilar del Alfambra. Con el propósito de analizar el efecto de la tectónica sobre los depósitos de la Formación Aguilar del Alfambra, se ha dividido el tramo a estudiar en varios segmentos, limitados por las fallas principales (Fig. 5).

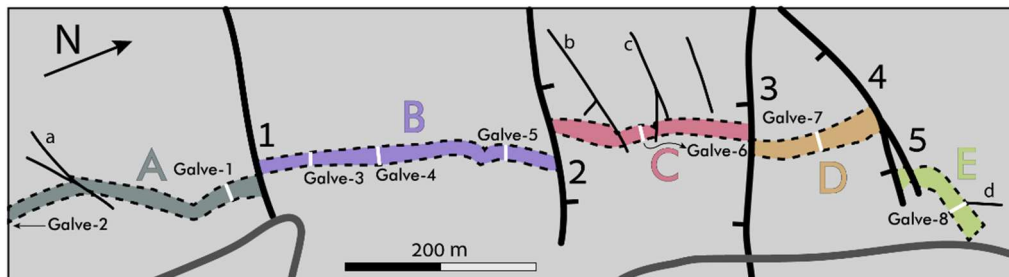


Fig. 5 División en segmentos de la Formación Aguilar del Alfambra siguiendo las fallas mayores. Segmento A: verde oscuro; Segmento B: violeta; Segmento C: rosa; Segmento D: naranja; Segmento E: verde claro. Las fallas principales (1-5) se representan en trazo grueso. Las fallas menores (a-d), en trazo fino. Los perfiles levantados se representan en blanco.

Segmento A:

En este segmento, la actuación postsedimentaria de la falla menor "a" ha conducido a la erosión diferencial de la Formación Aguilar del Alfambra. Este punto concreto ya fue estudiado en Subías (2015), donde el autor describió el grado mayor de erosión sufrido por los niveles superiores de la Fm. Villar del Arzobispo (Fm. Aguilar del Alfambra sensu Aurell et al., 2016) en el bloque inferior (levantado) de la falla, a la cual denomina falla del Cementerio.

El segmento 1 comprende a las columnas Galve-2 y Galve-1, levantadas en los bloques inferior y superior de la falla a, respectivamente. El tramo calcáreo de la serie es 3 metros más potente en Galve-1 (ver Anexo 2), lo cual concuerda con las observaciones de Subías (2015). La diferencia de espesores puede observarse también en la cartografía B (Anexo 1). En el bloque superior de la falla pueden distinguirse tres tramos: el tramo 1 está integrado por las lutitas basales de la Formación Aguilar del Alfambra y está coronado por dos niveles calcáreos, numerados 1 y 2 en la Fig. 6; el tramo 2 está formado por un conjunto de lutitas y niveles muy irregulares de caliza coronado por un nivel calcáreo bien definido; el tramo 3 está integrado por lutitas grises y niveles irregulares de caliza. En el bloque inferior se encuentran únicamente el primer tramo y la parte lutítica del segundo.

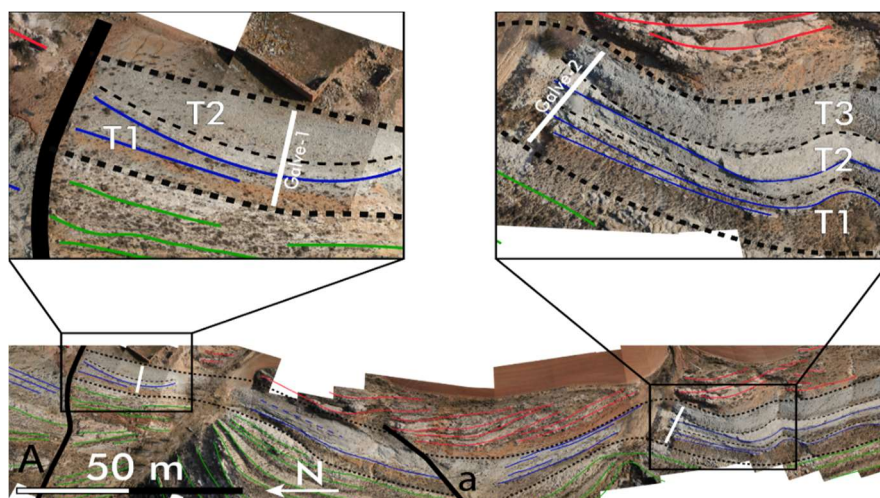


Fig. 6 División de la Fm. Aguilar del Alfambra en tramos en el segmento A, siguiendo los niveles de mayor competencia. Se indica la localización de las fallas, así como la posición de los perfiles Galve-2 y Galve-1.

