

Sedimentación sintectónica de la Formación El Castellar (Cretácico Inferior) en la Subcuenca de Galve (Cuenca Ibérica)

A.R. Soria¹, C.L. Liesa¹, A. Meléndez¹ y N. Meléndez²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. anasoria@posta.unizar.es.

² Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

ABSTRACT

The sedimentary record of El Castellar Fm. in the Galve subbasin has been divided into two stages according to the presence of a mudstone and gypsum interval. This interval represents a paleogeographic and structural significative change. The geometry and facies distribution were controlled by extensional faults. However, the first stage shows a great variety of subenvironments and facies, while the second stage is characterized by an extensive hard water lake. These evidences has been interpreted as the result of the independent movement of the faults during the first stage and the movement of the whole extensional faults on a sole detachment during the second stage.

Key words: *syntectonic sedimentation, Early Cretaceous, listric normal fault system, transfer fault, Iberian Basin*

INTRODUCCIÓN

La sedimentación mesozoica en la Cuenca Ibérica estuvo ligada a una tectónica extensional intraplaca que favoreció la formación de bloques con subsidencia diferencial, accionados por fallas de tipo lístrico. Estos mecanismos, en ocasiones relacionados con antiguas lineaciones de zócalo (fallas tardihercínicas NW-SE y NE-SW), condicionan un sistema de *grabens* y *semigrabens* (Salas 1983, 1987; Soria, 1997) que determinan la individualización de cuencas sedimentarias en el margen oriental de Iberia durante el Cretácico Inferior (Fig. 1). La formación de estas cuencas cretácicas estuvo claramente ligada a la etapa de *rifting* Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Cuenca del Maestrazgo y relacionada con el inicio de la apertura del Atlántico central (Salas y Casas, 1993). El registro sedimentario en las distintas cuencas está claramente condicionado por esta actividad tectónica extensiva. Este control se hace especialmente patente durante el Cretácico Inferior, momento en que distintos medios de sedimentación, así como su evolución, reflejan la importancia relativa de las diferentes estructuras tectónicas activas.

En este trabajo, se relacionan la actividad tectónica extensiva y el registro sedimentario correlativo a partir del análisis estratigráfico, sedimentológico y tectónico, de la primera unidad cretácica (Fm. El Castellar, Hauteriviense superior-Barremiense basal) que rellena una de estas cuencas, la subcuenca de Galve. Esta cuenca de sedimentación tiene actualmente una extensión aproximada de 600 km².

MARCO GEOLÓGICO

La subcuenca cretácica de Galve se sitúa en el sector central de la Cordillera Ibérica (provincia de Teruel), donde la estructura terciaria muestra la superposición de dos directrices tectónicas subperpendiculares (Guimerà, 1988; Simón *et al.*, 1998) (Fig. 2a). Por un lado existen algunos grandes pliegues de dirección próxima a N-S, entre los que destacan los anticlinales apretados de Aguilar de Alfambra y Miravete y los sinclinales laxos de Camarillas y Galve. Por otro, un gran número de pliegues E-O, que se concentran especialmente en una banda situada al sur de Aliaga.

Paralelo a estos últimos existen algunos cabalgamientos, el principal de los cuales, el Cabalgamiento de Cobatillas, discurre al sur de esta localidad. La Fm. El Castellar aflora principalmente al sur del mencionado cabalgamiento, en los flancos de los grandes pliegues N-S.

Guimerà y Salas (1996), Soria (1997) y Simón *et al.* (1998) han puesto de manifiesto que parte de estos pliegues y cabalgamientos se formaron con la reactivación, con componente inversa, de fallas normales cretácicas. Soria (1997) y Soria *et al.* (1998) muestran asimismo que la potencia de los depósitos continentales del Cretácico Inferior de la subcuenca de Galve está controlada esencialmente por la subsidencia tectónica asociada a la actuación de dos familias principales de fallas orientadas NNO-SSE (fallas de Alpeñés, Ababuj, Cañada Vellida y Miravete) y ENE-OSO (fallas de Campos, Santa Bárbara, Aliaga, Camarillas y Remenderuelas) respectivamente (Fig. 3). Algunas de ellas constituyeron los límites de la



FIGURA 1: Mapa mostrando las cuencas sedimentarias del margen oriental de Iberia durante el Cretácico Inferior (C: Cuenca; Sc: Subcuenca; F: Falla). Las líneas 1, 2, 3 y 4 limitan las áreas de extensión mínima de la sedimentación del Cretácico Inferior para el Berriasiense-Valanginiense (1), Hauteriviense-Barremiense (2), Aptiense (3) y Albiense (4). Las líneas oblicuas (5) representan áreas de no depósito durante el Cretácico Inferior. La flecha (6) indica las transgresiones marinas. A: Aliaga, Al: Albarraçin, C: Calanda, M: Mora de Rubielos, Mo: Molina de Aragón, Mon: Montalbán, Mor: Morella, T: Tortosa, V: Vinaroz.

subcuenca de Galve (Soria, 1997): la falla de Campos por el Norte, por el noroeste la falla de Cañada Vellida, por el este la de Miravete y las fallas de Alpeñés y Ababuj por el oeste.

