

# Caracterización de los sistemas costeros terrígeno-carbonatados del final del Jurásico (Formación Villar del Arzobispo - Galve)



**Universidad de Zaragoza**

Máster en Geología: Técnicas y Aplicaciones. Curso 2014-2015

Trabajo de Fin de Máster (TFM)

Alumno: Saúl Subías Rodríguez

Directores: Marcos Aurell Cardona y Beatriz Bádenas Lago



**Universidad**  
Zaragoza

 Facultad de Ciencias  
Universidad Zaragoza

## ÍNDICE

<b>Resumen.....</b>	<b>pág. 3</b>
<b>1. Introducción .....</b>	<b>pág. 4</b>
1.1. Situación geográfica y geológica .....	pág. 4
1.2. Registro estratigráfico y paleontológico .....	pág. 6
<b>2. Objetivos y metodología .....</b>	<b>pág. 8</b>
2.1. Planteamiento y objetivos.....	pág. 8
2.2. Metodología .....	pág. 9
<b>3. Presentación de los resultados .....</b>	<b>pág. 10</b>
3.1. Presentación de las series estratigráficas estudiadas.....	pág. 10
3.2. Análisis de facies.....	pág. 16
3.3. Análisis secuencial .....	pág. 21
<b>4. Discusión .....</b>	<b>pág. 25</b>
4.1. Evolución sedimentaria.....	pág. 25
4.2. Posición de la discordancia Jurásico Superior-Cretácico Inferior y edad de los yacimientos de vertebrados.....	pág. 28
<b>5. Conclusiones .....</b>	<b>pág. 32</b>
<b>6. Bibliografía .....</b>	<b>pág. 33</b>

## Resumen

El registro estratigráfico de la transición Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Subcuenca de Galve (Cuenca del Maestrazgo, Cordillera Ibérica oriental) está caracterizado por una alternancia de materiales detríticos y carbonatados depositados en medios transicionales con una notable diversidad de facies (Formación Villar del Arzobispo), que presentan excelentes condiciones de afloramiento en el sinclinal de Galve (provincia de Teruel).

La caracterización paleontológica de las unidades estratigráficas del tránsito Jurásico-Cretácico en el entorno de Galve ha sido objeto de numerosos estudios que han permitido la localización de más de 50 yacimientos de vertebrados con restos de mamíferos, dinosaurios, tiburones, peces, anfibios y cocodrilos, con descubrimientos tan significativos y emblemáticos como el de *Aragosaurus ischiaticus*.

El objetivo de este Trabajo de Fin de Máster ha consistido en la caracterización estratigráfica y sedimentológica de detalle de la Formación Villar del Arzobispo en sendos perfiles estratigráficos localizados en el sinclinal de Galve, caracterizando las heterogeneidades de facies y los cambios verticales y laterales de los depósitos y acotando dos modelos sedimentológicos que responden a etapas de mayor influencia marina o continental, traducidas en predominancia de materiales carbonatados o terrígenos, respectivamente.

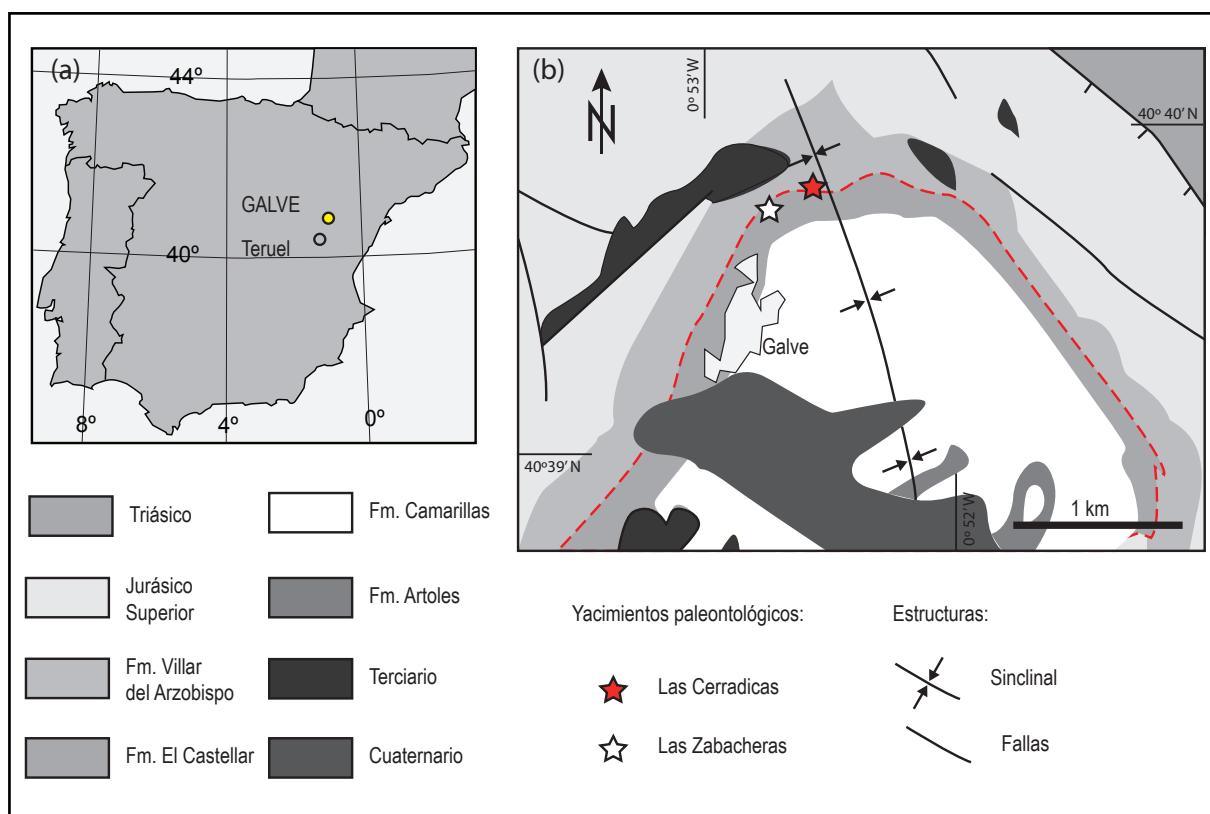
Los nuevos datos aportados también han permitido contribuir a la correcta situación cronoestratigráfica del yacimiento de *Las Zabacheras*, localidad tipo del *Aragosaurus ischiaticus*, en la base de la Formación El Castellar (Cretácico Inferior).



## 1. Introducción

### 1.1. Situación geográfica y geológica

La zona de estudio se encuentra en el entorno de la localidad de Galve (Teruel), dentro de la subcuenca del mismo nombre, localizada en la zona sureste del dominio geográfico de la Cordillera Ibérica Central (*Figura 1*). La Subcuenca de Galve se incluye, a su vez, dentro de la Cuenca del Maestrazgo, que comprende gran parte de la zona nororiental de la provincia de Teruel y parte del noreste de la provincia de Castellón (Ruiz-Omeñaca et al., 2004). Esta subcuenca, de orientación NNO-SSE y amplitud de 40 km de largo por 20 km de ancho, se originó durante una etapa de aceleración de la tectónica extensional ligada al rift del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Salas y Guimerá, 1996).



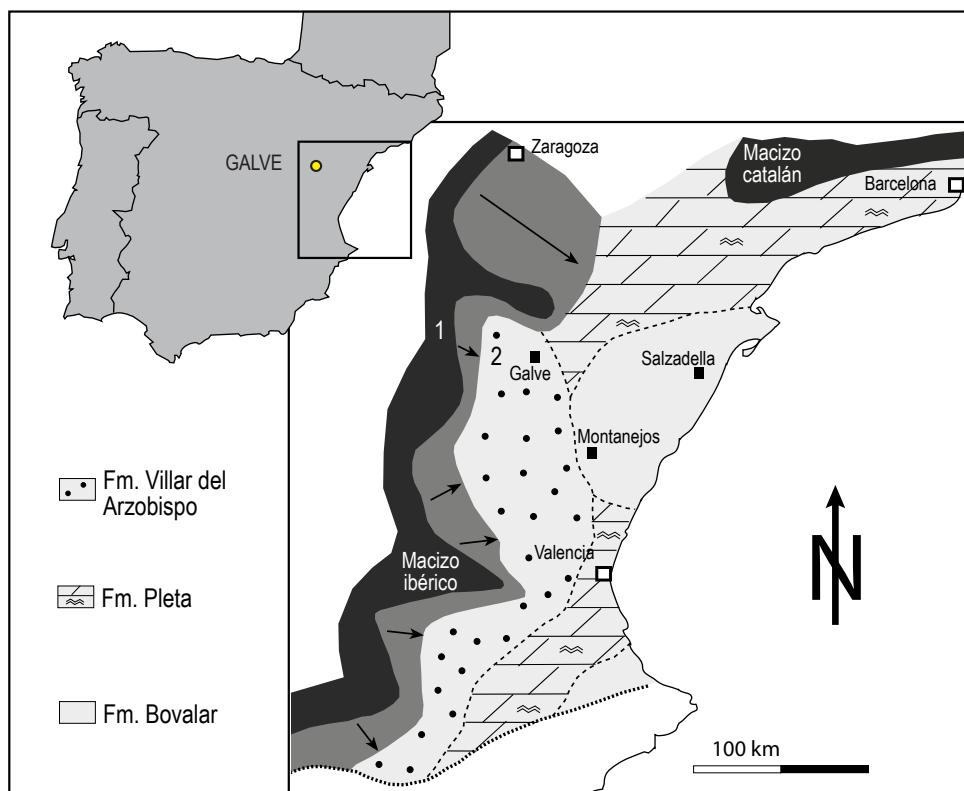
**Figura 1:** Situación geográfica (a) y geológica (b) del área de estudio en torno al sinclinal de Galve. La línea roja discontinua marca la discordancia entre Jurásico Superior (Formación Villar del Arzobispo) y Cretácico Inferior (Formación El Castellar). Modificada de Canudo et al. (2012).

Según Liesa et al. (2006), el relleno de la Subcuenca de Galve contemporáneo a esta etapa de *rift* se divide en dos secuencias diferentes: la *Secuencia sinrift 1*, constituida por las formaciones Loriguilla, Higueruelas y Villar del Arzobispo, de origen marino; y la *Secuencia sinrift 2* (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), en cuya parte inferior incluye las formaciones El Castellar y Camarillas (facies *weald*), de marcado origen continental con influencia marina episódica.



Durante la *Secuencia sin rift 2* de Liesa et al. (2006) se produjo una subsidencia diferencial causada por la reactivación de una serie de estructuras variscas y la formación de fallas normales de orientación NO-SE (e.g., Álvaro et al., 1979; Salas y Casas, 1993; Salas y Guimerà, 1996; Soria, 1997; Meléndez et al., 1998). Este proceso fue el causante de la creación de pequeñas áreas de sedimentación, como la Subcuenca de Galve, entre otras (subcuencas de Las Parras, Morella, Oliete, Penyagolosa, El Perelló, Salzedella). Existen considerables evidencias de los procesos de levantamiento y erosión de altos topográficos estructurales, rotación de secuencias *pre- y post rift* y discordancias angulares relacionadas con estos procesos, como la discordancia angular presente entre la Formación Villar del Arzobispo y la Formación El Castellar en el entorno del sinclinal de Galve (*Figura 1*), que se encuentra en la parte noroccidental de la subcuenca de Galve.

El levantamiento del borde occidental de la Cuenca Ibérica fue acompañado de una regresión generalizada de la línea de costa (*Figura 2*), y una fracturación de la plataforma, pasando de una sedimentación carbonatada marina al depósito de materiales terrígenos en las subcuencas, que fueron ganando influencia continental a lo largo del tránsito Jurásico-Cretácico (Aurell et al., 2010).



**Figura 2:** Paleogeografía y evolución de la línea de costa durante el tránsito Jurásico-Cretácico en el este de Iberia. 1: Posición de la línea de costa durante el inicio del Titoniano; 2: posición de la línea de costa a finales del Titoniano. Modificada de Bádenas et al. (2004).

Estas fases tectónicas, junto con las oscilaciones relativas del nivel del mar, quedan reflejadas a nivel de cuenca en la arquitectura de facies del Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica, donde se reconoce una secuencia de primer orden transgresiva-regresiva que comienza en el Oxfordiense y se prolonga hasta el Berriasiense inferior, formada a su vez por 5 secuencias de segundo orden con tendencia transgresiva-regresiva (Ox, Kim-1, Kim-2, Ti-1 y Ti-2), de entre 1,5 a 6 Ma de duración (Aurell et al., 2003, 2010).

La secuencia Ti-1 se desarrolla durante el Titoniense inferior-medio en la Cuenca Ibérica. En el sector de Galve, la secuencia está formada por la Formación Higueruelas, caracterizada por una gran variedad de facies granosostenidas con predominancia de oncoides, asociadas a ambientes de plataforma someros (Bádenas y Aurell, 2001; Ipas et al., 2004). Estas facies pasan hacia dominios más distales a calizas y margas de ambientes más profundos de la Formación Loriguilla. La secuencia Ti-2 abarca desde el Titoniense medio hasta el Berriasiense inferior. Esta secuencia representa la culminación de la etapa final regresiva de la secuencia de primer orden del Jurásico Superior. En las zonas marginales de la cuenca, como en el entorno de Galve, se incrementó la influencia terrígena de aportes desde el continente, dando lugar al desarrollo de ambientes costeros mixtos carbonatados-siliciclásticos (Formación Villar del Arzobispo). En las zonas más nororientales y surorientales, la influencia de los aportes continentales fue menor, dando lugar al depósito de carbonatos sobre ambientes de llanura de marea (Formación Pleta). En las zonas más distales se depositaban carbonatos de plataforma abierta somera correspondientes a la Formación Bovalar.