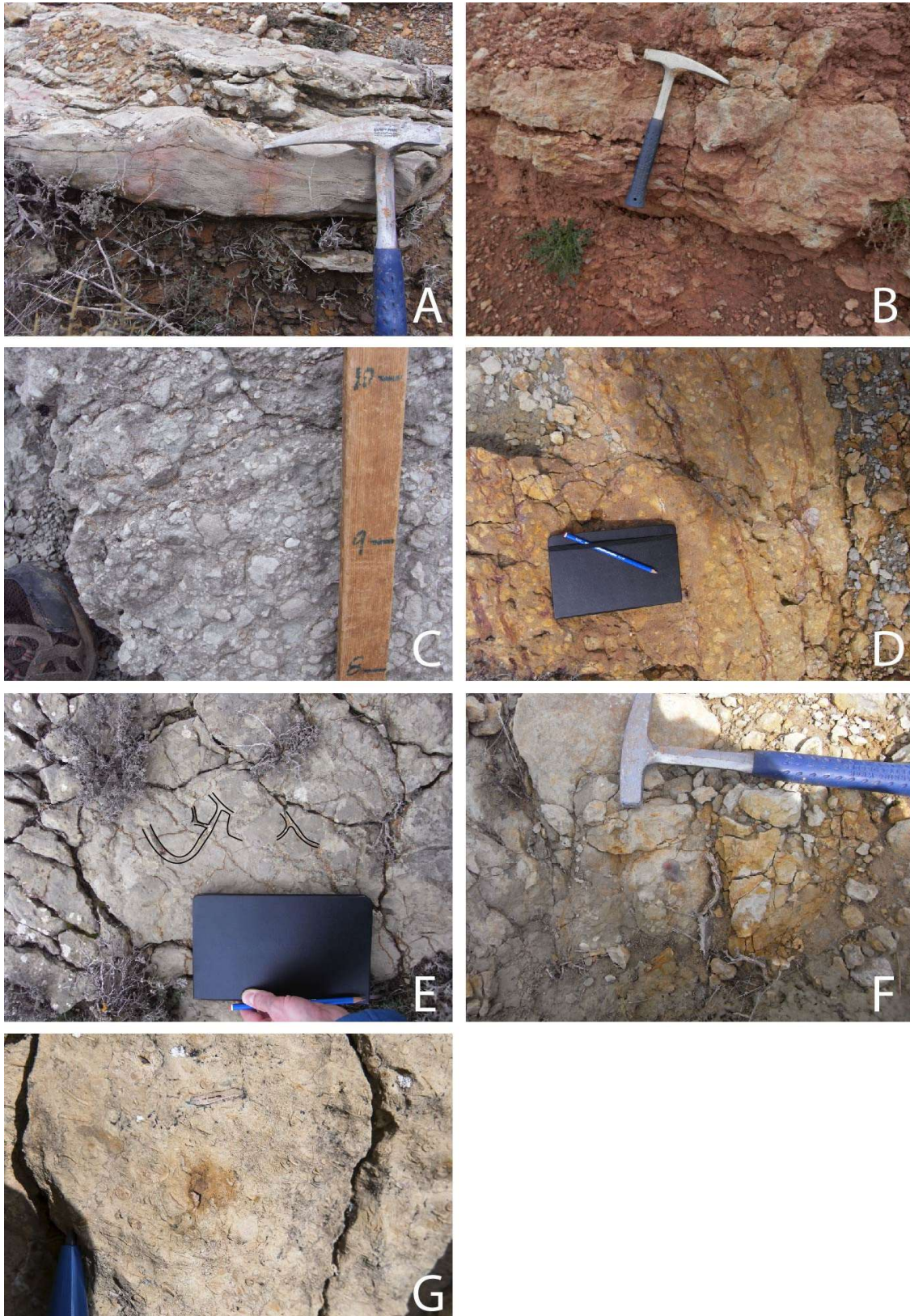


Fig. 7 (A) Estructura tepee de desecación, columna Galve-2 (B) Nivel de arenisca bioturbada con galerías verticales en la base de la Fm. Galve, entre las cols. Galve-1 y Galve-2 (C) Conglomerado basal de la Fm. Galve con cantos oncolitizados, columna Galve-4 (D) Conglomerado basal Fm. Galve, columna Galve-3 (E) Galerías horizontales (Thalassinoides) en el techo de la Fm. Aguilar del Alfambra (F) Posible gastrolito, nivel B de la Fm. Villar del Arzobispo (ver Fig. 10-A)