En general, las dos familias de fallas sinsedimentarias cretácicas afectan al zócalo, a tenor de la potencia de sedimentos sintectónicos relacionados con ellas (Guimerà y Salas, 1996; Soria, 1997; Soria *et al.*, 1998), pero presentan algunas características geométricas que las hacen diferentes (Soria, 1997; Soria *et al.*, 1998): las fallas ENE tienen una acusada geometría lítrica, y producen una notoria estructuración en *semigraben*, hundiendo generalmente el bloque sur y basculando hacia el norte las series *prerift* y *sinrift*. Las fallas NNO-SSE tienen altos buzamientos y no se observa una geometría lítrica para las mismas, presentando hundido indistintamente el bloque este (fallas de Alpeñés y Ababuj) o el oeste (fallas de Miravete y Cañada Vellida). Estas fallas representan reactivaciones de fallas de zócalo.

EL REGISTRO SEDIMENTARIO DE LA FORMACIÓN EL CASTELLAR

La Fm. El Castellar (definida por Salas, 1987) está caracterizada en la subcuenca de Galve por lutitas violáceas, ocreas o rojas, que intercalan canales arenosos de naturaleza silíceas de grano medio a grueso en cuerpos de potencia decimétrica a métrica, y niveles tabulares de areniscas de grano fino de potencia centimétrica a decimétrica. Estos niveles muestran ocasionalmente laminación paralela y estratificación cruzada en surco. Hacia techo de la unidad se pasa a una alternancia de calizas y margas grises con abundantes carofitas y gasterópodos, siendo muy frecuentes los niveles de bioturbación por raíces.

Sin embargo, los estudios detallados realizados en los afloramientos de la Fm. El Castellar a lo largo del anticlinal de Miravete han permitido observar algunas variacio-

nes litológicas y otras peculiaridades que se reflejan en el panel de correlación de la figura 2b. Una de las características más importantes, es la existencia de un nivel de lutitas rojas con yesos que constituyen un buen nivel guía dentro de la unidad. Este nivel de referencia ha permitido dividir el registro sedimentario de esta formación en dos estadios (Fig. 2b).

El primer estadio de la unidad es muy heterogéneo desde el punto de vista litológico y está caracterizado por lutitas ocreas y rojas que intercalan niveles tabulares y lenticulares de potencia decimétrica-métrica de areniscas de grano medio a fino. Este conjunto intercala localmente (perfil 3; camino de Miravete, Fig. 2b) un paquete de conglomerados ocreos, rojos y grises, de 30 m de potencia, textura variable y escasa continuidad lateral, que no excede los 100 m. Los cantos, de naturaleza calcárea, provienen del Jurásico, y varían de angulosos a subredondeados, mostrando gran heterometría, con diámetros que oscilan desde milimétricos hasta métricos. La matriz es calcárea y arcillosa. En los perfiles de Miravete, Santa Bárbara y puerto de Camarillas, el techo de este estadio está caracterizado por la alternancia de margas y lutitas ocreas y grises, masivas y bioturbadas y calizas bioclásticas grises (*wackestone-packstone*), con abundantes carofitas, ostrácodos, bivalvos e intraclastos. A techo de estos cuerpos son muy frecuentes las señales de emersión, las superficies ferruginosas y la nodulización debido a la bioturbación por raíces.

El segundo estadio se inicia en todo este sector con el nivel de lutitas rojas con yesos y continúa con una alternancia de margas y calizas. Las margas, grises y masivas, contienen carofitas y con mucha frecuencia bioturbación de hábito vertical por raíces. Las calizas grises y bioclásticas (*wackestone-packstone*), se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica y contienen abundantes carofitas, ostrácodos, bivalvos y gasterópodos, y ocasionalmente intraclastos y restos vegetales. En muchos niveles son frecuentes las grietas de desecación, brechificación por emersión y nodulización y bioturbación por raíces. Algunos bancos presentan estratificación cruzada y niveles de *ripples*.