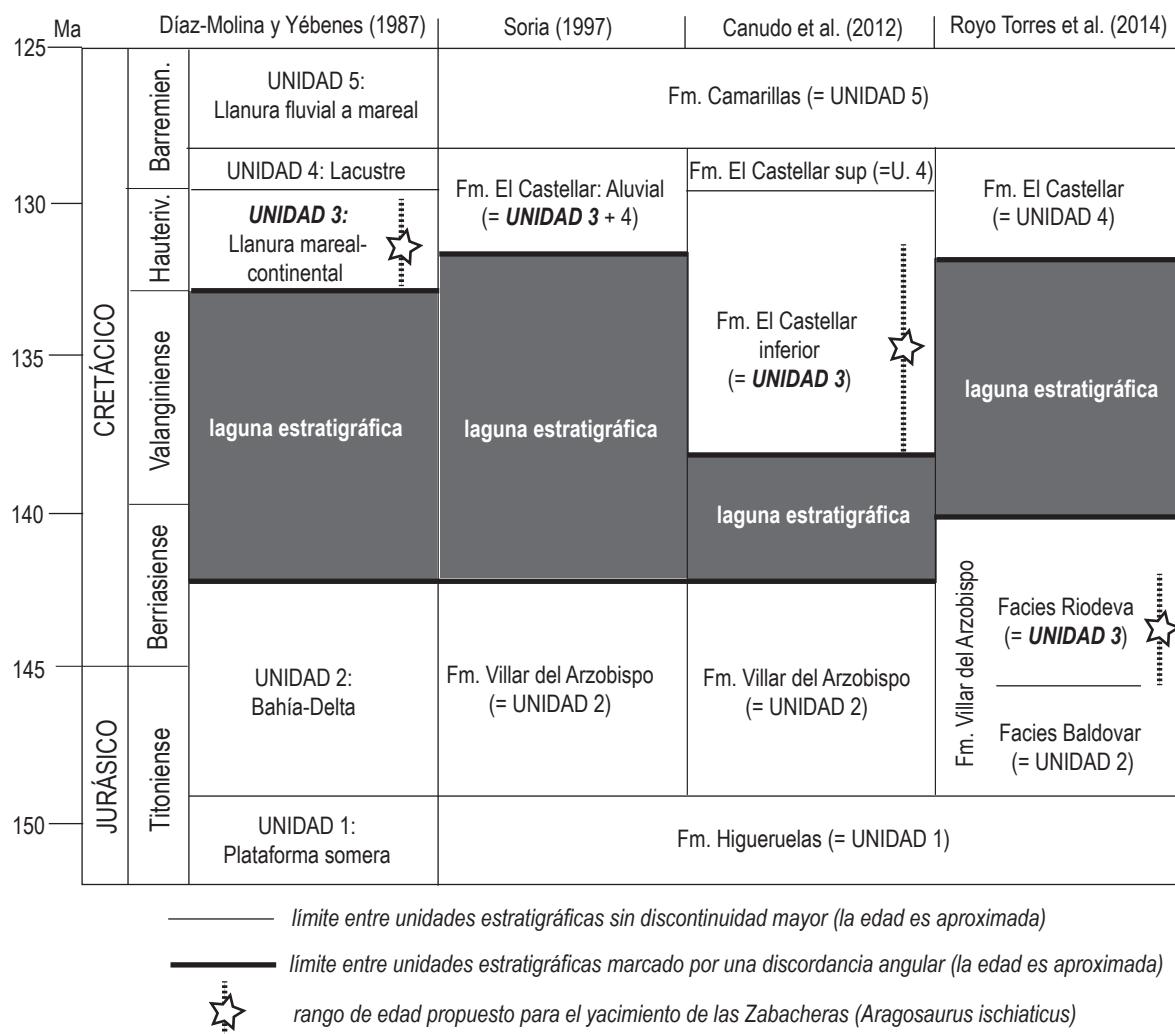
### 1.2. Registro estratigráfico y paleontológico

Una de las características más notables de los afloramientos del tránsito Jurásico-Cretácico localizados en el entorno de Galve es su riqueza en yacimientos de vertebrados de interés científico y divulgativo (Ruiz Omeñaca et al., 2004; Canudo et al., 2006; Royo-Torres et al., 2009; Cobos et al., 2010; Alcalá et al., 2014). La zona de estudio, enmarcada dentro del *Geoparque del Maestrazgo*, se ha beneficiado de numerosas iniciativas nacidas bajo el amparo y dirección de la *Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis*, que han servido de recurso didáctico para la comprensión de los procesos geológicos y para la reconstrucción de la evolución de la vida en la Tierra, constituyendo así uno de los principales atractivos turísticos de la provincia de Teruel.

Los yacimientos más característicos son *Las Cerradicas* y *Las Zabacheras*, ambos situados en el flanco oeste del sinclinal, a 500 m y 700 m al NNO respectivamente de la localidad de Galve (*Figura 1*). El yacimiento de *Las Cerradicas* se declaró bien de interés cultural por el Departamento de Cultura y Turismo del Gobierno de Aragón en 2003. Este yacimiento preserva

al menos 17 icnitas de dinosaurios, descritas por primera vez por Pérez-Lorente et al. (1997), como pertenecientes a saurópodos, ornitópodos y terópodos. Estudios más recientes (Lockley, 2009; Castaneda et al., 2011, 2014) excluyen a los terópodos de esta interpretación, sugiriendo que las huellas clasificadas como tal, con bajo potencial de preservación, también podrían pertenecer a ornitópodos. Por su parte, el yacimiento de *Las Zabacheras* es la localidad tipo del saurópodo *Aragosaurus ischiaticus* (Sanz et al., 1987), el primer dinosaurio definido en España.

Las dataciones del dinosaurio *Aragosaurus ischiaticus* llevadas a cabo por diversos autores han derivado en un debate acerca de su posición estratigráfica y cronoestratigráfica, bien en la parte inferior de la Formación El Castellar del Cretácico Inferior, según Díaz-Molina y Yébenes (1987) y Canudo et al. (2012), o bien en la parte superior de la Formación Villar del Arzobispo en el tránsito Titoniense-Berriasiense, según Royo-Torres et al. (2014) (*Figura 3*). Debido a la proximidad del yacimiento de *Las Zabacheras* al límite de las formaciones Villar del Arzobispo



**Figura 3:** Resumen sobre la Estratigrafía de las unidades del tránsito Jurásico-Cretácico en Galve propuesta en sucesivos trabajos y localización propuesta para el yacimiento de las Zabacheras.



y El Castellar, el debate se ha expandido a la posición del límite entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, que corresponde a la discontinuidad *sinrift* descrita por Liesa et al. (2006).

Díaz-Molina y Yébenes (1987) sitúan el yacimiento en la ‘Unidad 3’, una unidad formada por limos arcillosos de color rojo con intercalaciones de arenas finas, arenas medias y conglomerados, interpretada como llanuras de mareas con predominio de influencia continental. Estos autores proponen una edad Hauteriviense para el yacimiento, con una laguna estratigráfica por debajo del yacimiento que abarcaría todo el Valanginiense y la mitad superior del Berriasiense. Soria (1997) renombra la ‘Unidad 2’ como Formación Villar del Arzobispo y las ‘Unidades 3 y 4’ como Formación El Castellar, proponiendo un ambiente de llanuras aluviales para la parte inferior de esta última en Galve. Canudo et al. (2012) divide la Formación El Castellar en dos miembros; uno inferior aluvial (‘Unidad 3’) y otro superior lacustre (‘Unidad 4’). Estos autores reducen la duración de la laguna estratigráfica a la parte superior del Berriasiense y la inferior del Valanginiense, indicando una edad más probable de *Las Zabacheras* de Valanginiense medio-superior. Por otra parte, Royo-Torres et al. (2009, 2014), asocian las ‘Unidades 2 y 3’ a la Formación Villar del Arzobispo y la ‘Unidad 4’ a la Formación El Castellar, situando el yacimiento en el tramo superior de la Formación Villar del Arzobispo, con una edad Berriasiense inferior. En el caso de estos últimos autores, la laguna estratigráfica asociada a la discontinuidad se encontraría por encima del yacimiento, abarcando la totalidad del Valanginiense. Teniendo en cuenta las distintas dataciones realizadas por los diversos autores para el yacimiento de *Las Zabacheras*, la incertidumbre para la datación del saurópodo *Aragosaurus ischiaticus* abarca un periodo temporal de aproximadamente 12 Ma (*Figura 3*).

## 2. Objetivos y metodología

### 2.1. Planteamiento y objetivos

La Formación Villar del Arzobispo fue definida por Mas y Alonso (1983) en el Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Según estos autores, en este sector corresponde a una sucesión mixta, carbonatada-siliciclástica con intercalación de niveles arcillosos y margosos de potencias métricas, que representa un sistema de llanuras de marea-lagoon de carácter mixto que hacia el SE conectaba con las plataformas carbonatadas de la Formación Higueruelas. En el sector de Galve, no se ha realizado hasta el momento un análisis estratigráfico y sedimentológico de detalle de la unidad que confirme estas interpretaciones sedimentológicas para sectores más noroccidentales de la cuenca, y que, por otra parte, aportaría nuevos datos útiles para esclarecer la discrepancia en torno a la posición de la discontinuidad regional entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior en Galve y, por lo tanto, en torno a la edad del yacimiento de *Las Zabacheras* y del saurópodo *Aragosaurus ischiaticus*.

El principal objetivo de este trabajo ha sido realizar el análisis de facies de los materiales pertenecientes a la Formación Villar del Arzobispo, con el fin de:

- 1) obtener modelos precisos de reconstrucción paleoambiental de los medios costeros con sedimentación tanto carbonatada como siliciclástica que caracterizan esta unidad, mediante el análisis de facies detallado y de sus relaciones verticales y laterales;
- 2) establecer las etapas de la evolución sedimentaria y discutir sobre los procesos y factores sedimentarios (eustáticos, tectónicos, climáticos), que pudieron operar en la Subcuenca de Galve al final del Jurásico e inicios del Cretácico; y
- 3) obtener información paleoambiental en los intervalos que incluyen fósiles de interés, especialmente en aquellos en los que se encuentren restos de vertebrados (en particular, dinosaurios).

## 2.2. Metodología

El estudio se ha abordado siguiendo la siguiente metodología:

### *Revisión bibliográfica*

Previa y simultáneamente al trabajo de campo, se ha realizado un análisis de la información estratigráfica y cartográfico-geológica de la zona estudiada, tanto de carácter general (cartografía geológica a escala 1:50.000: Gautier, 1980) como de aspectos más específicos (Díaz-Molina y Yébenes, 1987; Canudo et al., 2012; Royo-Torres et al., 2014). Este trabajo ha permitido obtener una idea inicial de las unidades estratigráficas principales y de la posición de discontinuidades o discordancias entre ellas, y así localizar los potenciales afloramientos que fuesen objeto de estudio de detalle.

### *Trabajo de campo*

Se ha caracterizado la Formación Villar del Arzobispo en dos perfiles estratigráfico-sedimentológicos, con una potencia total acumulada de aproximadamente 300 m, incluyendo: 1) el estudio de los rasgos de la estratificación, litología, color, textura, componentes, estructuras sedimentarias, y en su caso, la toma de datos de dirección y sentido de paleocorrientes, en cada una de las series; 2) la toma de muestras para su posterior estudio en laboratorio dependiendo del carácter litológico de los materiales, que ha incluido 74 muestras en roca duras (calizas y areniscas), para su estudio en sección pulida y/o lámina delgada, y 75 muestras en materiales blandos (lutitas a margas), para el estudio posterior de su contenido en  $\text{CaCO}_3$ ; 3) el seguimiento lateral de las principales superficies de estratificación a lo largo de la zona de estudio, para establecer una correlación física de niveles guía entre los dos perfiles estudiados en detalle; y 4)



la realización de fotografías generales de ambas series, así como de afloramientos intermedios.

#### *Trabajo de laboratorio y gabinete*

Ha consistido en la realización de las labores de laboratorio y gabinete sobre las muestras e imágenes fotográficas recogidas en campo, para completar dichos datos de campo. Esta tarea comprendió: 1) la elaboración de secciones pulidas de las 74 muestras de roca dura (el cortado, pulido y encerado de las mismas se realizó en régimen de autoservicio); 2) la realización de 20 láminas delgadas de las facies más representativas y de las calcimetrias (llevada a cabo por el personal de Laboratorios y del Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de la Universidad de Zaragoza); 3) el estudio petrográfico de las secciones pulidas mediante lupa binocular y microscopio petrográfico para la caracterización de las facies siguiendo, en el caso de las calizas, las clasificaciones texturales de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971); 3) el abatimiento a la horizontal de las medidas de sentido y dirección de las paleocorrientes, mediante el programa *Stereonet*; y 4) la toma de imágenes digitales de secciones pulidas y láminas delgadas, mediante el uso de escáner y cámara fotográfica adaptada a la lupa y al microscopio petrográfico.

#### *Elaboración de datos y síntesis*

Los datos de campo y laboratorio han permitido identificar una serie de facies, así como reconocer su apilamiento vertical en secuencias y su relación lateral. Mediante la consulta de la bibliografía se ha procedido a interpretar los subambientes representativos de dichas facies, en un modelo sedimentario en las que se depositaron, así como la evolución de los mismos a lo largo del tiempo, siguiendo los objetivos del trabajo. En esta fase se han utilizado los programas *Adobe Illustrator CC* y *Adobe Photoshop CS5* para elaborar los gráficos e imágenes, el procesador de texto *Microsoft Office Word 2013* para realizar la redacción y el software de maquetación *Adobe InDesign* para la maquetación final de esta memoria.

