



LA SECUENCIA CONIACIENSE A AMBOS LADOS DEL PLIEGUE DE SEPÚLVEDA: IMPLICACIONES TECTOSEDIMENTARIAS (BORDE NORTE DEL SISTEMA CENTRAL; PROVINCIA DE SEGOVIA)

The Coniacian sequence on both sides of the Sepúlveda fold: tectosedimentary implications (Northern border of the Central System; province of Segovia)

Pablo Font¹, Javier Gil-Gil^{2,3} y José F. García-Hidalgo^{2,3}

¹Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. 28040, Madrid.

²Área de Estratigrafía, Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá. 28871, Alcalá de Henares (Madrid). javier.gil@uah.es

³Grupo de investigación IBERCRETA (CTE 2007/R23). Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares (Madrid).

Abstract: *The sedimentary successions of the Coniacian sequence at both sides of the Sepúlveda fold exhibit remarkable differences in facies and thicknesses. These differences might be due either to the Alpine tectonism, responsible for the formation of the Sepúlveda fold as fault-propagation fold in relation to the thrust systems of the Alpine front at the N of the Central System, or be an older paleogeographic synsedimentary accident (normal fault), which acted during the Cenomanian- lower Turonian and therefore represented a paleogeographic high. To decide between these two options two stratigraphic sections have been studied and correlated within this sequence, one north of the fold (Castrojimeno; Hortezielos Formation) and the other to the south (Mirador de Zuloaga, Caballar Formation). In both sections it is possible to recognize the transgressive-regressive depositional trend of the sequence; but, meanwhile in Castrojimeno the facies grade upwards from inner shelf to outer shelf facies and, again, to inner shelf facies and lagoonal restricted environments. At the Mirador de Zuloaga, this trend is less marked being remarkable the upwards transition from carbonate, littoral facies to siliciclastic coastal ones at the top of the sequence. The detailed correlation also shows wedge geometry with a sharp decrease in the thickness of the sequence towards the Mirador de Zuloaga section, mainly due to a basal onlap at the lower half of the sequence. These changes in facies and thicknesses do not appear justified by the Alpine shortening related to the Sepúlveda fold, instead it is suggested its relationship to a synsedimentary high directly related to a normal fault acting discontinuously at least until the base of the Coniacian.*

Key words: *Coniacian sequence, Sepúlveda fold, sedimentary high, Central System, Segovia, Spain.*

Resumen: *Las sucesiones sedimentarias de la secuencia Coniaciense a ambos lados del pliegue de Sepúlveda presentan notables diferencias en cuanto a facies y espesores. Estas diferencias podrían deberse bien a la tectónica alpina responsable de la formación de este pliegue como pliegue de propagación de falla, en relación con el sistema de cabalgamientos del frente alpino al N del Sistema Central, o bien ser un accidente paleogeográfico antiguo (falla normal) que ya actuó durante el Cenomaniense y representar, por tanto, un umbral paleogeográfico sinsedimentario. Para decidir entre ambas opciones se han estudiado y correlacionado dos secciones estratigráficas dentro de esta secuencia; una al N del pliegue (Castrojimeno; Formación Hortezielos) y otra al S (Mirador de Zuloaga, Formación Caballar). En ambas se puede reconocer la tendencia transgresivo-regresiva de la secuencia deposicional; pero, mientras en Castrojimeno se pasa de facies de plataforma interna a facies de plataforma externa y, de nuevo, a facies de plataforma interna y de ambientes restringidos (lagoon), en el Mirador de Zuloaga, esta tendencia está menos marcada siendo destacable el relevo de las facies litorales carbonatadas por siliciclásticas de margen costero en la parte superior de la secuencia. La correlación detallada también muestra una geometría en cuña con una brusca disminución del espesor de la secuencia hacia el Mirador de Zuloaga debido a un rápido acunamiento de la mitad inferior de la secuencia (onlap). Estos cambios de facies y de espesores no parecen estar justificados por el acortamiento alpino asociado al pliegue de Sepúlveda, sino que se deben a un umbral sinsedimentario relacionado con una falla normal que actuó al menos hasta la base del Coniaciense.*



Palabras Clave: Secuencia Coniaciense, pliegue de Sepúlveda, umbral sedimentario, Sistema Central, Segovia, España.

Font, P., Gil-Gil, J. y García-Hidalgo, J.F. (2013): La secuencia Coniaciense a ambos lados del pliegue de Sepúlveda: implicaciones tectosedimentarias (Borde Norte del Sistema Central; Provincia de Segovia). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26 (2): 37-46.