Segmento B:

Este segmento actuó durante el depósito de la Formación Aguilar del Alfambra como bloque superior hundido de la falla 1. Contiene una cubeta sedimentaria generada durante el depósito de la Fm. Aguilar del Alfambra, en la que se observan con claridad las discordancias situadas a base y techo de la unidad.

En la cubeta se conserva un paquete de la Formación Villar del Arzobispo en facies de lutitas ocreas de transición al offshore (Subías, 2015), que se sitúan en una posición estratigráficamente superior al nivel de arenisca blanca que actúa como techo de la Formación en el resto del tramo. Dentro del paquete existe un estrato tabular de arenisca amarillenta con abundantes restos fósiles de bivalvos (Fig. 8, Fig. 10G) que es truncado por la base de la Formación Aguilar del Alfambra. La existencia de un nivel de la Formación Villar del Arzobispo en una posición estratigráfica superior al techo local de esta unidad muestra de manera clara la presencia de la discordancia basal reconocida en Canudo et al. (2012) y Aurell et al. (2016). Esta superficie está presente a lo largo de todo el tramo, generando variaciones de espesor en el nivel de arenisca sobre el que se apoya la Formación Aguilar del Alfambra.

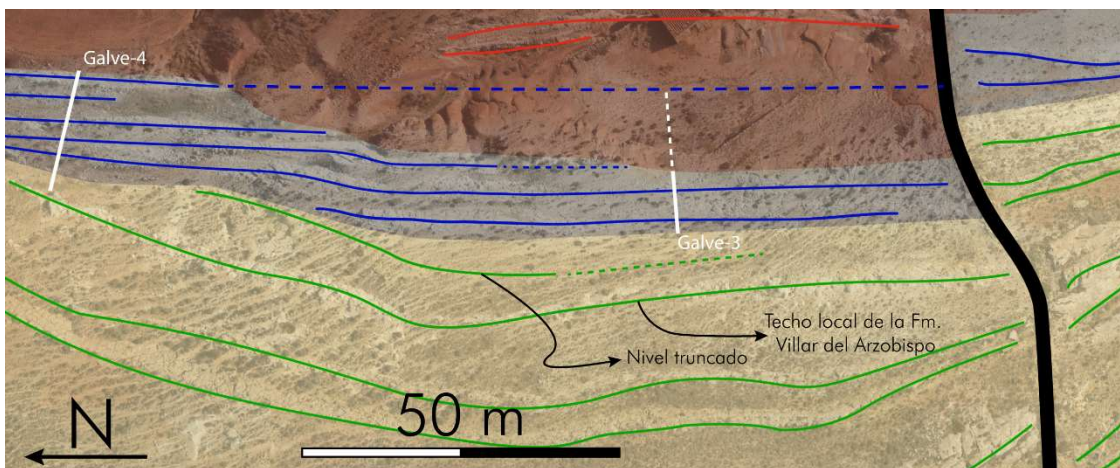


Fig. 8 Detalle de la cartografía B (Anexo 1). Cubeta sedimentaria en la que aparecen representadas las discontinuidades que limitan a base y techo a la Fm. Aguilar del Alfambra. En verde, Fm. Villar del Arzobispo; en azul, Fm. Aguilar del Alfambra; en rojo, Fm. Galve.

Dentro de la Formación Aguilar del Alfambra se distinguen varios paquetes calcáreos dispuestos en onlap sobre la superficie de discordancia. Los niveles superiores de la Formación aparecen truncados por una segunda superficie erosiva situada en la base de la Formación Galve, correspondiente a la descrita en Canudo et al. (2012), que está caracterizada por la presencia de un nivel de conglomerado con cantos calcáreos subredondeados mal clasificados, que localmente pueden presentar una cubierta bacteriana (Fig. 7C).