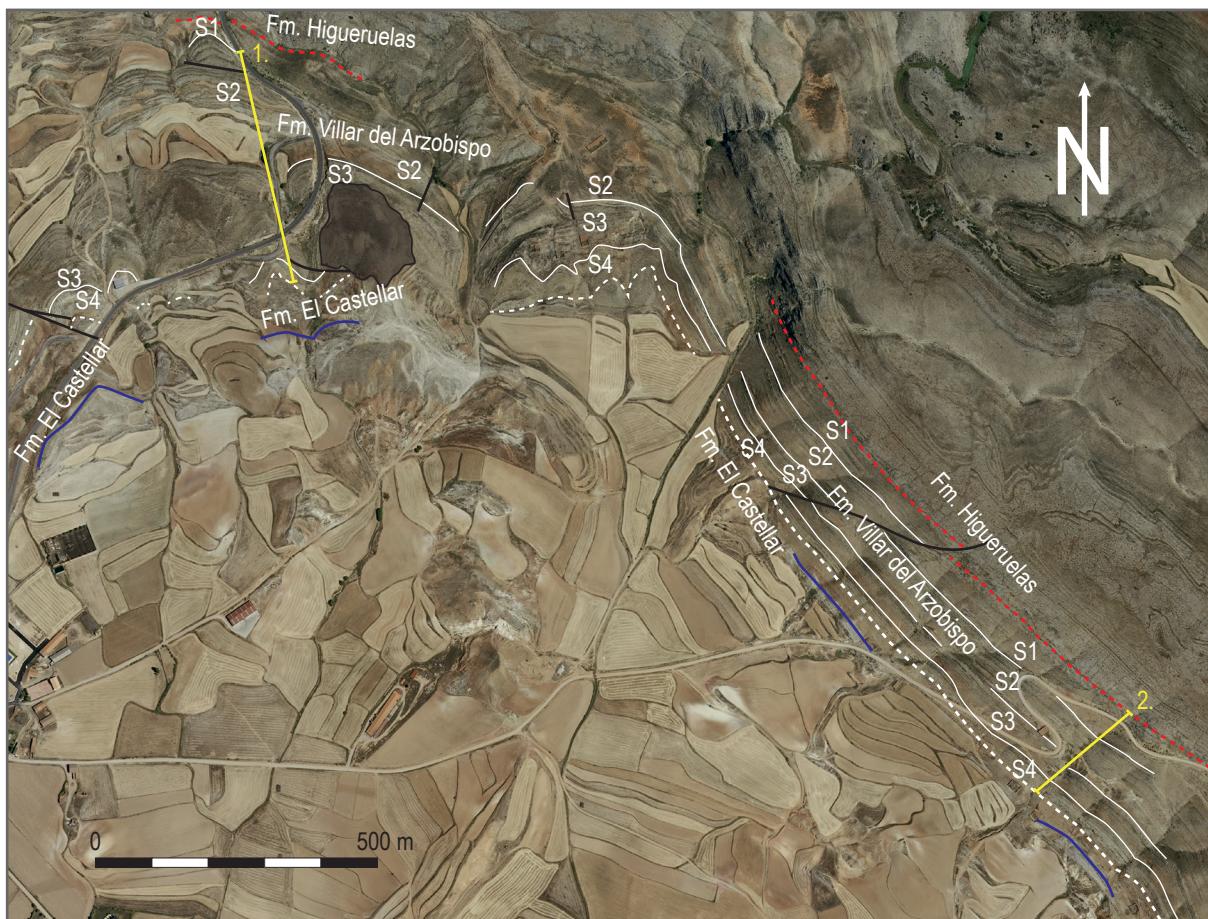
### **3. Presentación de resultados**

#### 3.1. Presentación de las series estratigráficas estudiadas

El presente estudio se ha basado en el levantamiento y análisis de dos perfiles estratigráficos en la Formación Villar del Arzobispo en el sinclinal de Galve (Teruel), denominados *Galve Carretera* y *Cuesta Parideras*, de 146 y 162 metros de potencia respectivamente, y distantes entre sí 2 km (*Figura 4*). El perfil *Cuesta Parideras* ha sido levantado en el flanco oriental del sinclinal, a 2 km al este de la localidad, y el perfil de *Galve Carretera* se ha realizado en el arcén de la carretera de entrada TE-V-8021 a Galve, aproximadamente a 1,30 km al norte del municipio. La representación gráfica de detalle de las dos series estratigráficas donde se sintetiza

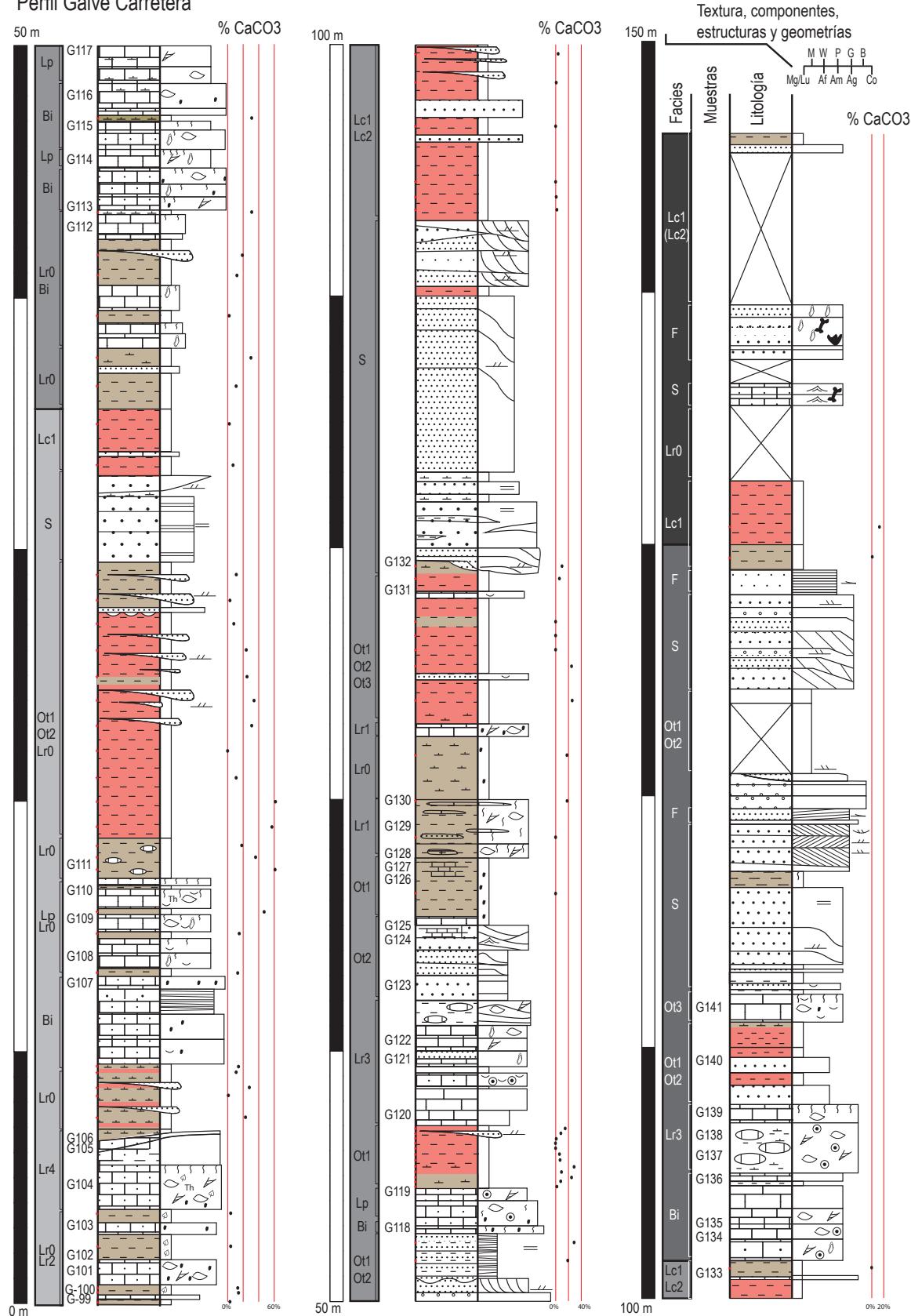


la información obtenida del estudio de campo y del análisis de muestras en el laboratorio se incluye en las *Figuras 5* y *6*. En la *Figura 7* se incluye de manera resumida la representación de la distribución vertical de facies y secuencias en cada uno de los perfiles y su correlación, que se describe en los siguientes apartados.

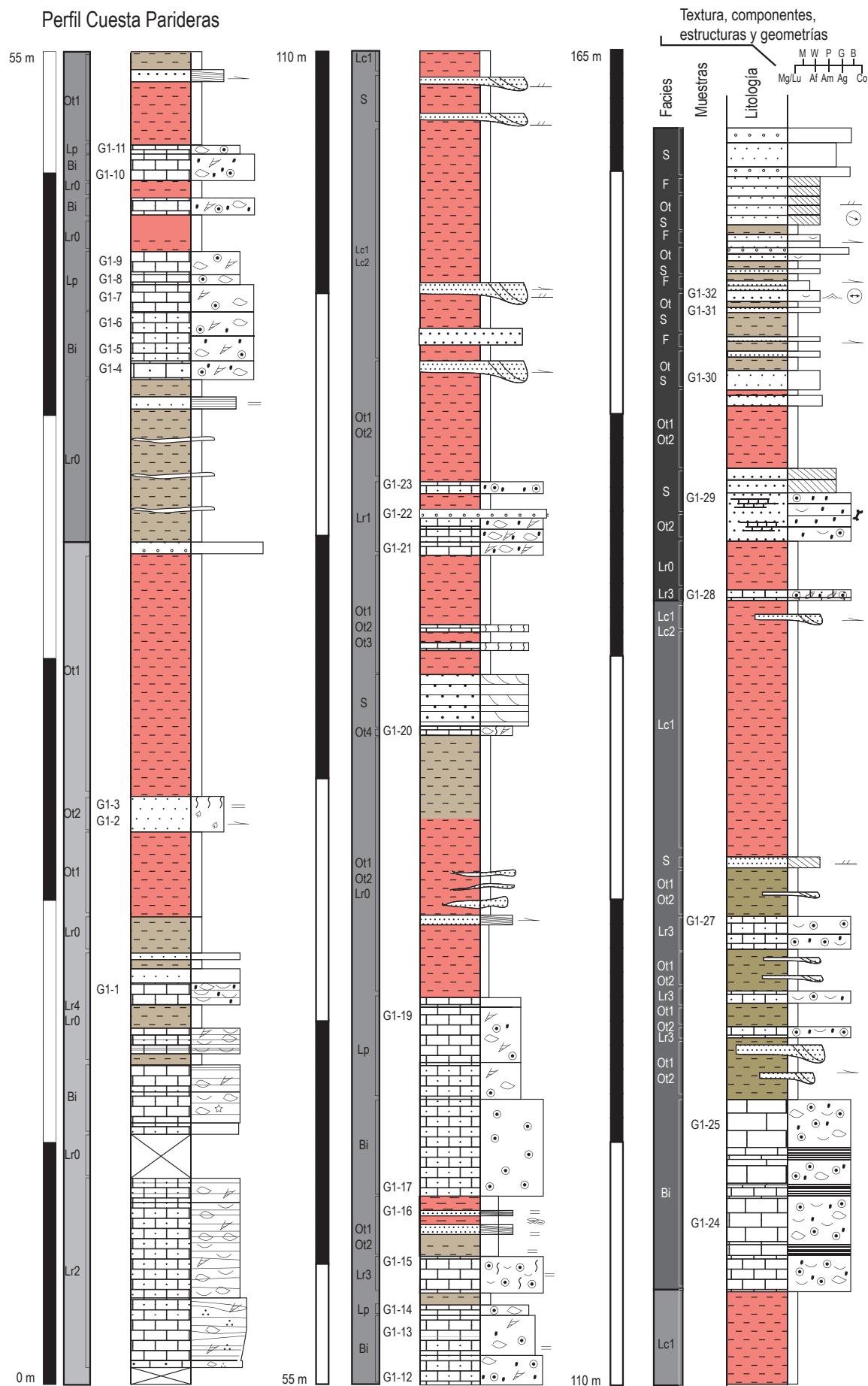


**Figura 4:** Vista aérea del entorno de Galve y situación de los perfiles estratigráficos realizados en la Formación Villar del Arzobispo: 1. Galve Carretera; y 2. Cuesta Parideras. Los trazos negros indican la presencia de fallas; la línea roja, el contacto entre las formaciones Higueruelas y Villar del Arzobispo; las líneas blancas continuas, los límites entre las secuencias identificadas en la Formación Villar del Arzobispo; la línea blanca discontinua, el límite entre las formaciones Villar del Arzobispo y El Castellar; y la línea azul, el contacto entre las partes inferior y superior de la Formación El Castellar.