En el Sistema Central, los sedimentos del Cretácico representan las sucesiones sedimentarias de margen costero de las plataformas carbonatadas que se desarrollaron en el ámbito de la Cuenca Ibérica (actual Cordillera Ibérica). Dicho desarrollo tuvo lugar durante una etapa *post-rift*, que coincidió con el gran ascenso eustático global del Cretácico Superior. Ello provocó un paulatino retroceso de la línea de costa y favoreció la extensión de dichas plataformas carbonatadas sobre el margen costero del macizo Ibérico (Gil *et al.*, 2010; Fig. 1A).

La aplicación de los criterios de la estratigrafía secuencial a estas sucesiones de borde de cuenca constituye una magnífica herramienta de correlación estratigráfica a partir del marco de referencia que imponen los límites isócronos de las secuencias deposicionales. Ello permite extrapolar los datos bioestratigráficos existentes en cualquier parte de la cuenca a toda ella, lo cual es de gran utilidad en áreas de margen costero, donde la escasez de fósiles con valor bioestratigráfico y la mayor intensidad de los procesos de dolomitización impide la precisión cronoestratigráfica existente en otras áreas más externas de la cuenca. Así mismo, la identificación de estas secuencias deposicionales permite reconocer con determinación las relaciones laterales entre los diferentes cinturones de facies y por extensión, de las unidades litoestratigráficas que componen el registro sedi-

mentario, resaltando en muchos casos el carácter diacrónico de los límites de estas últimas (Gil *et al.*, 2004).

Un buen ejemplo de todo lo anterior, lo representa la secuencia deposicional de 3^{er} orden del Coniaciense del Sistema Central (DS-2 en Gil *et al.*, 2009), que ha sido correlacionada de forma precisa con áreas más externas de la Cuenca Ibérica (García-Hidalgo *et al.*, 2012). Dicha secuencia se encuadra en un contexto eustático singular, puesto que coincide con el momento de máximo ascenso del nivel del mar del Cretácico Superior, reconocido a escala global (Hardenbol *et al.*, 1998, entre otros). Ello permitió la llegada de facies y faunas de plataforma externa a áreas de margen costero como las que constituyen el área de estudio, quedando éstas localizadas al N del pliegue de Sepúlveda. Por el contrario, al sur de dicho pliegue la secuencia del Coniaciense muestra un acusado cambio, con facies de plataforma interna muy proximal con la presencia creciente de siliciclásticos a techo.

El pliegue de Sepúlveda es un pliegue en rodilla tipo *bending*, sin despegue, en el que los materiales mesozoicos se adaptan a la morfología del basamento. Forma parte del sistema de cabalgamientos imbricados de piel gruesa vergentes al N, responsables del relieve actual del Sistema Central (Gómez y Babín, 1996). Dicha estructura viene a coincidir geográficamente con uno de los escalones tectó-