En la zona adyacente a la falla 1, la superficie erosiva incide en la Formación Aguilar del Alfambra adoptando una morfología canaliforme. La incisión podría haberse producido debido al encajamiento a favor de la falla de un curso de agua canalizado, posiblemente relacionado con los cuerpos de point-bar situados en la base de la unidad al sur del tramo. El punto más profundo de la incisión (col. Galve-3) está asociado con un nivel basal de conglomerado con cantos calcáreos y matriz arenosa de color anaranjado que se habría formado durante esta etapa erosiva (Fig. 7D).

Esta cubeta es el elemento más importante y complejo de la zona de estudio, puesto que muestra claramente el carácter sintectónico de la Formación Aguilar del Alfambra, así como la presencia de las discontinuidades a base y techo de la misma descritas en Canudo et al. (2012), Royo-Torres et al. (2014) y Aurell et al (2016).

Segmentos C y D:

El segmento 3 está comprendido entre las fallas 2 y 3, y presenta a su vez una división interna en porciones de menor tamaño provocada por las fallas normales menores c y d, que tienen saltos de falla métricos. En las dos porciones situadas al sur la Formación Aguilar del Alfambra presenta un espesor de 4,5 metros. En la porción septentrional el espesor no alcanza los 4 metros. No hay evidencias que indiquen que esta pequeña diferencia de espesor esté provocada por actividad tectónica sinsedimentaria.

En conjunto, la Formación Aguilar del Alfambra en el segmento 3 no presenta diferencias apreciables de espesor con respecto a la potencia medida en la columna Galve-5, y puede afirmarse que la actividad de la falla 2, así como de las fallas menores c y d, no fue coetánea con la sedimentación.

El segmento 4 se localiza entre las fallas 3 y 4. Junto a la falla 3, la Formación Aguilar del Alfambra presenta un espesor de 7 metros. Junto a la falla 4, sin embargo, su espesor alcanza los 12 metros como mínimo. Esta diferencia de espesores puede explicarse por dos mecanismos diferentes. Por una parte, la diferencia puede deberse a una rotación del bloque a favor de las fallas 3 y 4 durante el depósito de la Formación. Sin embargo, también es posible que se deba a la erosión simultánea con el depósito de los niveles basales de la Formación Galve; de ser así, la rotación del bloque habría tenido lugar de manera posterior al depósito. La escasa calidad del afloramiento impide la identificación de rasgos sedimentarios (e.g. onlap de capas) que podrían favorecer a una de las dos hipótesis.

Segmento E:

El segmento 5 se encuentra limitado al sur por la falla 4, y al norte por la carretera de acceso a Galve. En general, la Formación Aguilar del Alfambra presenta menor potencia que en otros segmentos, con un espesor medido de 2,4 metros al lado de la carretera.

La Fm. Aguilar del Alfambra se ve afectada en este segmento por las fallas menores d y e. La falla d no parece haber actuado de manera sinsedimentaria; sin embargo, la falla e sí actuó coetáneamente con el depósito de la Formación Aguilar del Alfambra, y se encuentra asociada a una pequeña cubeta sedimentaria en la que la unidad presenta un espesor máximo de 4,5 metros (Fig. 9).

El relleno de la cubeta presenta una potencia máxima de 2,1 metros, y muestra un predominio de facies lutíticas grises con intercalaciones de niveles centimétricos de caliza peloidal. El relleno corresponde a los depósitos de llanura mareal mixta que se encuentran en la base de la Formación. La falla actuó durante un intervalo corto, ya que la cubeta está fosilizada por el primer nivel calcáreo en facies de lagoon (nivel de muestra G8-1, ver Anexo 2, col. Galve-8) de la Formación Aguilar del Alfambra.