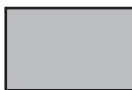
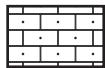
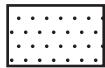
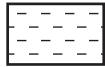
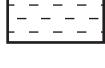
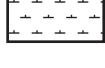
## Perfil Galve Carretera



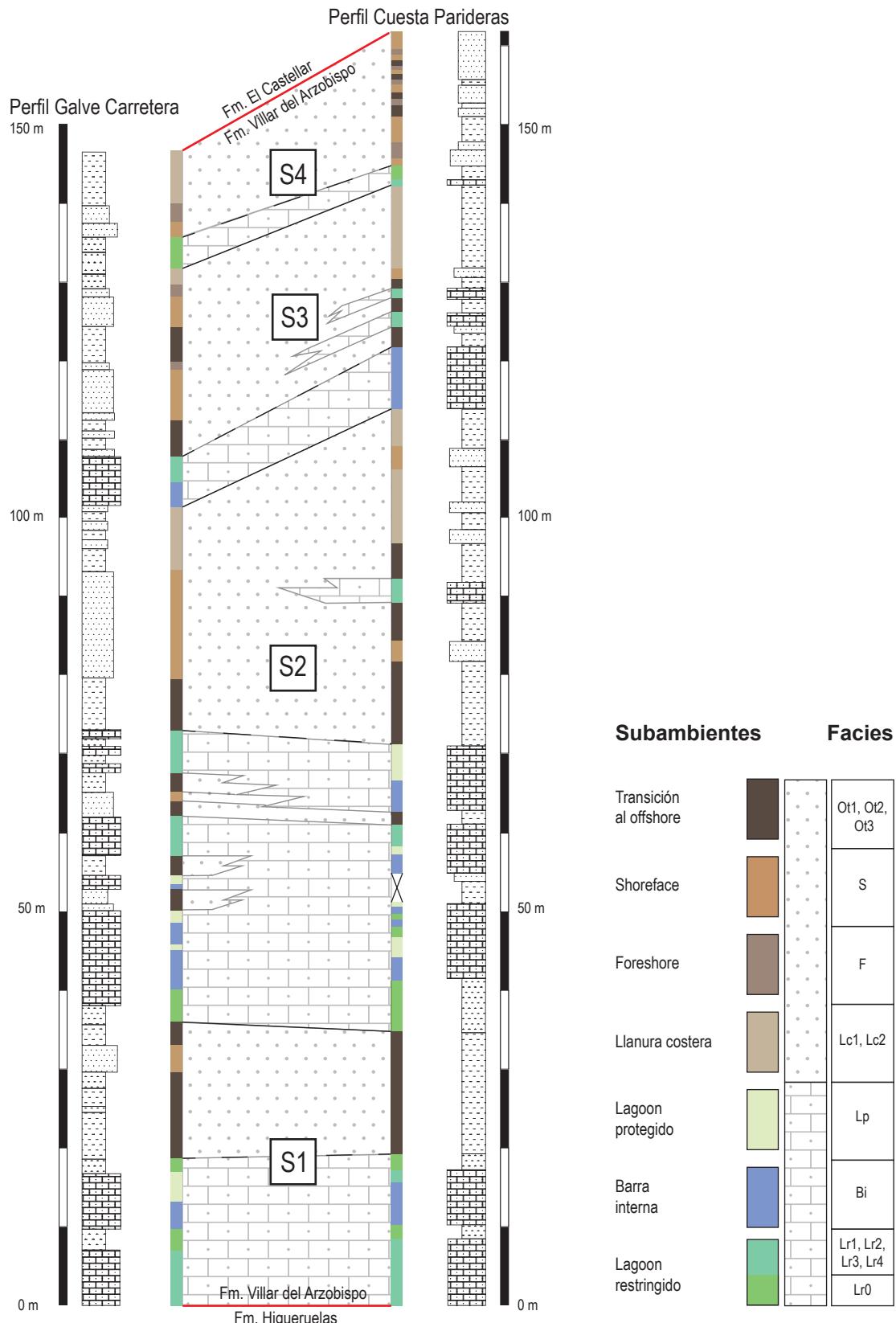
**Figura 5:** Columna estratigráfica de detalle del perfil Galve Carretera (ver situación en Figura 4). A la derecha de las columnas se ha representado el porcentaje de carbonato cálcico de las muestras tomadas en lutitas y margas.



## LEYENDA

Secuencias:	Litologías:	Subambientes / facies:			
	Secuencia 1		Calizas	Transición al offshore	Ot1, Ot2, Ot3
	Secuencia 2		Calizas arenosas	Shoreface	S
	Secuencia 3		Areniscas	Foreshore	F
	Secuencia 4		Conglomerados	Llanura costera	Lc1, Lc2
			Lutitas	Lagoon protegido	Lp
			Margas	Barra interna	Bi
				Lagoon restringido	Lr0, Lr1, Lr2, Lr3, Lr4
Componentes y estructuras:					
		Bivalvos indiferenciados			
	Estratificación paralela	Gasterópodos			
	Estratificación cruzada planar	Ostrídeos			
	Estratificación cruzada en surco	Bioclastos diferenciados			
	Ripples de oscilación	Restos vegetales			
	Estratificación cruzada de bajo ángulo	Restos óseos			
	Estratificación cruzada hummocky	Icnitas			
	Ooides	Th	Thalassinoides		
	Peloides		Bioturbación		

**Figura 6:** Columna estratigráfica de detalle del perfil Galve Carretera (ver situación en Figura 4) y leyenda asociada a las figuras 5 y 6.



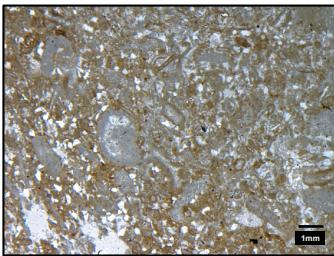
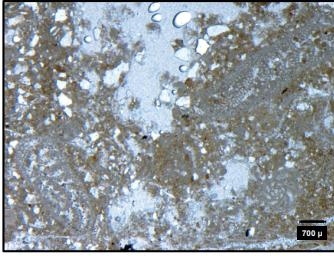
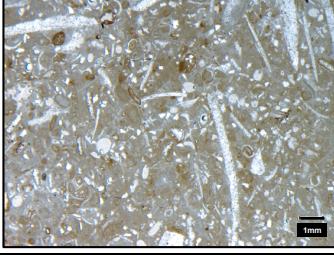
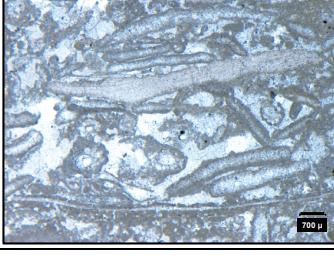
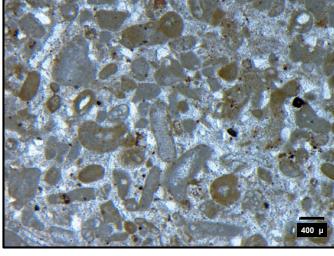
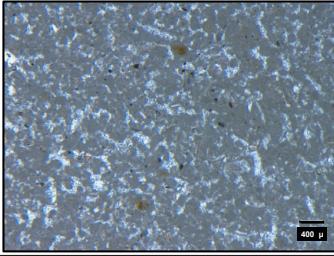
**Figura 7:** Correlación de facies y secuencias entre los dos perfiles estudiados (representación simplificada). Las tramas en enladrillado y punteado corresponden respectivamente a los tramos carbonatados y terrígenos de la parte inferior y superior de cada secuencia. En la leyenda se muestra la correspondencia entre las facies y los subambientes de sedimentación en los que se depositaron.

### 3.2. Análisis de facies

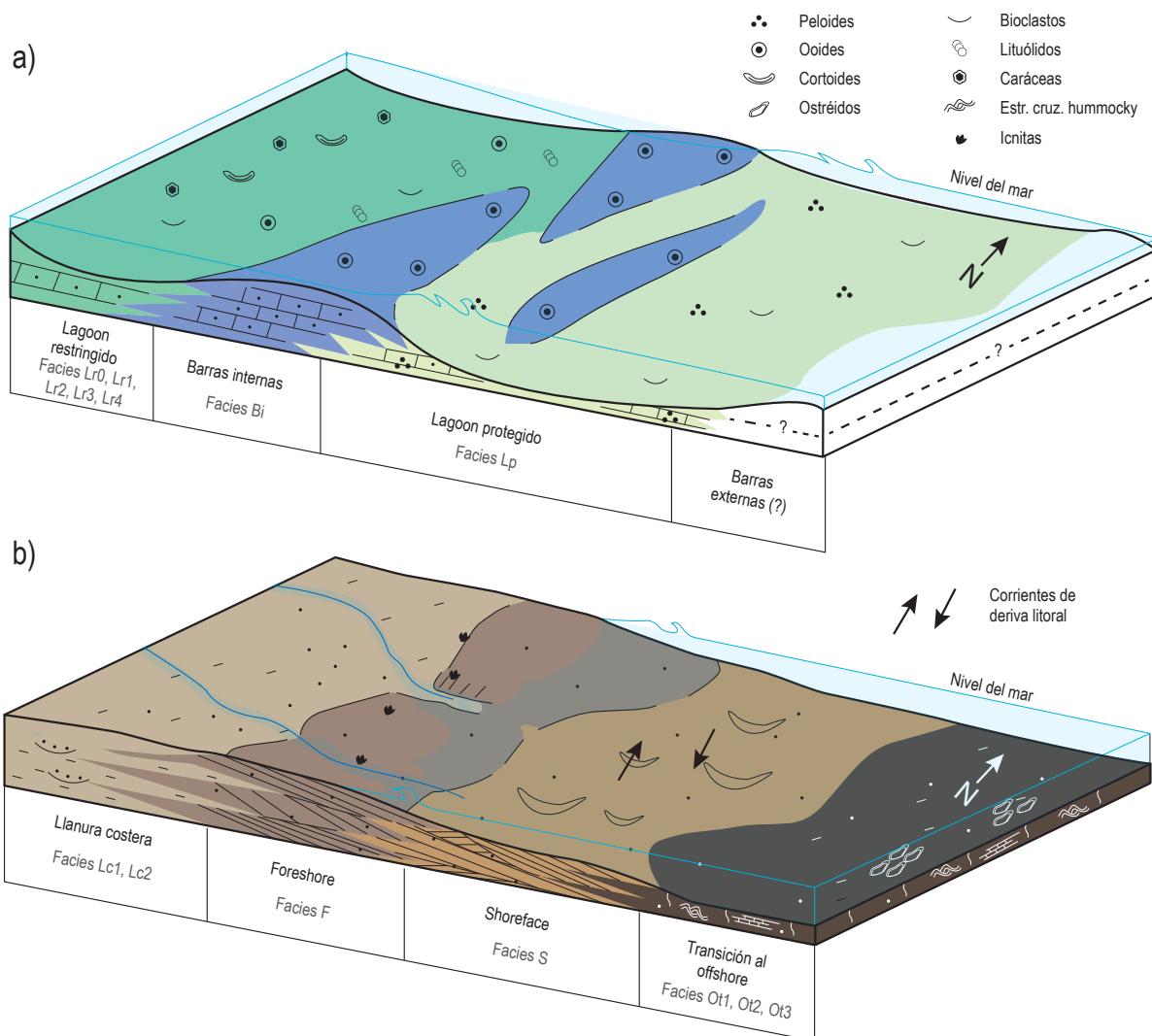
En función de la litología, textura, componentes, estructuras y geometrías de los materiales estudiados, se han diferenciado 14 facies sedimentarias agrupadas en facies terrígenas, facies carbonatadas y facies mixtas, cuyas características más relevantes se resumen en la *Tabla 1*. Dichas facies caracterizan diferentes subambientes de sedimentación, dentro de la plataforma y el medio costero con mayor influencia carbonatada o terrígena (*Figura 8*).

Subambiente	Facies	Apariencia			Descripción	
<b>Llanura costera</b>	<i>Foreshore</i>	<i>Lc1</i>		Lutitas rojas (0-13% CaCO <sub>3</sub> ) masivas.	<b>FACIES TERRÍGENAS</b>	
	<i>Shoreface</i>	<i>F</i>		Areniscas cementadas de grano fino y medio (<0,5 mm) bien clasificadas con bioclastos de bivalvos (ostreídos) en niveles tabulares (0,5-1 m de potencia), con estratificación cruzada de bajo ángulo. Ocasionales icnitas y huesos de dinosaurio.		
	<i>Transición al offshore</i>	<i>S</i>		Areniscas de grano fino y medio (<0,5 mm) dispuestas en cuerpos tabulares continuos de 0,3 a 2 m de potencia, con estratificación cruzada planar y en surco. Ocasionales ripples de oscilación y acumulaciones de ostréidos.		
	<i>Lagoon restringido</i>	<i>Or1</i>		Lutitas rojas y ocres (5-30% CaCO <sub>3</sub> ) masivas.		
<i>Or3</i>	<i>Or2</i>		Areniscas de grano fino dispuestas en niveles tabulares discontinuos de 0,2 a 0,4 m de potencia. Ocasional estratificación cruzada hummocky.	<b>CARBONATA DA</b>		
	<i>Or1</i>		Grainstone de bioclastos de gasterópodos y bivalvos (ostreídos), dispuestos en estratos tabulares de ~0,2 m de potencia.			
<i>Lr0</i>			Margas grises (15-60% CaCO <sub>3</sub> ) masivas.	<b>MIXTA</b>		



Lagoon restringido		<i>Lr1</i>		Packstone de bioclastos de bivalvos y gasterópodos, con abundantes granos de cuarzo. Componentes accesorios: serpúlidos, foraminíferos miliólidos y peloides. Estratos tabulares de ~0,5 m de espesor medio.	FACIES CARBONATADAS
Barras internas		<i>Lr2</i>		Packstone de ooides, foraminíferos lituólidos y granos de cuarzo de tamaño arena. Bivalvos, gasterópodos y restos vegetales. Estratos tabulares discontinuos de 0,2 a 1,5 m de espesor. Intensamente bioturbados ( <i>Thalassinoides</i> ).	
<i>Lagoon protegido</i>		<i>Lr3</i>		Packstone/Grainstone de ooides y bioclastos de bivalvos y gasterópodos con envueltas de micrita incipientes (cortoides) y presencia de granos de cuarzo. Estratos tabulares de 0,4 a 1,5 m. Intensa bioturbación.	
<i>Lagoon protegido</i>		<i>Lr4</i>		Grainstone de bioclastos de bivalvos y caráceas, cubiertos por envueltas micríticas (cortoides), y en menor proporción peloides y ooides. Estratos tabulares de ~0,3 m de espesor medio.	
Barras internas		<i>Bi</i>		Grainstone de ooides, intraclastos micríticos y extraclastos de cuarzo. Componentes accesorios: bioclastos de bivalvos, gasterópodos y foraminíferos (miliólidos) y glauconita. Estratos tabulares de 0,2 a 1,6 m de espesor.	
<i>Lagoon protegido</i>		<i>Lp</i>		Packstone de peloides. Componentes accesorios: Bioclastos de bivalvos, gasterópodos y foraminíferos (lituólidos) y granos de cuarzo. Estratos tabulares de 0,4 a 1 m.	