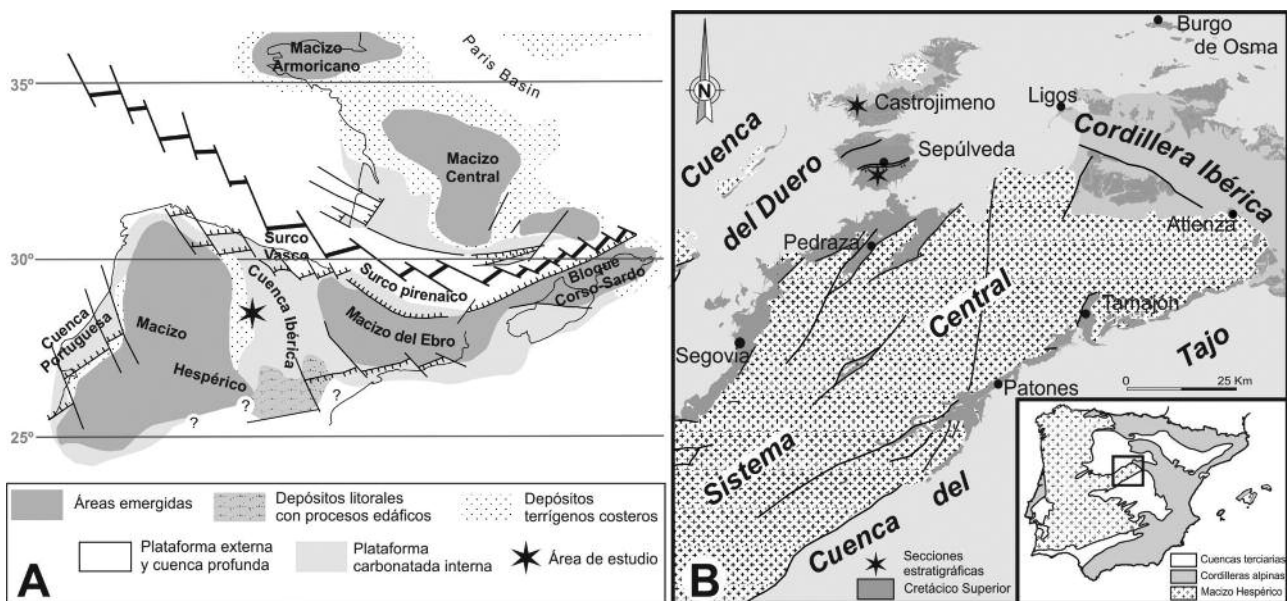


Fig. 1.- Localización del área de estudio. A: Esquema paleogeográfico de la Cuenca Ibérica dentro del ámbito del Tethys durante el Coniaciense, reflejando los principales ambientes deposicionales. B: Esquema geográfico y geológico mostrando la situación de los afloramientos estudiados: sección de Castrojimeno (UTM30 X: 429.972; Y: 4.583.801); y, sección del Mirador de Zuloaga (Sepúlveda) (UTM30 X: 436.492; Y: 4.571.405)

nicos identificados por Alonso (1981) que, en régimen distensivo, configuraron el borde suroccidental de la Cuenca Ibérica a comienzos del Cretácico Superior. A pesar de la coincidencia espacial de ambas estructuras, la diferente orientación de sus trazas, NW-SE subparalela a la Cuenca Ibérica en el caso del escalón de Sepúlveda (Alonso, *op. cit.*) y ENE-OSO subparalelo al Sistema Central en el del pliegue-falla (Gómez y Babín, 1998), no sugiere en principio relación entre ambas. Conocer las implicaciones tectosedimentarias que alguno de estos accidentes tectónicos pudiera tener en el acusado cambio de facies que actualmente se observa en la secuencia del Coniaciense, constituye el objetivo de este trabajo.

Sucesión sedimentaria y facies

El estudio se ha centrado en el levantamiento y correlación de dos secciones estratigráficas situadas respectivamente a ambos lados del pliegue de Sepúlveda (Fig. 1B): al N, la sección de Castrojimeno, que ya ha sido descrita de forma detallada en trabajos recientes (Gil *et al.*, 2009; García-Hidalgo *et al.*, 2012); y, al Sur, la sección del Mirador de Zuloaga, levantada sobre el flanco meridional del pliegue, habiendo sido descrita inicialmente por Alonso (1981). La descripción detallada de las facies, asociaciones e interpretación ambiental de ambas secciones se recoge en la Tabla I.

En Castrojimeno, la secuencia del Coniaciense (DS-2) está representada por materiales de la Fm Hortezuolos (Fig. 2; Gil *et al.*, 2004), llegándose a identificar aquí los tres litosomas característicos (Fig. 3) de esta unidad en su localización tipo (García-Hidalgo *et al.*, 2012): un litosoma inferior (a en Fig. 3), constituido por calizas bioclásticas y oolíticas en bancos tableados bien definidos (Fig. 4; subfacies 2₂₋₃ en Tabla I); un litosoma intermedio muy fosilífero (b en Fig. 3), constituido por calizas arcillosas nodulares y margas grises (subfacies 1₁₋₂), que hacia techo se enriquece progresivamente en términos bioclásticos (subfacies 2₂), dando paso a un litosoma superior (c en Fig. 3), de naturaleza calcárea y dispuesto en bancos de espesor medio, constituido por una gradación de calizas micríticas, calizas bioclásticas con texturas *floatstone* – *rudstones* y biostromos de rudistas con fábricas autóctonas y parautóctonas (subfacies 2₁₋₂). La sucesión se completa con un cuarto litosoma (d en Fig. 3), de carácter local, que se entrelaza lateralmente con el anterior y que está compuesto por margas y margocalizas de escaso contenido fosilífero (subfacies 3₁).