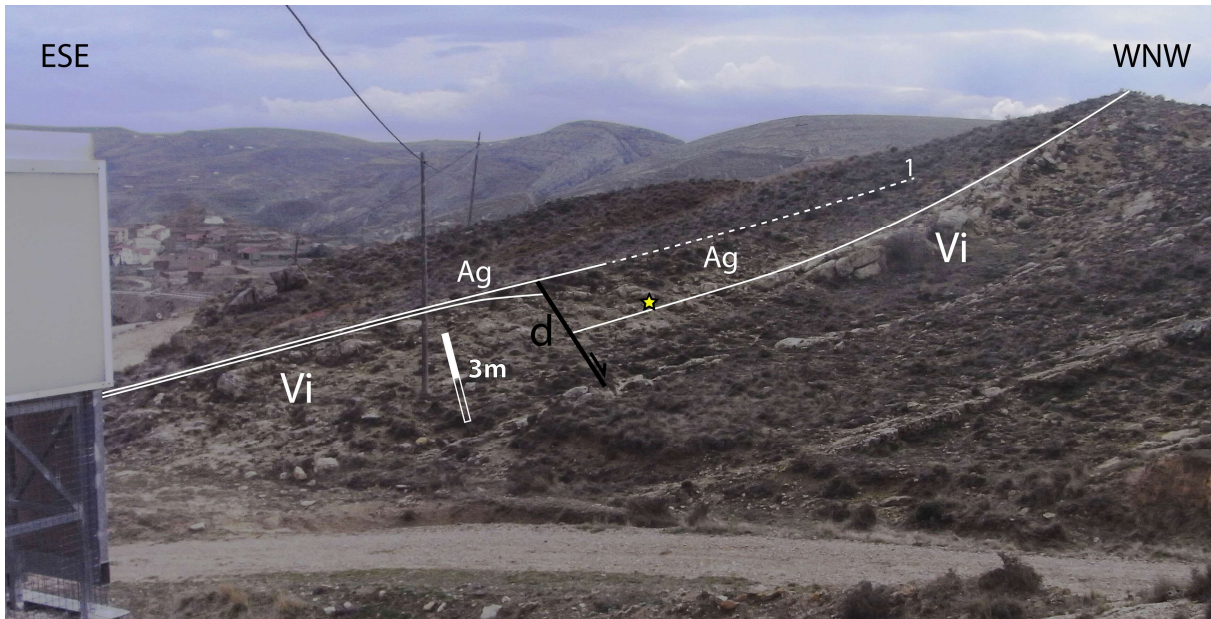


Fig. 9 Cubeta generada a favor de la falla d. Se muestran la Fm Aguilar del Alfambra(Ag), la Fm. Villar del Arzobispo (Vi), así como el nivel que fosiliza la cubeta. En amarillo, base del perfil Galve-8

5.5 La cubeta de la Paridera: un modelo deposicional para la Formación Aguilar del Alfambra en la zona de Galve:

La cubeta sedimentaria localizada en el segmento D (ver Fig. 8) es un elemento de gran importancia, pues sintetiza las etapas de evolución y las principales características tectosedimentarias que presenta la Formación Aguilar del Alfambra en el entorno del pueblo de Galve, en concreto:

- La existencia de dos discordancias a base y techo de la unidad, correspondientes a las identificadas, respectivamente, en Canudo et al. (2012) y Royo-Torres et al. (2014).
- El carácter sintectónico de la unidad.

Por ello, se ha propuesto el siguiente modelo que explica su evolución:

Etapa 1:

En la Fig. 10-A se muestra el momento previo al comienzo de la actividad de la falla 1. Se ha representado el nivel de arenisca con disyunción en bolos que actúa como techo de la Formación Villar del Arzobispo en el sector estudiado (nivel A). Sobre él se encuentra un paquete de lutitas marrones con un nivel intercalado de arenisca bioclástica ocre (Fig. 7F-G), que es el último nivel competente preservado a techo de la Fm. Villar del Arzobispo en este punto (nivel B).

Las lutitas marrones presentan facies de transición al offshore (sensu Subías, 2015) y se depositaron en una llanura mareal siliciclástica, por lo que es razonable suponer que, superpuestas a ellas, podría encontrarse un espesor indeterminado de facies transicionales erosionado previamente al comienzo del depósito de las lutitas de llanura mareal mixta de la base de la Formación Aguilar del Alfambra.

Etapa 2:

La actividad de la falla 1 genera una pequeña cuenca de semigraben con geometría de anticlinal de rollover (Fig. 10-B). En el bloque hundido queda conservado parte del espesor de lutitas marrones. La erosión es simultánea con el plegamiento del terreno y con el depósito de los primeros

niveles de la Formación Aguilar del Alfambra (en gris), en facies de llanura mareal mixta, que rellenan la cubeta conforme ésta se genera. En la zona de forebulge del sinclinal se produce la erosión de los niveles superiores de la Fm. Villar del Arzobispo, produciéndose una pequeña reducción de su espesor, observable en la cartografía B (Anexo 1). Durante esta etapa, la sedimentación se alterna con periodos erosivos (posiblemente episodios de tormenta) durante los que se generan niveles de conglomerado intraformacional que coronan los cuerpos progradantes.