LAS ESTRUCTURAS EXTENSIVAS Y EL REGISTRO SEDIMENTARIO

Soria (1997) pone de manifiesto que el área de depósito de la Fm. El Castellar está estrechamente controlada por las grandes estructuras que limitan la subcuenca de Galve, suponiendo las fallas de borde (fallas de Miravete, Campos, Cañada-Vellida y Alpeñés-Ababuj) verdaderos límites de sedimentación (Fig. 3). Efectivamente esta subcuenca delimita, en este momento, el margen de sedimentación occidental de la Cuenca del Maestrazgo. Estas estructuras o fallas de borde marcan asimismo sus rasgos estructurales principales. De este modo el modelo de funcionamiento planteado por Soria (1997) y Soria *et al.* (1998), en el que las fallas subverticales NNO actúan como fallas transversas o de transferencia del sistema de fallas lítricas neoformadas ENE, sigue siendo válido. Las fallas lítricas ENE, que se sitúan internamente en la sub-

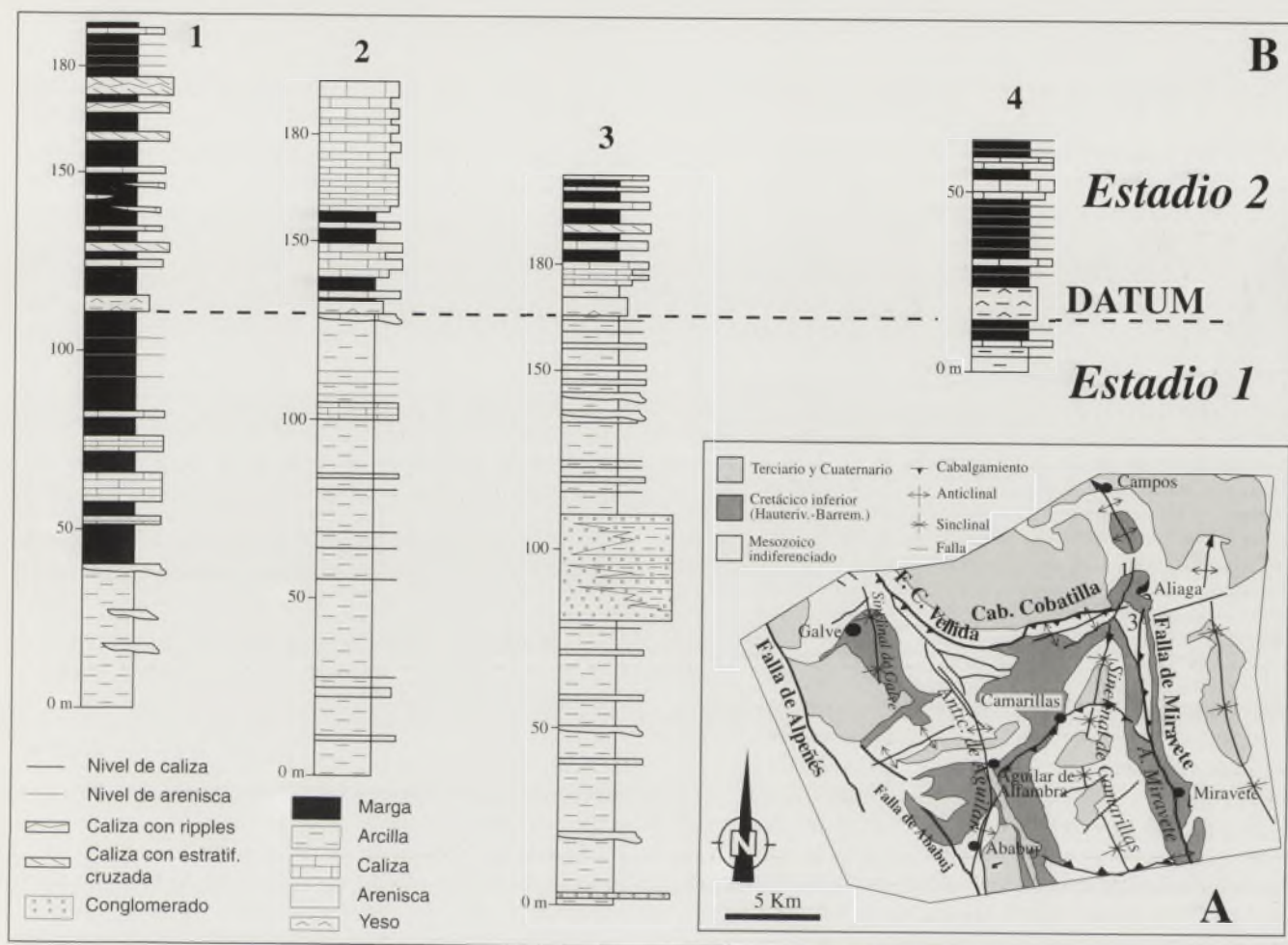


FIGURA 2: A.- Mapa geológico simplificado en el que se identifican las principales estructuras tectónicas de la mitad septentrional de la subcuenca de Galve, y la situación de los perfiles realizados. B.- Panel de correlación en el que se observa la división de la Fm. El Castellar en dos estadios. Perfiles: 1.- Sta. Bárbara; 2.- Puerto de Camarillas; 3.- Camino de Miravete y 4.- Miravete.

cuenca (por ejemplo, fallas de Camarillas y Remenderuelas, Fig. 3), producen la compartimentación del área de depósito y tienen asociadas variaciones significativas en la potencia de la Fm. El Castellar. El hecho de que gran parte de estas fallas hundan el bloque sur, confiere un basculamiento general al NNO de las secuencias *prerift* y *sinrift*, y la típica geometría en abanico abierto en el mismo sentido de la secuencia *sinrift*. A lo largo del eje Aliaga-Miravete, existen buenos ejemplos de cambios de potencia de la Fm. El Castellar en relación con fallas de muy diferente escala. En algunas de ellas, como en la falla de Camarillas, el levantamiento relativo del bloque inferior ha dado lugar a exposición y erosión local de la serie *prerift* (ver Fig. 3).