**Tabla 1:** Resumen de las características (textura, componentes, geometrías y estructuras) y subambientes de sedimentación de las 14 facies diferenciadas en la Formación Villar del Arzobispo.



**Figura 8:** Sistemas de sedimentación propuestos para la Formación Villar del Arzobispo en el entorno del sinclinal de Galve: a) Modelo de sedimentación dentro de una plataforma carbonatada interna somera, asociado a los tramos carbonatados de las secuencias identificadas; y b) modelo de sedimentación dentro de ambientes costeros y de plataforma silicicástica, asociado a los tramos terrígenos de las secuencias.

#### Subambientes costeros y de plataforma predominantemente terrígenos

Cuatro de los subambientes de sedimentación (llanura costera, *foresore*, *shoreface* y transición al *offshore*) se encuentran enmarcados dentro de períodos con alto aporte de terrígenos. Estos subambientes corresponden a las 6 facies terrígenas identificadas en la serie (*Lc1*, *Lc2*, *F*, *S*, *Ot1*, *Ot2*) y a la facies carbonatada *Ot3* (Tabla 1).

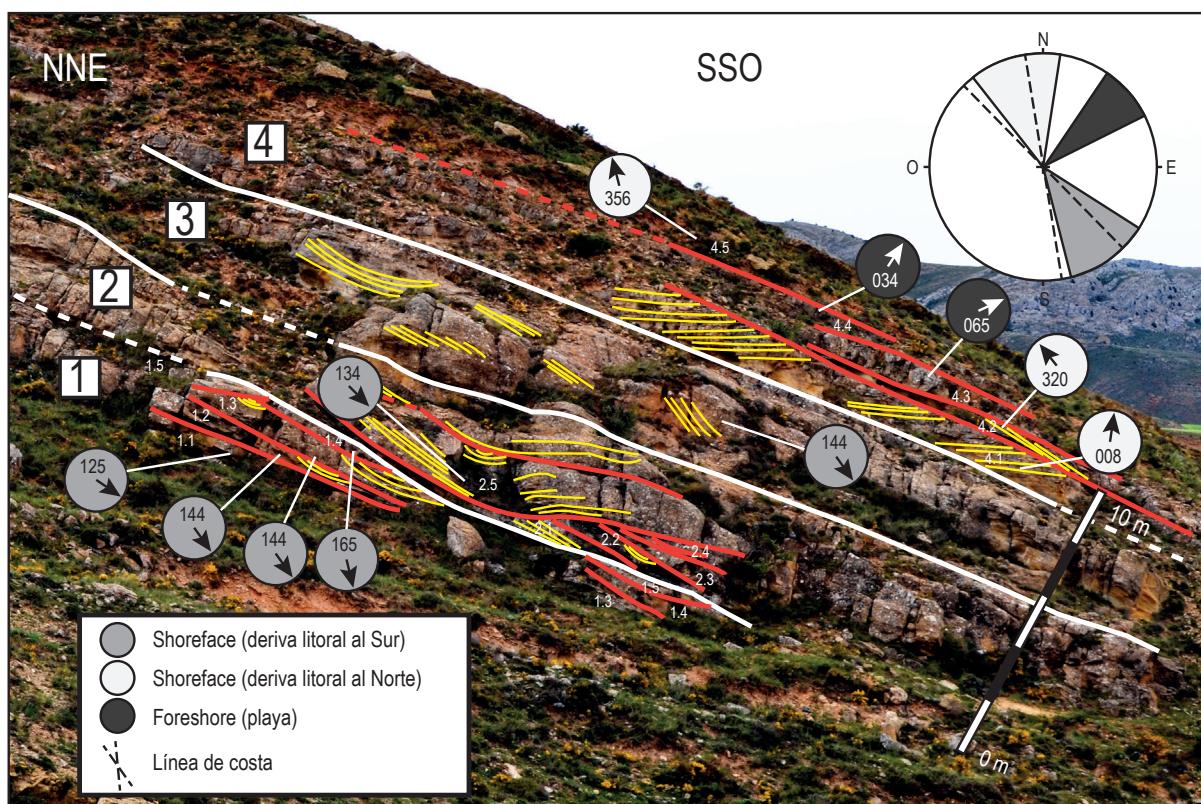


El subambiente más distal correspondería a la zona de transición entre el *shoreface* y el *offshore* (transición al *offshore*), en la que dominan las facies fangosas terrígenas (*Ot1*: lutitas rojas), que intercalan areniscas de grano fino (*Ot2*) y ocasionales calizas bioclásticas con acumulaciones de bivalvos y gasterópodos (facies carbonatada *Ot3*). El predominio de las facies fangosas indica subambientes de baja energía, por debajo del límite del nivel de base de oleaje. Las areniscas (*Ot2*) presentan, ocasionalmente, estratificación cruzada *hummocky*, estructura típicamente asociada a flujos unidireccionales y oscilatorios producidos por tormentas (Dott y Bourgeois, 1982). Las acumulaciones de bivalvos y gasterópodos en facies carbonatadas (*Ot3*) indica la presencia de parches discontinuos de ostrídeos, que fueron destruidos por la acción de flujos de alta energía, asociados posiblemente a tormentas.

La facies *S* representaría el subambiente de *shoreface*, situado por encima del nivel de base de oleaje, que abarcaría las zonas de levantamiento, rompiente y traslación de las olas, mientras que la facies *F* de *foreshore* representa la zona de batida de las olas (e.g., Nichols, 2009). Ambas facies se caracterizan por presentar estructuras sedimentarias asociadas al oleaje, que han podido ser caracterizadas con precisión en un afloramiento de areniscas de 15 m de espesor y al menos 400 m de extensión situado unos 300 m del perfil de *Galve Carretera* (*Figura 9*), y que es equivalente lateral al presente en este perfil entre los metros 114 y 129 (ver Secuencia 3 en *Figura 7*). La facies *S* está compuesta por areniscas de grano fino y medio dispuestas en cuerpos tabulares con estratificación cruzada planar y ocasionalmente en surco, que muestran dos direcciones de paleocorrientes diferentes (hacia el NNO y hacia el SSE). Ocasionalmente se distinguen *ripples* de oscilación con crestas en dirección N-S. Teniendo en cuenta una orientación general de la línea de costa NW-SE a N-S (Aurell, 1990; Aurell et al., 2003), las paleocorrientes medidas en la estratificación cruzada indicarían flujos unidireccionales semiparalelos a la línea de costa, asociados a la acción predominante de sendas derivas litorales; y las correspondientes a los *ripples*, al oleaje incidiendo perpendicularmente sobre la línea de costa. En el yacimiento de icnitas de *Las Cerradicas*, que estratigráficamente se sitúa aproximadamente 10 m por encima de los subambientes de *foreshore* y *shoreface* representados en la *Figura 8*, Castanera et al. (2011, 2013) caracterizan el trazado de las huellas de saurópodos y ornitópodos distanciadas de 0,5 a 1 m entre sí, sobre unas areniscas muy cementadas con *ripples* de oscilación. La dirección del trazado de estas icnitas (316° y 324°) indica un desplazamiento aproximadamente paralelo a la línea de costa, coincidente con la orientación NNO-SSE deducida a partir del estudio de los cuerpos de areniscas obtenido en el presente trabajo.

El subambiente de *foreshore* estaría representado por la facies *F*, formada por areniscas de grano fino bien clasificadas dispuestas en cuerpos tabulares con estratificación cruzada de bajo ángulo (de paleocorriente hacia el NE; *Figura 9*). Las láminas de *foreshore* en las playas se inclinan

mar adentro, por lo que las paleocorrientes medidas serían perpendiculares a la línea de costa. En estos materiales se encuentran, ocasionalmente, huesos e icnitas de dinosaurios, como las presentes en el yacimiento de *Las Cerradicas* (Castaneda et al., 2011, 2013). En esta facies se encuentran ocasionalmente niveles con acumulaciones de conchas de gran talla (esencialmente ostrídeos), originados por tormentas.



**Figura 9:** Esquema de distribución de facies en el afloramiento de arenas situado a 300 m del perfil Galve Carretera, equivalente al presente entre los metros 114 y 129 de este perfil. Estos depósitos son el resultado del apilamiento vertical de cuerpos de geometría tabular de 2-4 m de espesor. Los cuerpos 1, 2 y 3 presentan un apilamiento de sets de estratificación cruzada planar y en surco, con paleocorriente hacia el SE. El cuerpo 4, se inicia sin embargo con dos sets de estratificación cruzada planar con paleocorriente en sentido opuesto, hacia el N y NW. En el techo del conjunto se pueden identificar hasta tres sets de estratificación cruzada de bajo ángulo de paleocorriente hacia el NNE. Los niveles con estratificación cruzada planar y en surco representarían facies S, de shoreface, mientras que los de estratificación cruzada de bajo ángulo, representarían facies F de foreshore. Teniendo en cuenta una línea de costa de orientación N-S o NW-SE (Aurell, 1990; Aurell et al., 2003), las paleocorrientes de las facies S serían coherentes con derivas litorales, mientras que las paleocorrientes de la facies F indicarían una acreción perpendicular a la línea de costa.



Finalmente, dentro del subambiente de llanura costera se encontraría el predominio de facies terrígenas fangosas (lutitas: *Lc1*) con intercalaciones de niveles de areniscas tabulares, con locales bases canaliformes, estratificación cruzada difusa e intensa bioturbación (*Lc2*). Estos niveles arenosos representarían o bien acumulaciones durante temporales en la zona de llanura costera y/o rellenos de canales y depósitos de desbordamiento en cursos fluviales desarrollados en la llanura costera lutítica.

#### *Subambientes de plataforma predominantemente carbonatada*

Las facies carbonatadas abarcan tres subambientes dentro del dominio somero de una plataforma carbonatada (lagoon restringido, barra interna y lagoon protegido; *Tabla 1, Figura 8*), con cierta influencia de aportes terrígenos, como indica la presencia en todas ellas de granos de cuarzo de tamaño limo y arena.

La facies *Lp*, de lagoon protegido, está constituida por un *packstone* en el que dominan los peloides y ooides, además de bioclastos de bivalvos, gasterópodos, foraminíferos miliólidos y extraclastos de cuarzo. La presencia de fango, la asociación de restos fósiles mencionada, que es típica de ambientes someros, la presencia de peloides –bien de formación bioinducida o producto de la micritización de otros granos-, así como de ooides, posiblemente transportados desde posibles barras más externas, indicarían medios marinos someros protegidos (e.g., Bádenas y Aurell, 2010).

En zonas más proximales se situarían barras internas, caracterizadas con la facies *Bi* (*Tabla 1*), compuesta por un *grainstone* de ooides incipientes con abundantes extraclastos de cuarzo e intraclastos micríticos. Como componentes accesorios, se encuentran bioclastos de bivalvos, gasterópodos y miliólidos, así como glauconita. Esta facies constituiría cordones discontinuos de alta energía que, tierra adentro, dejarían una zona submareal protegida con condiciones de mayor restricción en la circulación (facies *Lr*).

Dentro del lagoon restringido se distinguen 5 facies, una facies mixta *Lr0* y cuatro facies carbonatadas (*Lr1* a *Lr4*) de textura dominante granosostenida. La facies mixta *Lr0* está constituida por margas grises con porcentajes de CaCO<sub>3</sub> entre el 15% y el 64%, que posiblemente representaría los términos más proximales del lagoon con mayor aporte de fango detrítico. Las facies carbonatadas *Lr1* a *Lr4* se ajustarían a una distribución interdigitada, más que a una distribución clara en cinturones con relación proximal-distal dentro del lagoon. La facies *Lr1* es un *packstone* de bivalvos y gasterópodos con abundantes granos de cuarzo, y serpúlidos, foraminíferos miliólidos y peloides, en menor proporción. La facies *Lr2* es un *packstone* de ooides, foraminíferos lituólidos y granos de cuarzo tamaño arena, con algunos bivalvos, gasterópodos y restos vegetales. La facies *Lr3* está constituida por un *packstone-grainstone*

de ooides, bivalvos y gasterópodos con extraclastos de cuarzo. Esta facies presenta, además, envueltas micríticas incipientes (cortoides) en torno a sus componentes. La elevada presencia de lituólidos y de ooides (posiblemente acarreados desde las barras internas) en las facies *Lr2* y *Lr3* podría denotar un carácter algo más distal respecto al resto de facies de lagoon restringido. Por último, la facies *Lr4* se caracteriza por ser un *grainstone* de bioclastos de bivalvos y caráceas de origen continental, con algunos peloides y ooides.

### 3.3. Análisis secuencial

La definición y caracterización de las secuencias se ha basado en el análisis de la evolución vertical de las mismas y en la existencia de discontinuidades traducidas en cambios bruscos en los tipos de facies (límites de secuencia). Estas discontinuidades se interpretan como interrupciones en la sedimentación, que en la mayoría de los casos, coinciden con planos de estratificación bien marcados que constituyen líneas isócronas, al menos a escala de afloramiento, ya que han podido ser cartografiados entre los dos perfiles estudiados (ver *Figura 4*). En concreto, se han reconocido en los dos perfiles estudiados 4 secuencias de varias decenas de metros de potencia, cada una de las cuales muestra un tramo inferior dominantemente carbonatado y un tramo superior dominantemente terrígeno (*Figura 7*).

#### *Secuencia 1*

La Secuencia 1 (*Figura 10*) está constituida por un tramo inferior carbonatado (18-20 m) de calizas tabulares (facies *Lr2*, *Bi* y *Lp*) intercaladas con margas grises y rojas (facies *Lr0*), todas ellas facies de lagoon, y un tramo superior terrígeno (14-15 m) de alternancia de lutitas rojas y arenicas de la transición al *offshore* (facies *Ot1* y *Ot2*) y areniscas con estratificación cruzada planar de *shoreface* (facies *S*).