Fig. 3.- Vista panorámica de la secuencia coniaciense de 3^{er} orden (DS-2) en los alrededores de Castrojimeno, mostrando los límites de secuencia (SB-2 y SB-3) y los característicos litosomas internos de la Formación Hortezuolos (a, b, c), así como la presencia de un litosoma local (d) de ambientes litorales restringidos (subfacies 3₁; Tabla I) a techo.

Secuencia 3 ^{er} orden	BORDE NORTE DEL SISTEMA CENTRAL		
	SO	CENTRO	NE
DS-2	Fm. Utrillas	Fm. Caballar	Fm. Hortezuolos
DS-1		Mb. Segovia	(*)

Fig. 2.- Síntesis litoestratigráfica para el Turoniense superior-Coniaciense en el borde Norte del Sistema Central. Los afloramientos estudiados se localizan en la zona de enlace entre el sector centro (Mirador de Zuloaga) y el NE (Castrojimeno). (*) Formación Muñecas. Modificado de Gil *et al.* (2004).

En la sección del Mirador de Zuloaga (Fig. 4), la secuencia del Coniaciense está representada por materiales de la Formación Caballar (Fig. 2), en la que de base a techo se reconoce: i) un litosoma inferior de escaso espesor y solo parcialmente dolomitizado (subfacies 4₁) compuesto por calizas oolíticas y bioclásticas (subfacies 2₂₋₃), localmente con carácter lumaquélico (Fig. 5); ii) un potente litosoma intermedio compuesto por dolomías bien estratificadas de grano fino, con estratificación cruzada de amplia escala (subfacies 4₁), dolomías masivas y tractivas con abundante porosidad móldica (subfacies 4₂), dolomías tableadas con laminación ondulada de algas y *ripples* (subfacies 4₃) y dolomías brechoides (subfacies 4₄); y iii) un conjunto superior compuesto por areniscas dolomíticas (subfacies 5₁) y arenas ocres homométricas de grano fino (subfacies 5₂) y de grano medio con estratificación cruzada, laminación ondulada, fragmentos fósiles y una tendencia granocreciente, (subfacies 5₃).

Correlación estratigráfica

La sucesión sedimentaria descrita en la sección de Castrojimeno refleja de forma clara, una tendencia deposicional transgresivo-regresiva de la secuencia de 3^{er} orden (DS-2) que la contiene (Fig. 6). Ésta da comienzo con facies de plataforma interna de alto gradiente hidrodinámico en el litosoma inferior; continúa con facies de plataforma externa en el litosoma intermedio, pasando gradualmente a facies nuevamente de plataforma interna y de ambientes restringidos (*lagoon*) en el litosoma superior. Superpuesto a esta tendencia deposicional de gran amplitud, Gil *et al.* (2009) identificaron un patrón interno de mayor frecuencia, compuesto por cinco conjuntos de parasecuencias o secuencias de 4^o orden (Fig. 4).