El movimiento de las fallas principales, y de aquellas que compartimentan la subcuenca, ha controlado las facies y los medios sedimentarios de la Fm. El Castellar, además de aspectos geométricos del relleno sedimentario (variaciones de potencia y control de las áreas de sedimentación y de no depósito y erosión). Dado que en este sector el área fuente es esencialmente calcárea, el nivel de lutitas y yesos utilizado para dividir en dos estadios el registro sedimentario de esta unidad ha de ser explicado como el resultado de aportes de aguas subterráneas sulfatadas a favor de la discontinuidad que suponen dichas fa-

llas (Soria, 1997). Esto viene apoyado por el hecho de que este nivel de lutitas y yesos aparece en las proximidades de las fallas de Miravete y de Aliaga.

Por otra parte, este nivel de yesos supone un momento en el que la configuración de la subcuenca sufre un profundo cambio desde un estadio 1 con gran heterogeneidad y variabilidad espacial de facies y medios sedimentarios (aluviales, palustres, lacustres...) hasta un estadio 2 en el que las facies se homogeneizan, implantándose un lago carbonatado que abarca gran parte de la subcuenca. Explicar la aparición y posición estratigráfica del nivel de yesos y lo que ello supone no es una tarea fácil. Probablemente el cambio que supone la unión de todas las fallas en profundidad para pasar de un comportamiento individual de ellas a un movimiento más o menos general de todo el sistema de *semigrabens*, explicaría la homogeneización en la subcuenca. En este sentido, el movimiento del sistema de *semigrabens* una vez unido en un nivel de despegue basal, que se hace más profundo hacia el suroeste (Soria, 1997; Soria *et al.*, 1998), y restringido lateralmente por las fallas de transferencia NNO-SSE, sería responsable del hundimiento generalizado de la cuenca y de la implantación de extensos lagos carbonatados. Además, la relación entre el salto de las fallas y la profundidad a la que se encontraban los materiales fuente de los