**Figura 10:** Vista en campo de la Secuencia 1 en el perfil Galve Carretera.

El tramo inferior carbonatado se inicia con un subambiente de lagoon restringido en el que se alternan etapas de mayor sedimentación de calizas (facies *Lr2*) y margas (facies *Lr0*). Sobre estas facies de lagoon restringido se encuentran facies de barras internas (facies *Bi*) y, por encima de estas, facies correspondientes al lagoon protegido (facies *Lp*) en el perfil de *Galve Carretera*.

El límite entre los tramos carbonatado y terrígeno de la secuencia coincide con el paso de

facies margosas mixtas (facies *Lr0*) a facies de transición al *offshore* (facies *Ot1* y *Ot2*). Estas facies del subambiente de transición al *offshore* dominan en el perfil *Cuesta Parideras* y pasan lateralmente a facies de *shoreface*, en el perfil *Galve Carretera* (*Figura 7*). Este hecho reflejaría que el perfil *Galve Carretera* sería más proximal que el perfil *Cuesta Parideras*.

El límite de la Secuencia 1 queda marcado por el cambio de lutitas rojas de transición al *offshore* (*Ot1*) con valores de carbonato cálcico cercanos al 1%, a margas grises de lagoon restringido (facies *Lr0*) con valores superiores al 30% de CaCO<sub>3</sub>.

### *Secuencia 2*

La Secuencia 2 está constituida por un tramo inferior carbonatado (35-60 m) de alternancia de calizas tabulares (facies *Bi*, *Lp* y *Lr3*) y margas grises (facies *Lr0*), de subambientes de lagoon, y un tramo superior detrítico, de 20-30 m de lutitas rojas (transición al *offshore*: facies *Ot1*) y areniscas con estratificación cruzada planar y estratificación cruzada en surco (*shoreface*, *S*) y estratificación cruzada de bajo ángulo (*foreshore*, *F*). La secuencia, que es la más potente de todas, muestra una diferencia significativa de espesor en su tramo detrítico (*Figura 7*).

El tramo inferior carbonatado se inicia con una alternancia de facies de lagoon protegido (facies *Lp*) y barras internas (facies *Bi*), lo que sugiere una disposición de dichas barras en forma de cordones discontinuos. En el perfil *Galve Carretera*, dominan las facies de barra interna, mientras que en el perfil *Cuesta Parideras*, es la facies de lagoon protegido la que presenta mayores espesores, lo que confirmaría la posición relativamente más proximal del perfil *Galve Carretera* (*Figura 7*). En este perfil, por encima de estas facies de barra interna y en contacto con el tramo terrígeno de la secuencia, existen varios metros con predominio de las facies de lagoon restringido (facies *Lr1*), que intercalan paquetes lutíticos y arenosos de transición al *offshore* y *shoreface*, mientras que en el perfil *Cuesta Parideras*, predominan las barras internas (facies *Bi*).

El tramo superior terrígeno de la secuencia se inicia con facies de transición al *offshore* (facies *Ot1* a *Ot3*) que pasan a techo a facies de los subambientes de *shoreface*, *foreshore* y llanura costera, reflejando claramente una somerización.

El límite superior de la Secuencia 2 refleja un cambio brusco de la alternancia de lutitas rojas y areniscas de llanura costera a potentes paquetes de calizas de lagoon y barra interna con las que se inicia la Secuencia 3.

### *Secuencia 3*

La Secuencia 3 está constituida por un tramo inferior carbonatado (9-10 m) de calizas dispuestas en estratos tabulares (facies *Bi* y *Lr3*), que pasa a techo a un tramo terrígeno de 18-20 m de



alternancia de lutitas y areniscas (facies *Ot1* y *Ot2*), cuerpos de areniscas con estratificación cruzada planar y en surco (facies *S*) y areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo (facies *F*).

En el tramo inferior carbonatado de la secuencia, en el perfil *Cuesta Parideras* aparecen facies de barras internas, mientras que en *Galve Carretera* muestra facies de barras internas seguidas de facies de lagoon restringido. Como en anteriores secuencias, esto reflejaría el cambio lateral de facies, con mayor proximalidad en el perfil de *Galve Carretera*.

Dentro del tramo terrígeno de la Secuencia 3 se reconoce un cambio lateral de facies entre los dos perfiles estudiados. En el perfil de *Galve Carretera* hay dos paquetes somerizantes con los términos de transición al *offshore – shoreface – foreshore* (y facies de llanura costera en el segundo de ellos). Sin embargo, en el perfil de *Cuesta Parideras*, las facies de transición al *offshore, shoreface* y *foreshore* reducen su presencia a favor de la aparición de facies de lagoon restringido (facies *Lr3*). La intercalación de paquetes carbonatados en paquetes detríticos observada, es una situación inversa a la presente en el tramo detrítico de la Secuencia 2, donde paquetes terrígenos se intercalan en paquetes carbonatados. Como ocurre en la Secuencia 2, en el techo de la Secuencia 3 la facies de llanura costera aparece con mayor espesor en el perfil de *Cuesta Parideras* que en el de *Galve Carretera*.

El tránsito de la Secuencia 3 a la Secuencia 4 no es tan marcado como los anteriores; coincide con un límite de estratificación neto de unas lutitas rojas de la llanura costera (facies *Lc1*) a margas grises (*Lr0*) o calizas tabulares de lagoon restringido (*Lr3*).

#### *Secuencia 4*

La Secuencia 4 está constituida por un tramo inferior carbonatado de espesor reducido (3-4 m) en facies de lagoon restringido y un tramo superior terrígeno (10-20 m) de areniscas y lutitas rojas (facies de transición al *offshore*), formando estratos tabulares masivos, y cuerpos arenosos con estratificación cruzada planar y de bajo ángulo y *ripples* de oscilación (facies de *shoreface* y *foreshore*). En las facies de playa a llanura costera se sitúa el yacimiento de icnitas de *Las Cerradicas* (próximo al perfil de *Galve Carretera*). En el perfil de *Cuesta Parideras* predomina la interdigitación de facies de transición al *offshore* y *shoreface*, indicando la situación más distal de este perfil (*Figura 7*).

El techo de la Secuencia 4 marca el contacto de la Formación Villar del Arzobispo con la Formación El Castellar. Este contacto se asocia al paso de la alternancia de lutitas y areniscas de llanura costera (facies *Lc1* y *Lc2*) en el perfil de *Galve Carretera*, o de cuerpos tabulares de areniscas con estratificación cruzada planar y en surco (*shoreface*, facies *S*) y estratificación cruzada de bajo ángulo (*foreshore*, facies *F*) en el perfil de *Cuesta Parideras*, a las lutitas de

color rojo vino de marcado carácter continental de la base de la Formación El Castellar (ver *Figura 4*). En este límite aflora, de manera discontinua, un nivel conglomerático de cantos carbonatados heterométricos, observado en varios puntos de la zona de estudio, especialmente en los afloramientos del bloque hundido de la falla de *Las Zabacheras* (Canudo et al., 2012).

#### 4. Discusión

La labor de investigación llevada a cabo en el presente trabajo ha aportado nuevos datos estratigráficos y sedimentológicos para la interpretación de los subambientes de sedimentación dentro de los dominios de plataforma somera a medio costero en sendos sistemas sedimentológicos (carbonatado y terrígeno) de la Formación Villar del Arzobispo en Galve. Los datos aportados tienen una serie de implicaciones en cuanto a la interpretación y discusión sobre: 1) los factores que controlaron la sedimentación en el tránsito Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Subcuenca de Galve; 2) la posición de la discordancia Jurásico Superior-Cretácico y edad de los yacimientos de vertebrados.

##### 4.1. Evolución sedimentaria

En los perfiles estudiados, la Formación Villar del Arzobispo presenta mayor influencia carbonatada en su parte inferior, perdiendo entidad frente a los materiales terrígenos en la parte superior de la unidad. Teniendo en cuenta la interpretación sedimentológica de las facies carbonatadas y terrígenas, en conjunto, la unidad correspondería a una secuencia somerizante con predominancia de los subambientes relativamente más profundos o abiertos en la base (lagoon protegido, transición al *offshore* y *shoreface*: secuencias 1 y 2) y de los más someros o cercanos a la línea de costa hacia techo (lagoon restringido, *foreshore* y llanura costera: secuencias 3 y 4). Esta secuencia somerizante de largo término corresponde a la secuencia Ti-2 registrada en sectores septentrionales de la cuenca (Aurell et al., 2010). Su evolución es coherente con la regresión a largo término registrada a escala de cuenca para este intervalo, regresión que tuvo una marcada influencia tectónica, ya que se produjo como consecuencia del levantamiento del margen occidental de la cuenca (Aurell, 1990). Del estudio de ambos perfiles también se infiere la proximalidad-distalidad de los mismos, pudiéndose identificar cambios laterales de facies coetáneos en el tiempo de materiales depositados en subambientes más proximales en el perfil de *Galve Carretera* y más distales en el perfil de *Cuesta Parideras*.

Sin embargo, la evolución somerizante a largo término no es lineal, ya que se observan 4 secuencias de mayor orden formadas por la alternancia de intervalos carbonatados de sedimentación en ambientes de plataforma interna o lagoon (tramo inferior de las secuencias) e intervalos de sedimentación predominantemente terrígena con facies de plataforma desde zonas



de transición al *offshore* a llanura costera (tramo superior de las secuencias) (*Figuras 7 y 8*). Estas secuencias tienen una duración media aproximada de 1,5 Ma, y pueden ser equivalentes a las secuencias Ti-2.1 a Ti-2.4 de tercer orden definidas por Aurell et al. (2010). La alternancia de sistemas carbonatados y terrígenos en la parte inferior y superior de las secuencias abren un debate sobre la relación entre ambos (coexistencia o no en el tiempo) y el significado último de las secuencias observadas.

Los datos clave para discutir sobre el origen de esta organización secuencial son los siguientes (*Figura 6*):

- 1) El límite entre el tramo inferior carbonatado y el tramo superior detrítico es generalmente neto, marcado por la desaparición de los paquetes carbonatados; no obstante, en las secuencias 2 y 3, se observa la interdigitación de facies detríticas de transición al *offshore* en el tramo inferior carbonatado (Secuencia 2), o de las facies carbonatadas en las facies de transición al *offshore* del tramo superior detrítico (secuencias 2 y 3). Las interdigitaciones de facies terrígenas dentro de las facies carbonatadas se acuñan y pierden potencia hacia las zonas más distales (perfil de *Cuesta Parideras*) mientras que las interdigitaciones de facies carbonatadas en facies terrígenas pierden espesor hacia zonas proximales (perfil de *Galve Carretera*).
- 2) El límite superior de las secuencias es un límite neto asociado al decrecimiento brusco de la proporción de carbonato, y en el caso de las secuencias 2 y 3 al paso de subambientes de llanura costera a facies más abiertas de lagoon o barras internas.
- 3) las secuencias muestran una potencia homogénea en ambos perfiles, excepto la Secuencia 2, que es la más potente de todas ellas, y que registra más potencia en el perfil distal, especialmente de su tramo superior terrígeno (*Cuesta Parideras*).

Las hipótesis sobre el significado y origen de las 4 secuencias de tercer orden son esencialmente dos:

- 1) Sedimentación recíproca. Esta hipótesis plantea la no coexistencia en el tiempo del sistema carbonatado y el sistema terrígeno, pasándose de uno a otro sistema bien debido a variaciones del nivel del mar relativo (de origen eustático o tectónico) o a cambios climáticos que controlarían el menor o mayor aporte detrítico desde el continente a las zonas costeras y marinas someras.

Por ejemplo, en los tramos en los que predominan los carbonatos, un ascenso relativo del nivel del mar favorecería el depósito de las facies carbonatadas de lagoon protegido, barras internas y lagoon restringido, así como la facies mixta, al propiciar un decrecimiento de la influencia continental y una mayor circulación y oxigenación de la zona marina somera; los tramos dominados por los materiales terrígenos, sin embargo, podrían corresponder a una etapa de bajada relativa del nivel del mar, con mayores aportes terrígenos desde el continente que



progradaría mar adentro dando lugar a zonas costeras donde se desarrollarían las facies de transición al *offshore*, *shoreface*, *foreshore* y llanura costera. Un ejemplo de estos cambios netos en la sedimentación se encontraría en la Secuencia 1 (*Figura 7*). El primer intervalo carbonatado podría asociarse a una profundización del medio con una evolución sedimentaria en la vertical de zonas de lagoon restringido a lagoon protegido y barras internas, para posteriormente depositarse facies de lagoon restringido (especialmente facies *Lr4*, con abundantes caráceas) denotando el inicio de la influencia sedimentaria (aportes terrígenos) desde el continente, que se incrementaría en la parte superior de la secuencia (tramo terrígeno).

A favor de esta hipótesis se encuentra el hecho de que los límites superiores de las secuencias (caso de las secuencias 2 y 3) representan claras superficies de profundización (paso de subambientes de llanura costera a facies más abiertas de lagoon o barras internas), lo que apunta a variaciones del espacio de acomodación en el límite de las secuencias, por procesos alocíclicos como cambios eustáticos y/o pulsos tectónicos de aceleración de la subsidencia. Dentro del tramo terrígeno de la Secuencia 2, la diferencia de espesores podría deberse, precisamente, a un proceso de subsidencia diferencial asociada a un periodo de mayor actividad tectónica extensiva en la Subcuenca de Galve. Sin embargo, esta hipótesis no explicaría la interdigitación de facies de transición al *offshore* y carbonatadas en las secuencias 2 y 3, que aunque podrían deberse a pulsos intermitentes de mayor influencia terrígena o carbonatada (i.e., por cambios relativos del nivel del mar o cambios climáticos, de menor duración temporal), apuntarían más a una coexistencia de facies terrígenas y carbonatadas en el tiempo con relación de cambios laterales de facies (*Figura 7*).