Obsérvese en la Fig. 8 que el nivel de arenisca B permanece en todo momento paralelo al nivel de arenisca A sin acuñarse hacia la zona de forebulge, conservando un espesor constante de lutitas bajo él. De esto se infiere que el espesor conservado de la Formación Villar del Arzobispo es necesariamente pretectónico, deformado posteriormente por el movimiento de la falla.

Etapa 3:

El depósito de la Formación Aguilar del Alfambra concluye y se da paso a un periodo erosivo coetáneo con el depósito de los primeros materiales plenamente continentales que caracterizan la Formación Galve (ver Fig. 10-C). En la zona estudiada, esta unidad está integrada por lutitas de color rojo oscuro muy pobres en carbonato (con decoloraciones grisáceas y abundantes evidencias de bioturbación por raíces, y corresponde a la asociación de facies basal descrita en Aurell et al. (2016), depositada en amplias llanuras aluviales sometidas a procesos pedogenéticos y surcadas por canales meandriformes.

La superficie de discordancia con la Formación Aguilar del Alfambra está caracterizada por un nivel de conglomerado (nivel C1) con cantos calcáreos subredondeados a subangulosos blanquecinos mal seleccionados, con matriz carbonatada grisácea (ver Fig. 7C y Anexo 2, col. Galve-4).

Etapa 4:

La erosión de la Formación Aguilar del Alfambra es marcadamente mayor en zona más profunda de la cubeta, y posiblemente está condicionada por el encajamiento de un curso fluvial a favor de la falla con posterioridad al momento representado en la Fig. 10-B. Esta hipótesis se ve reforzada por la presencia de cuerpos de arenisca con geometría de point-bar en una posición estratigráfica similar apenas 100 metros hacia el sur.

Esta segunda superficie de erosión está caracterizada por un conglomerado basal (nivel C2) de cantos blanquecinos angulosos a subredondeados mal seleccionados, con matriz arenosa anaranjada (ver Fig. 7-D y Anexo 2, col. Galve-3).

En la Formación Galve se han representado dos estratos lenticulares de color oscuro (niveles CS1 y CS2, Fig. 10-D). Se trata de niveles decimétricos de arenisca roja con galerías de tipo Taenidium, interpretados como depósitos de crevasse splay (Aurell et al., 2016) incluidos dentro de las facies de llanura aluvial. En un principio se creyó que formaban un único nivel con continuidad lateral y se trató de usarlos como datum para efectuar mediciones absolutas del espesor de lutitas contenido en la cubeta, pero la idea tuvo que ser descartada al tratarse de niveles individuales en diferente posición estratigráfica.

Etapa 5:

En este último estadio, la actividad de la falla 1 continúa y desplaza los niveles preservados de la Fm. Aguilar del Alfambra hasta su posición actual (Fig. 10-E). La falla quedaría fosilizada en un estadio posterior por los niveles superiores de la Fm. Galve.