Asociación de Facies	Subfacies	Litofacies	Biofacies y bioturbación	Interpretación ambiental
Plataforma carbonatada externa	1 ₁ Margas fosilíferas	Margas grises y calizas arcillosas (<i>mudstone</i>) masivas	Ostreidos, ammonites, equinodermos irregulares, isocardias y otros bivalvos, gasterópodos. Ostreidos y ammonites suelen estar bio-perforados, ferruginizados y colonizados por anélidos.	Ambientes marinos abiertos de bajo gradiente hidrodinámico y baja tasa de sedimentación. Plataforma carbonatada externa por debajo del nivel de base de tormentas.
	1 ₂ Calizas nodulares	Calizas arcillosas nodulares (<i>mudstone - wackestone</i>). Superficies ferruginosas.	Gasterópodos, bivalvos, briozoos, discórbidos, miliólidos y algas verdes. Bioturbación abundante.	
Plataforma carbonatada interna	2 ₁ Calizas micríticas	Calizas (<i>mudstone - wackestone</i>) en bancos de espesor fino a medio, localmente con <i>hard-grounds</i> frecuentes a techo de los mismos o gradando verticalmente a subfacies 2 ₂ y 2 ₃ .	Foraminíferos bentónicos, gasterópodos, bivalvos, corales solitarios, fragmentos de bivalvos de concha fina. Localmente, bioturbación y bioerosión a techo de los bancos.	Plataforma carbonatada interna distal. Alternancia de condiciones de alto (barras de plataforma) y bajo gradiente hidrodinámico (zonas de sombra), entre el nivel de base de buen tiempo y el de tormentas.
	2 ₂ Calizas bioclásticas	Calizas (<i>floatstone - rudstone</i>) grano- y estratocrecientes a techo. Bioclastos angulares a bien redondeados e imbricados. Intraclastos micríticos retrabajados.	Fragmentos de ostreidos en la parte inferior de la sucesión de plataforma y fragmentos de rudistas en la parte superior. Los fragmentos de concha suelen estar bio-perforados. Bioturbación escasa.	
	2 ₃ Calizas oolíticas	Calizas oolíticas y bioclásticas (<i>packstone - grainstone</i>). Intraclastos bien redondeados y bioclastos oolitizados. Masivas o con estratificación cruzada planar y de surco de gran escala. Escasos extraclastos de cuarzo	Fragmentos de radiolíticos, gasterópodos, equinodermos, briozoos y algas rojas. Foraminíferos bentónicos. No bioturbación	
	2 ₄ Calizas con rudistas	Bioconstrucciones de rudistas con fábricas autóctonas y para-autóctonas abiertas a densamente empaquetadas. Alternan con niveles bioclásticos que muestran texturas <i>floatstones</i> a <i>rudstones</i> .	Asociaciones mono- a pauci-específicas de radiolíticos, biradiolíticos, requiñidos hippuríticos y vaccínidos. Fragmentos de rudistas escasamente re-elaborados.	
Lagoon	3 ₁ Margas amarillas	Margas amarillas y ocre y calizas arcillosas nodulares. Niveles de limos.	Radiolíticos e hippuríticos aislados; foraminíferos bentónicos. Fragmentos de rudistas y otros bivalvos. Abundante bioturbación.	Ambientes restringidos submareales de bajo gradiente hidrodinámico. Ambientes protegidos de lagoon.
Litoral carbonatado	4 ₁ Dolomías micríticas	Dolomías de grano fino (<i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> recristalizado) en bancos bien definidos. Frecuentes <i>hard-ground</i> a techo de los bancos. Estratificación cruzada localmente	Porosidad móldica; bioturbación a techo de los bancos.	Ambientes submareales a intermareales de una llanura mareal costera carbonatada con presencia común de aguas meteóricas ácidas
	4 ₂ Dolomías masivas	Dolomías tractivas en bancos bien definidos de espesor medio. Sin estructura interna aparente. Son de grano grueso	Abundante porosidad móldica	
	4 ₃ Dolomías tableadas	Dolomías tableadas en bancos bien definidos con una fina laminación interna plano-paralela de algas y ondulada (<i>wavy bedding</i>). <i>Ripples</i> , laminación fenestral. Superficies ferruginosas a techo de los bancos.	Abundante porosidad móldica. Escasa bioturbación a techo de los bancos.	
	4 ₄ Brechas dolomíticas	Dolomías pardo-amarillentas de aspecto nodular a marcadamente brechoide. Geodas	Intensa bioturbación. Escasos fragmentos de rudistas (moldes internos)	
Litoral siliciclástico	5 ₁ Areniscas carbonatadas	Areniscas con cemento carbonatado, en bancos bien definidos de espesor medio a grueso, localmente erosivos. Estratificación cruzada planar interna. Con moscovita		Ambientes submareales a intermareales de una llanura mareal costera siliciclástica
	5 ₂ Arenas finas	Arenas ocre de grano fino, localmente limos arenosos. Estratificación cruzada planar. Moscovita, Glauconita?		
	5 ₃ Arenas de grano medio	Arenas ocre de grano medio. Estratificación cruzada planar y de surco de gran escala. Laminación ondulada (<i>wavy bedding</i>) y cruzada planar contrapuesta (<i>herringbone</i>). Cantos blandos. Superficie ferruginosa local.	Fragmentos de radiolíticos escasamente re-elaborados. Escamas de peces	

Tabla I.- Síntesis de las principales facies y asociaciones de facies de la secuencia coniaciense de 3^{er} orden (DS-2) en el área de estudio, así como su interpretación ambiental.