2) Relación lateral de los dos sistemas sedimentarios. Esta hipótesis implica que ambos sistemas coexisten en el tiempo lateralmente, de manera que la dominancia de facies terrígenas o carbonatadas dependería de aportes locales provenientes de las áreas continentales en el entorno de Galve. A favor de esta hipótesis, se encuentran las interdigitaciones de facies terrígenas en los tramos carbonatados, que estarían asociadas a cambios laterales a un sistema sedimentario con predominancia de terrígenos. Lo mismo pasaría con las interdigitaciones de facies carbonatadas caracterizadas en los sistemas terrígenos. No obstante, esta hipótesis requeriría también la existencia de variaciones del nivel del mar relativo o cambios climáticos puntuales, para explicar la alternancia de tramos carbonatados y detríticos, así como las variaciones de espesor en la Secuencia 3 y las profundizaciones observadas en los límites de las secuencias 2 y 3.

Los ejemplos actuales que reflejen esta segunda opción son más bien escasos, y particularmente ligados a la acción de aportes fluviales significativos en la zona costera. Un ejemplo se encuentra en el Golfo de México, donde los sedimentos terrígenos provenientes del río Mississippi

depositados en la costa son redirigidos por las corrientes de deriva litoral que discurren hacia el sureste del golfo (hacia el Cabo de San Blas y la desembocadura de Río Grande), mientras que al oeste de la plataforma de Florida y de la plataforma de Yucatán-Campeche se acumulan los sedimentos carbonatados sin influencia continental, formando las zonas con mayores porcentajes de CaCO<sub>3</sub> de todo el Golfo de México (Balsam y Beeson, 2003).

Con los datos recopilados hasta el momento, es difícil decantarse por uno de los dos modelos. Futuras investigaciones deberán ampliar el área de estudio para interpretar si los diferentes tramos dentro de las secuencias caracterizadas corresponden a cambios laterales o, si por el contrario, la persistencia en la lateral de uno u otro sistema obedece a un tipo de sedimentación recíproca y, por lo tanto, ambos sistemas no coexistieron en el tiempo dentro del mismo medio sedimentario. Estas investigaciones se habrán de centrar también en la caracterización estratigráfica y sedimentológica de detalle del tránsito de las facies de la Formación Villar del Arzobispo y las correspondientes a los ambientes de llanura de marea carbonatadas de la Formación Pleta y los dominios de plataforma carbonatada abierta somera de la Formación Bovalar, desarrolladas en dominios más distales durante el Titoniense medio-Berriasiense inferior (Bádenas et al., 2004; Aurell et al., 2010), con el fin de acotar la relación lateral entre estos ambientes y los subambientes de plataforma somera y zonas costeras caracterizados en este trabajo.

#### 4.2. Posición de la discordancia Jurásico Superior-Cretácico Inferior y edad de los yacimientos de vertebrados

Como ya se ha expuesto anteriormente, la interpretación de la Formación Villar del Arzobispo en la zona de estudio responde a una secuencia somerizante, acorde a la Secuencia Titónico-Berriasiense Ti-2. del final de la Supersecuencia jurásica presente en toda la Cordillera Ibérica (Aurell et al., 1994). En la mayor parte de la Cordillera Ibérica, esta secuencia corresponde a depósitos marinos someros y litorales, salvo en el sector septentrional (cuencas de Cameros y de la Demanda), donde predominan los depósitos aluviales y lacustres (Mas y Alonso, 1991). El final de la serie estudiada (parte superior de la Supersecuencia jurásica) coincide con una discordancia observable a escala de cuenca (e.g. Soria, 1997), que en la zona de estudio corresponde al contacto entre las formaciones Villar del Arzobispo y El Castellar. Esta discordancia ha sido descrita en todo el ámbito sedimentario de la Subcuenca de Galve, Cedrillas y Villar del Arzobispo (Gautier, 1980; Salas y Guimerá, 1996; Soria, 1997) y relacionada, a su vez, con la existente en zonas más orientales (Sierra de Cameros), así como las más occidentales de la Cuenca del Maestrazgo.

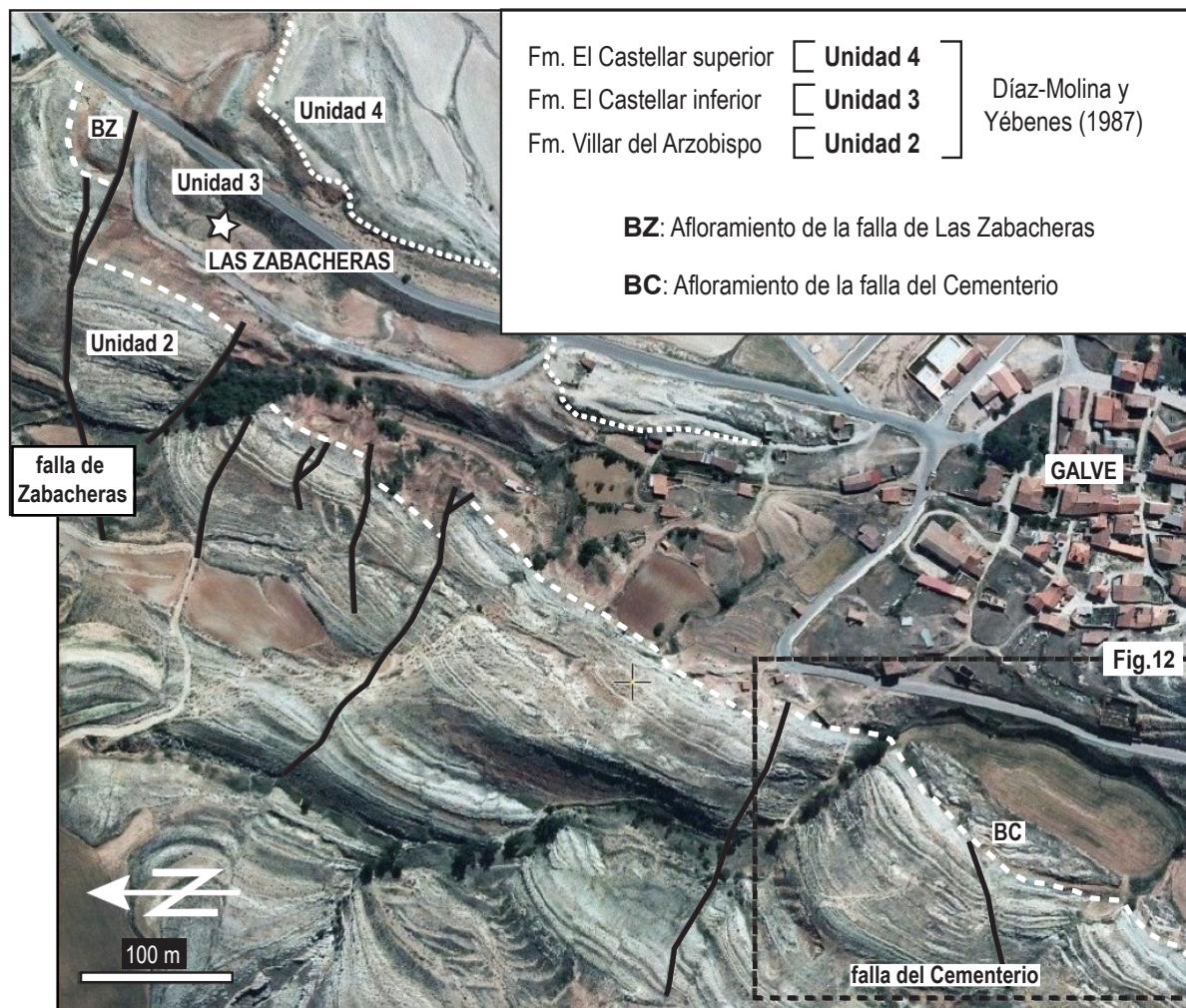
En el entorno de Galve, la discordancia había sido identificada a techo de la Formación Villar

del Arzobispo, en un nivel estratigráfico localizado una decena de metros por debajo del yacimiento de *Las Zabacheras* (Díaz-Molina y Yébenes, 1987; Soria, 1997; Canudo et al., 2012). En el trabajo de Canudo et al. (2012) se realizó un análisis cartográfico y litoestratigráfico de detalle del entorno del yacimiento de *Las Zabacheras* que aportó nuevos datos sobre la discordancia angular existente entre las formaciones Villar del Arzobispo y El Castellar (ver *Figura 3*). En particular, se ilustran los efectos de un sistema de fallas normales (*falla de Las Zabacheras*; *Figura 11*), sinsedimentarias a la Formación El Castellar. En este trabajo se destacan los cambios de espesor y facies de la parte inferior de dicha formación, registrados en el bloque inferior y en el bloque superior de la *falla de Las Zabacheras*. La discordancia erosiva se encuentra recubierta por un nivel con cantos calcáreos, similar al descrito por Gautier (1980) a escala regional. Canudo et al. (2012) también hacen una revisión de los escasos datos bioestratigráficos existentes, concluyendo que el depósito de la parte inferior de la Formación El Castellar ('Unidad 3') se inició, probablemente, en el Valanginiense, coincidiendo con la edad del saurópodo *Aragosaurus ischiaticus*.

Por el contrario, Royo-Torres et al. (2014) propone desplazar esta discordancia regional unos 50 m por encima del yacimiento de *Las Zabacheras*, a techo de la 'Unidad 3' de Díaz-Molina y Yébenes (1987) o Formación El Castellar (parte inferior) de Soria (1997) (*Figura 3*). Estos autores reinterpretan la cartografía presentada por Canudo et al. (2012) y concluyen que las fallas normales afectan por igual a las 'Unidades 2 y 3', estando fosilizadas de forma discordante por la 'Unidad 4'. Para apoyar la interpretación del contacto discordante entre las 'Unidades 3 y 4', muestran como principal argumento los valores de estratificación variables entre una y otra. De acuerdo con su propuesta de reubicación de la discordancia del inicio del Cretácico, los autores atribuyen las 'Unidades 2 y 3' a la parte inferior y superior de la Formación Villar del Arzobispo, mientras que la 'Unidad 4' correspondería a toda la Formación El Castellar. Esta reasignación estratigráfica lleva a concluir a Royo-Torres et al. (2014) que la edad más probable del saurópodo *Aragosaurus ischiaticus* es Titoniense superior-Berriasiense inferior.

Los datos aportados en este trabajo confirman la localización de *Las Zabacheras* en la base de la Formación El Castellar, por encima de la discordancia del límite Jurásico-Cretácico. Para probar esta afirmación, en la *Figura 12* se presentan las observaciones realizadas en un afloramiento localizado al oeste del cementerio de Galve, a poco más de 500 m al sur del yacimiento de *Las Zabacheras* (ver BC en *Figura 11*). Este afloramiento aporta nuevas evidencias acerca de la ubicación de la discordancia del inicio del Cretácico en el límite entre las 'Unidades 2 y 3', tal y como se había propuesto en Soria (1997) y Canudo et al. (2012). El principal interés de este afloramiento radica en la observación de una falla normal (*falla del cementerio*), que fue activa antes del depósito de un nivel lutítico (A) y uno arenoso (B) de la base de la Formación El

Castellar. En particular, la serie de la Formación Villar del Arzobispo preservada de la erosión previa al depósito de la Formación El Castellar es mayor en el bloque superior de la falla,

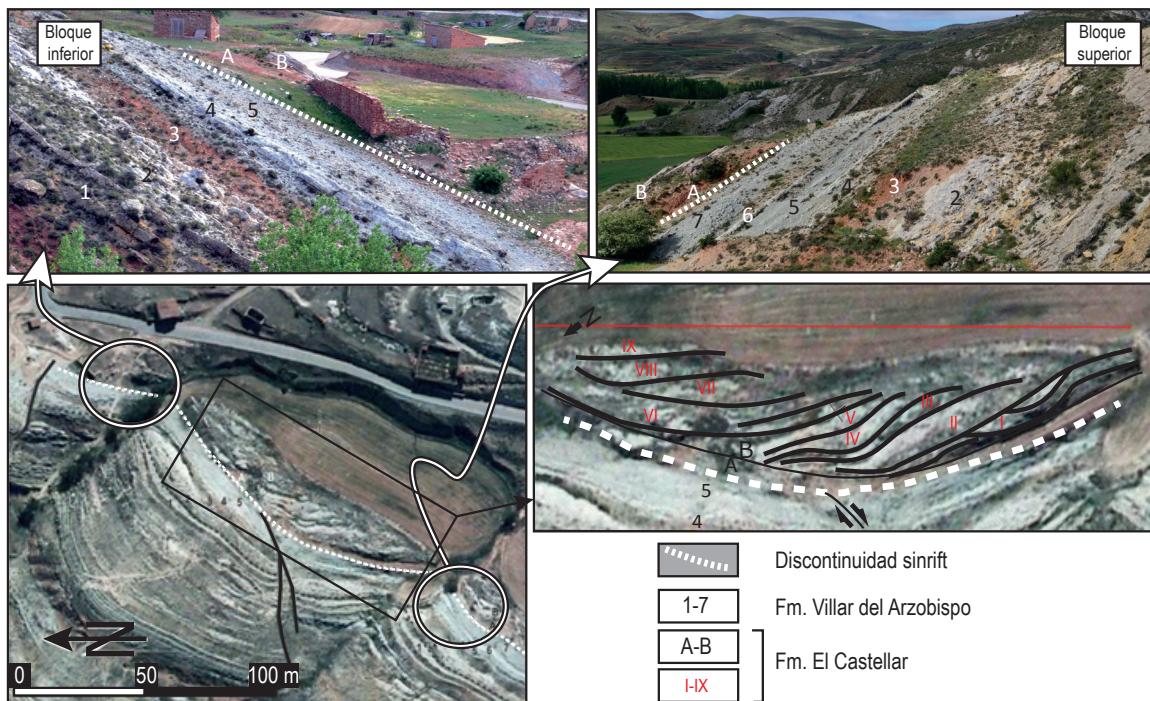


**Figura 11:** Cartografía geológica del entorno del Yacimiento de las Zabacheras. Las ‘Unidades 2, 3 y 4’ de Díaz-Molina y Yébenes (1987) corresponden a la Formación Villar del Arzobispo, y a la parte inferior y superior de la Formación El Castellar, respectivamente. La discontinuidad entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior queda marcada por una línea blanca discontinua.

localizado al sur (niveles 1 a 7; *Figura 12*), respecto a su bloque inferior (al norte), donde la erosión fue mayor (niveles 1 a 5; *Figura 12*).