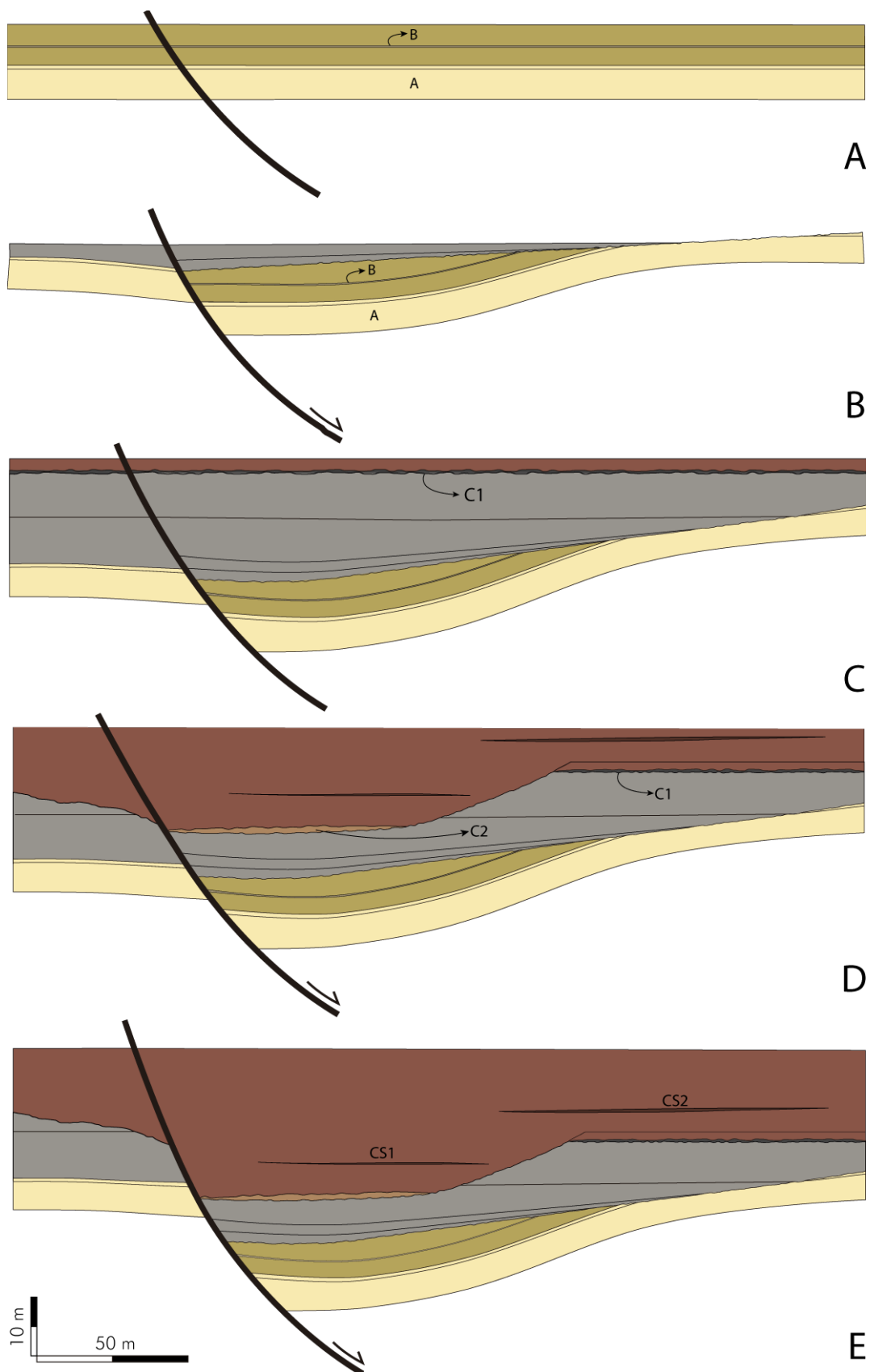


Fig. 10 A) Estadío inicial; se representan los últimos niveles competentes de la Fm. Villar del Arzobispo, denominados A y B. B) Comienzo del depósito de la Fm. Aguilar del Alfambra en forma de cuerpos onlapantes. C) Tras el depósito de la Fm. Aguilar del Alfambra, un episodio erosivo causa el depósito de un nivel de conglomerado (nivel C1). D) El encajamiento de un curso fluvial a favor de la Falla 1 provoca la formación de una depresión erosiva en la cual se deposita un segundo nivel de conglomerado (nivel C2). E) El desplazamiento de la falla durante el depósito de la Fm. Galve provoca un offset de los niveles conservados de la Fm. Aguilar del Alfambra.

6. Conclusions:

The Aguilar del Alfambra Formation is integrated, in the Galve area, by a succession of carbonates and lutites which lie unconformably over the Villar del Arzobispo Formation and are overlain by the also unconformable Galve Fm. The synthetic stratigraphic column of the Aguilar del Alfambra Formation can be divided into two levels, a basal metric lutite-marl level containing two different facies: L1 (red lutitic) and L2 (gray marly), and a second level consisting of an alternation of grayish-white limestones and gray lutites in which three facies have been differentiated: C1, C2 and C3.

The microscopic study of the limestones has allowed for the identification of three microfacies: C2/1 (peloidal), C3-1 (bioclastic, containing bivalves, gastropods and benthic foraminifera) and C3-2 (bioclastic, containing characean stems). These microfacies have no direct correspondence with the aforementioned macroscopic facies.

A carbonate tidal flat-restricted lagoon depositional system has been proposed for the Aguilar del Alfambra Fm. in the Galve setting. Facies L1 and L2 represent supratidal/upper intertidal deposition, while facies C2/1 represents lower intertidal/shallow subtidal deposition. Facies C3-1 and C3-2 represent storm deposits and fresh/brackish water pond deposits in the supratidal area, respectively.