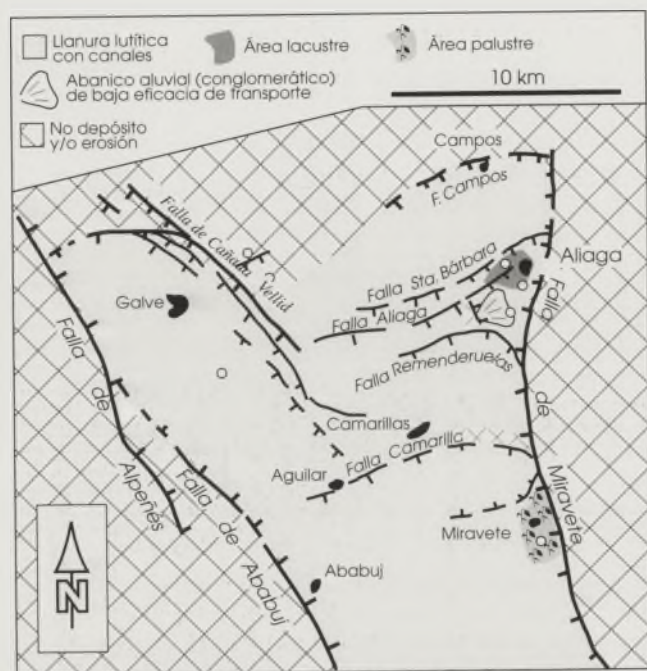


FIGURA 3: Esquema paleogeográfico simplificado para el primer estadio de la Fm. El Castellar, en donde se muestran las principales estructuras tectónicas que han actuado durante el depósito de esta unidad.

sulfatos (facies Keuper) puede explicar la aparición de éstos en las proximidades de las fallas de Aliaga y Miravete, pues allí, la potencia de la serie jurásica es más reducida (aproximadamente unos 300 m) que en los sectores más occidentales de la subcuenca.

La actividad de las fallas también se reconoce a una escala menor en el registro sedimentario. En el primer estadio las facies palustres y lacustres (Fig. 2b) están ubicadas en los bloques hundidos de las fallas principales. En las series lacustres de ambos estadios el tipo de secuencias (secuencias de somerización) y su potencia (mayor cuanto más próxima a la falla) están controladas también por la actividad de estas fallas. Otro ejemplo que muestra el claro control que ejercen las fallas sinsedimentarias en los depósitos se encuentra al sur de Aliaga (perfil 3, Fig. 2b). Aquí, asociados a una falla hectométrica N-S a NNO-SSE y bloque E hundido, se han reconocido unos depósitos conglomeráticos de cantos calcáreos que proceden del Jurásico. El análisis de afloramiento muestra marcadas variaciones laterales en la angulosidad, tamaño y heterometría de los cantos desde las proximidades de la falla (que los pone en contacto con materiales del Dogger) hasta escasas decenas de metros, donde los conglomerados (menos potentes y con cantos de menor tamaño) aparecen interdigitados con facies aluviales distales. Estas últimas son similares a las reconocidas en el resto de la cuenca. Estas observaciones evidencian la actividad sinsedimentaria de la falla y la existencia de aportes puntuales de materiales de procedencia local en forma de facies proximales de abanicos aluviales de baja eficacia de transporte (Fig. 3).

CONCLUSIONES

El registro sedimentario de la Fm. El Castellar en la subcuenca de Galve se ha dividido en dos estadios atendiendo a un nivel guía de lutitas y yesos que marca un cambio paleogeográfico y estructural significativo en la subcuenca. Así, aunque en ambos estadios el control que ejercen las fallas extensionales en la geometría y en la distribución de facies es importante, en el primero las facies muestran una gran heterogeneidad, tanto en la variedad de subambientes como en la distribución de éstos, mientras en el segundo hay una implantación generalizada de un sistema lacustre y una homogeneización de los subambientes sedimentarios en gran parte de la cuenca. Este hecho parece estar en relación con una actuación independiente de las fallas en el primer estadio mientras en el segundo, y probablemente relacionado con la unión en un único nivel de despegue de todo el sistema de fallas, el conjunto del sistema de fallas funciona hundiendo toda el área de sedimentación. Esto es debido a la profundización hacia el sureste del nivel de despegue basal del sistema de fallas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB98-1260-C02-02 (DGES).

REFERENCIAS

- Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 600 p.
- Guimerà, J. y Salas, R. (1996): Inversión terciaria de la falla normal mesozoica que limitaba la subcuenca de Galve. *Geogaceta*, 20 (7): 1701-1703.
- Salas, R. (1983): Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la zona de enlace Catalánides-Ibérica. En: *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Comunicaciones, 334-338.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 345 p.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Simón, J.L., Gisbert, J., Marin, C., Soria, M., Aurell, M., Soria, A.R., Meléndez, A., Pardo, G., Arenas, C., González, A., Soriano, A. y Liesa, C.L. (1998): *Parque Geológico de Aliaga. Guía General*. (Simón, J.L., Ed. Diputación General de Aragón, 145 p.
- Soria, A.R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 363 p.
- Soria, A.R., Liesa, C.L. y Meléndez, A. (1998): Tectonic model of the Galve subbasin (Early Cretaceous, Iberian Chain): Half-grabens controlled by transfer faults. En: *15th International Sedimentological Congress*, Abstracts: 731-732.