Las lutitas rojas (nivel *A* en la *Figura 12*) de la base de la Formación El Castellar (‘Unidad 3’) fosilizan la *falla del cementerio*, y sobre ellas se sitúa un depósito de areniscas y conglomerados de características muy diferentes a los niveles arenosos descritos dentro de la Formación Villar del Arzobispo (ver *Figura 8*). Este depósito de la base de la Formación El Castellar es el resultado del apilamiento y acreción lateral de hasta 9 cuerpos arenosos de geometría lenticular con bases canaliformes, de hasta 2-3 m de espesor (*Figura 12*, nivel *B*, cuerpos *I* a *IX*). Cada uno de

estos cuerpos tiene una evolución granodecreciente, con niveles basales de conglomerados de espesor decimétrico. Las direcciones de paleocorrientes medidas son perpendiculares al sentido de acreción lateral de los cuerpos arenosos. En conjunto, las areniscas forman un nivel de hasta 15-20 m de espesor y poco más de 200 m de extensión lateral. Estos niveles canaliformes afloran de forma discontinua en la base de la Formación El Castellar (ver *BZ* y *BC*; *Figura II*), por encima de las lutitas rojas de color vino intenso de carácter continental. El depósito podría haberse formado a partir de la migración lateral de un canal sinuoso (depósito de *point-bar*), interpretación que coincidiría con la de Soria (1997) y Meléndez et al. (2009). Estos autores realizan un análisis sedimentológico a nivel regional y concluyen que las asociaciones de facies terrígenas de la parte inferior de la Formación El Castellar se depositaron en extensas llanuras lutíticas aluviales, surcadas por canales de baja sinuosidad (facies canalizada) o por flujos acuosos no canalizados (*sheet floods*), debidos bien a depósitos de desbordamiento, bien a la pérdida de confinamiento de los flujos acuosos canalizados. El contenido paleontológico de esta unidad (palinomorfos, carofitas, helechos, bivalvos de agua dulce) apoya también el carácter continental de la sedimentación y la ausencia de influencia marina.



**Figura 12:** Cartografía geológica en el entorno del cementerio de Galve (ver Figura II para situación). La actuación de la falla normal del Cementerio implica que la erosión de la parte superior de la Formación Villar del Arzobispo previa al depósito de la base de la Formación El Castellar (niveles A y B) fue mayor en su bloque interior (niveles 1 a 5) respecto a su bloque superior (niveles 1 a 7). En la parte inferior derecha se han indicado los límites de los cuerpos lenticulares (I a IX) con acreción lateral que caracterizan el nivel B de la base de la Formación El Castellar.

Uno de los argumentos empleados por Royo-Torres et al. (2014) para atribuir la ‘Unidad 3’ a la parte superior de la Formación Villar del Arzobispo ha sido la influencia mareal de los materiales en los que se encuentra el citado yacimiento, que según estos autores, serían similares a los observados en toda la ‘Unidad 3’, influencia que ya indicaban Diaz-Molina y Yébenes (1987). Sin embargo, aquí cabe destacar que estos últimos autores indicaron que las ‘Unidades 2 y 3’ tienen “características litológicas notablemente diferentes”.

En este trabajo se han caracterizado diferencias significativas entre la composición y estructuras sedimentarias de los niveles siliciclásticos que se intercalan con frecuencia en la Formación Villar del Arzobispo y los niveles arenosos de la parte inferior de la Formación El Castellar. En la Formación Villar del Arzobispo se han caracterizado cuerpos arenosos tabulares continuos pasando ocasionalmente en cambio lateral de facies a facies carbonatadas con abundantes ooides. La mayoría de los niveles tabulares de areniscas presentan estratificación cruzada formada a partir de corrientes de deriva litoral (*shoreface*), con el registro de niveles con estratificación cruzada de bajo ángulo acumulados en playas (*foreshore*) (Figura 7). En cualquier caso, y aunque exista cierta influencia continental en los canales de areniscas presentes en las facies de llanura costera (facies *Lc2*), estos depósitos son claramente diferentes de los depósitos de *point-bar* caracterizados en la base de la Formación El Castellar.

## 5. Conclusiones

La Formación Villar del Arzobispo, estudiada en el entorno del sinclinal de Galve, se depositó en torno al tránsito Titoniense-Berriasiense. Esta unidad muestra una evolución general somerizante, puntuada por 4 secuencias de tercer orden en las que se distinguen un tramo inicial fundamentalmente carbonatado que pasa a techo a materiales con mayor influencia terrígena (areniscas y lutitas).

El estudio sedimentológico ha permitido reconocer 14 facies diferentes distribuidas en varios subambientes sedimentarios. Los tramos carbonatados de las secuencias se asocian a un modelo sedimentario de plataforma interna somera en el que predominan los subambientes de lagoon protegido (facies *Lp*), barras internas (facies *Bi*) y lagoon restringido (facies *Lr0*, *Lr1*, *Lr2*, *Lr3* y *Lr4*). Los tramos terrígenos, por su parte, obedecen a una sedimentación en el contexto de zonas costeras dominadas por el oleaje y por corrientes de deriva litoral, en las que se suceden subambientes de llanura costera (facies *Lc1* y *Lc2*), *foreshore* (facies *F*), *shoreface* (facies *S*) y transición al *offshore* (facies *Ot1*, *Ot2* y *Ot3*).

La alternancia de los sistemas terrígenos y carbonatados puede explicarse o bien con una sedimentación recíproca en la que ambos sistemas se sucedieran en el tiempo atendiendo a cambios climáticos o a variaciones relativas del nivel del mar; o a una relación lateral entre

ambos subambientes y, por lo tanto, una coexistencia en el tiempo entre ellos. En cualquiera de los dos casos, el origen de las secuencias implicaría la existencia de variaciones relativas del nivel del mar (de origen eustático o tectónico) que controlarían el espacio de acomodación creado. Existen evidencias locales de la posible influencia de la tectónica extensiva en el origen del espacio de acomodación (i.e., variaciones notables de espesor de la Secuencia 2). Para decantarse por uno de los dos modelos sería necesario aumentar la extensión del área de estudio con el fin de caracterizar las relaciones verticales y laterales entre las 4 secuencias carbonatado-terrígenas definidas.

El estudio de la serie en el entorno de Galve también ha permitido reafirmar la posición de la discordancia Jurásico Superior-Cretácico Inferior con la realizada previamente por Soria (1997), Meléndez et al. (2009) y Canudo et al. (2012). De esta forma, el yacimiento de *Las Zabacheras* se encuentra en la base de la Formación El Castellar, y no a techo de la Formación Villar del Arzobispo, como se ha propuesto recientemente (Royo-Torres et al., 2004).

## 6. Bibliografía

- Alcalá, L.; Pérez-Lorente, F.; Luque, L.; Cobos, A.; Royo-Torres, R.; y Mampel, L. (2014): Preservation of dinosaur footprints in Shallow Intertidal deposits of the Jurassic-Cretaceous Transition in the Iberian Range (Teruel, Spain). *Ichnos*, 21: 19-31.
- 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. (1990): El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel), análisis de Cuenca. Tesis Doctoral, *Universidad de Zaragoza*, 509 pp.
- Aurell, M.; Robles, S.; Bádenas, B.; Rosales, I.; Quesada, S.; Meléndez, G.; y García-Ramos, J.C. (2003): Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of the northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162: 239-271.
- Aurell, M.; Bádenas, B.; Ipas, J.; y Ramajo, J. (2010): Sedimentary evolution of an Upper Jurassic epeiric carbonate ramp (Iberian Basin, NE Spain). *Geological Society of London, Special Publication*, 329: 89-111.
- Bádenas, B.; y Aurell, M. (2001): Proximal-distal facies relationship and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian northwest of the Iberian Ranges, Spain). *Sedimentary Geology*, 139: 319-342.
- Bádenas, B.; y Aurell, M. (2010): Facies models of a shallow-water carbonate ramp based on distribution of non-skeletal grains (Kimmeridgian, Spain). *Facies*, 56 (1): 89-110.

- 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-Berriasican, NE Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 93: 144-162.
- Balsam, W.L.; y Beeson, J.P. (2003): Sea-floor sediment distribution in the Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research I*, 50: 1421-1444.
- Barco, J.L.; Canudo, J.I.; Cuenca-Bescós, G.; y Ruiz-Omeñaca, J.I. (2005): Un nuevo dinosaurio saurópodo Galvesaurus herreroi gen. Nov., sp. Nov., del tránsito Jurásico-Cretácico en Galve (Teruel, NE de España). *Naturaleza Aragonesa* 15: 4-17.
- Canudo, J.I.; Ruiz-Omeñaca, J.I.; Aurell, M.; Barco, J.L.; y Cuenca-Bescós, G. (2006): A megatheropod tooth from the late Tithonian-middle Berriasican (Jurassic-Cretaceous transition) of Galve (Aragón, NE Spain). *Neues J. Für Geol. Und Paläont*, 239(1): 77-99.
- Canudo, J.I.; Gasca, J.M.; Moreno, 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(2): 252-263.
- Castanera, D.; Barco, J.L.; Díaz-Martínez, I.; Herrero Gascón, J.; Pérez-Lorente, F.; y Canudo, J.I. (2011): New evidence of a herd of titanosauriform sauropods from the lower Berriasican of the Iberian range (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310: 227-237.
- Castanera, D.; Vila, B.; Razzolini, N.L.; Falkingham, P.L.; Canudo, J.I.; Manning, P.L.; y Galobart, À. (2013): Manus track preservation bias as a key factor for assessing trackmaker identity and quadrupedalism in basal ornithopods. *PLoS ONE*, 8(1): e541177. doi:10.1371/journal.pone.0054177.
- Castanera, D.; Vila, B.; Razzolini, N.; Santos, V.; Pascual, C.; y Canudo, J.I. (2014): Sauropod trackways of the Iberian Peninsula: palaeoetological and palaeoenvironmental implications. *Journal of Iberian Geology*, 40: 49-59.
- Cobos, A.; Royo-Torres, R.; Luque, L.; Alcalá, L.; y Mampel, L. (2010): An Iberian stegosaurs Paradise: The Villar del Arzobispo Formation (Tithonian-Berriasican) in Teruel (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293: 223-236.
- Díaz-Molina, M.; y Yébenes, A. (1987): La sedimentación litoral y continental durante el Cretácico Inferior. Sinclinal de Galve, Teruel. *Estudios Geológicos*, volumen extraordinario Galve-Tremp: 3-21.
- Dott, R.J.; y Bourgeois, J. (1982): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding

sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 663–680.

Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, 1: 108-121.

Embry, A.F. y Klovan, J.E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bulletin Canadian Petroleum Geology*, 33: 730-781.

Gautier, P.W. (1980): Memoria explicativa de la Hoja núm. 543 (Villarluengo). *Mapa geológico de España 1:50.000, segunda serie*. Madrid: I.G.M.E.

Ipas, J.; Aurell, M.; y Bádenas, B. (2004): Ambientes sedimentarios y secuencias en la Fm. Higueruelas (Jurásico Superior) en la Cordillera Ibérica Septentrional. *Geogaceta*, 35: 7-10.

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, London* 163: 487-98.

Lockley, M.G. (2009): Some comparisons between dinosaur-dominated footprint assemblages in North America and Europe. *Actas de las IV Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno. Burgos: Salas de los infantes*, 121-138.

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.; y Alonso, A. (1991): Sistemas lacustres/costeros del Cretácico inferior de la cuenca de los Cameros: controles tectónico y eustático. *III Coloq. Del Cretácico de España, Resum. Comunic.*, 47.

Meléndez, A.; Soria, A.R.; y Liesa, C.L. (1998): Sedimentary and tectonic evolution of the central Iberian Basin during Early Cretaceous (Valanginian to basal Aptian). Sedimentology of the dawn of the third millennium. *Publicaciones de la Universidad de Alicante*, 548-550.

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). *Journal of the Geological Society, London*, 163: 487-498.

Nichols, G. (1999): Sedimentology and Stratigraphy (2nd edition). *Wiley-Balckwell*, 419 pp.

Royo-Torres, R.; Cobos, A.; Luque, L.; Aberasturi, A.; Espílez, E.; Fierro, I.; González, A.; Mampel, L.; y Alcalá, L. (2009): High european sauropod dinosaur diversity during Jurassic-Cretaceous transition in Riodeva (Teruel, Spain). *Palaeontology*, 52(5): 1009-1027.

- 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*.
- Ruiz-Omeñaca, J.I.; Canudo, J.I.; Burrel, M.; Bádenas, B.; Barco, J.L.; Cuenca-Bescós, G.; e Ipas, J. (2004): Estado de las investigaciones sobre los vertebrados del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de Galve (Teruel). *Estudios Geológicos*, 60: 179-2002.
- Salas, R.; y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and cristal 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 del Cretácico Inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20(7): 1704-1706.
- Sanz, J.I.; Buscalioni, A.D.; Casanovas, M.L.; y Santafé, J.V. (1987): Dinosaurios del Cretácico Inferior de Galve (Teruel, España). *Estudios Geológicos*, volumen extraordinario Galve-Tremp: 45-64.
- 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*.