Synsedimentary tectonics performed an important role during the deposition of the Aguilar del Alfambra Formation, giving rise to thickness variability along the area of study and generating two small-scale syntectonic basins. One of these basins is of special significance, since it synthesizes the main features the Formation Aguilar del Alfambra exhibits in the Galve area (presence of discontinuities at the base and top and a marked syntectonic control). A depositional model is therefore proposed that details the main developmental stages of the basin.

7. Bibliografía:

- Álvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- Aurell, M.; Bádenas, B.; Ibas, J. y Ramajo, J. (2010): Sedimentary evolution of an Upper Jurassic epeiric carbonate ramp, Iberian Basin, NW Spain. *Geological Society of London. Special Publications of the Lyell Collection*, 329: 89-111.
- Aurell, M.; Bádenas, B.; Gasca, J.M.; Canudo, J.I.; Liesa, C.L., Soria, A.R., Moreno-Azanza, M. y Najes, L. (2016): Stratigraphy and evolution of the Galve sub-basin (Spain) in the middle Tithonian-early Barremian: Implications for the setting and age of some dinosaur fossil sites. *Cretaceous Research*, 65: 138-162.
- Bádenas, B. y Aurell, M. (2001): Kimmeridgian palaeogeography and basin evolution of northeastern Iberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168, nº 3-4: 291-310.
- Bádenas, B.; Salas, R. Y Aurell, M. (2004): Three orders of regional sea-level changes control facies and stacking patterns of shallow platform carbonates in the Maestrat Basin (Tithonian-Berriasian, NE Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 93: 144-162.
- Canudo, J.I.; Gasca, J.M.; Moreno-Azanza, M. y Aurell, M. (2012): New information about the stratigraphic position and age of the sauropod *Aragosaurus ischiaticus* from the Early Cretaceous of the Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 149: 252-263.
- Díaz Molina, M. y Yébenes, A. (1987): La sedimentación litoral y continental durante el Cretácico Inferior. Sinclinal de Galve, Teruel. *Estudios Geológicos*, vol. Extr. Galve-Tremp: 3-21.
- Embry III, A.F. y Klovan, J.E. (1971): A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, vol. 19, nº 4: 730-781.
- Flügel, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlín, 976p.
- 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: 487-498.
- Mas, J.R. y Alonso, A. (1983): Memoria explicativa de la Hoja núm. 55 (Liria). Mapa geológico de España 1:200.000. Madrid: I.G.M.E.
- Mas, J.R.; Alonso, A. y Meléndez, N. (1984): La Formación Villar del Arzobispo: un ejemplo de llanuras de marea siliciclásticas asociadas a plataformas carbonatadas. Jurásico terminal (NW de Valencia y E. de Cuenca). Homenaje a Luis Sánchez de la Torre (A. Obrador Tuduri, Ed.). Univ. Autónoma de Barcelona (Publicaciones de Geología), 20: 175-188.
- Meléndez, N.; Liesa, C.L.; Soria, A.R. y Meléndez, A. (2009): Lacustrine system evolution during early rifting: El Castellar Formation (Galve sub-basin, Central Iberian Chain). *Sedimentary Geology*, 222: 64-77.
- Royo-Torres, R.; Upchurch, P.; Mannion, P.D.; Mas, R.; Cobos, A.; Gascó, F.; Alcalá, L. y Sanz, J.L. (2014): The anatomy, phylogenetic relationships, and stratigraphic position of the Tithonian-Berriasian Spanish sauropod dinosaur *Aragosaurus ischiaticus*. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 171, 623-655.
- 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 Cainozoic inversión (Iberian chain). En: *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Thethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Ziegler, P.A.; Cavazza, W.; Robertson, A.H.F. y Crasquin-Soleau, S., eds). *Mém. Mus. Natn. Hist. nat.*, 186: 145-185.
- Soria de Miguel, A.R. (1997): La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control estructural. Tesis de la Universidad de Zaragoza, 363p.
- Subías, S. (2025): Caracterización de los sistemas costeros terrígeno-carbonatados del final del Jurásico (Formación Villar del Arzobispo-Galve). Trabajo de Fin de Máster de la Universidad de Zaragoza, 36p.