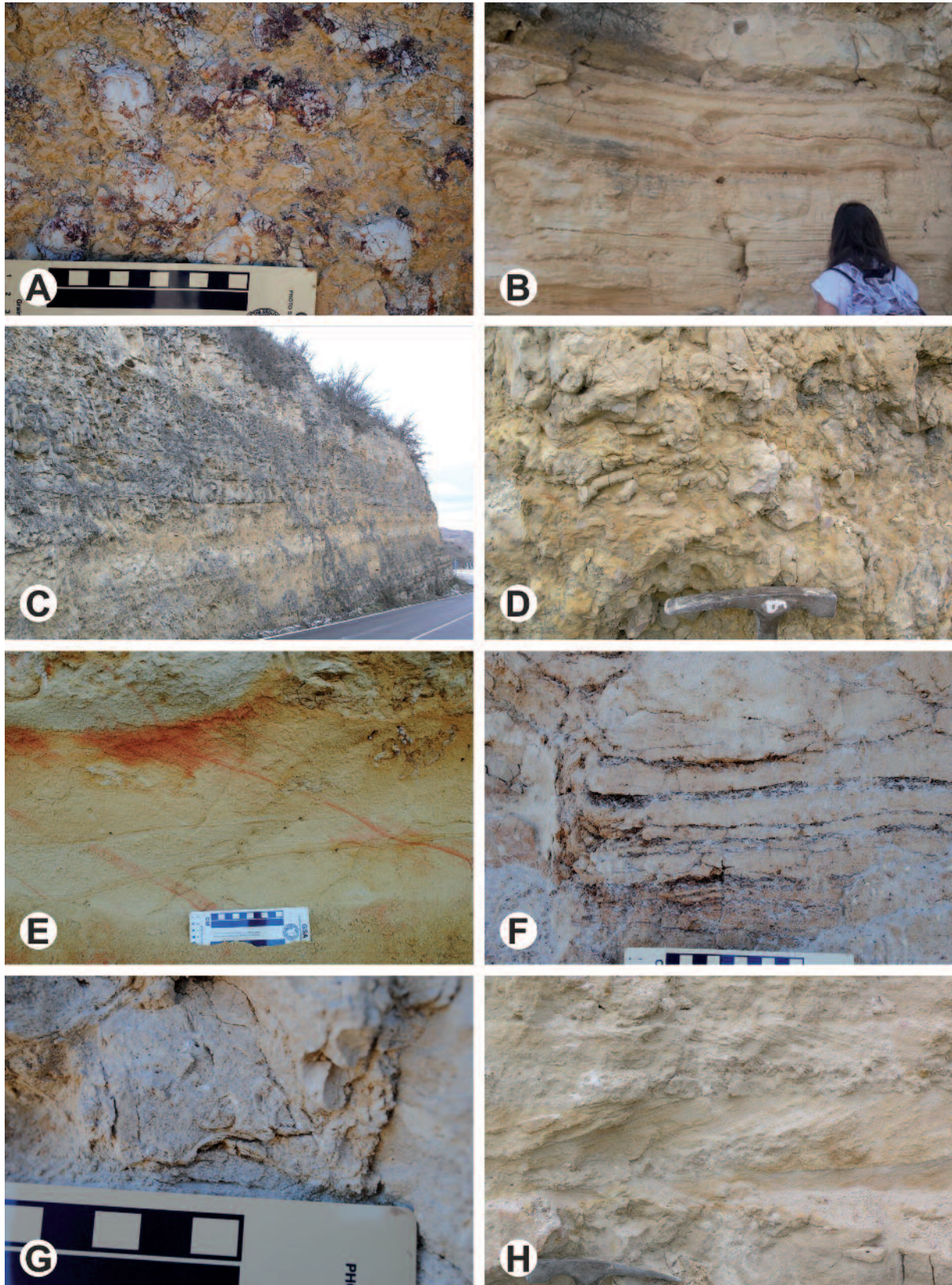


Fig. 5.- Aspectos estratigráficos y biosedimentarios de la secuencia coniaciense de 3^{er} orden (DS-2) en el afloramiento del Mirador de Zuloaga (Sepúlveda). A: Acumulación de bivalvos blancos a techo de un banco de calizas oolíticas recrystalizadas. Los bivalvos están escasamente fragmentados por aplastamiento, ferruginizados y muestran las dos valvas. B: Dolomías tableadas con una fina laminación interna de algas en la parte inferior del litosoma intermedio. C: Estratificación cruzada de bajo ángulo y amplia escala en el litosoma intermedio. D: Detalle de la intensa bioturbación existente a techo del litosoma intermedio, confiriéndole al tramo un aspecto marcadamente brechoide. E: Arenas amarillas de grano fino, mostrando estratificación cruzada planar; base del litosoma superior. F: Laminación ondulada de arenas por grano medio y arcillas rojas, semicubiertas. G: fragmentos de radiolíticos dentro de un banco de arenas blancas de grano medio escasamente cementadas; techo del litosoma superior. H: Arenas blancas de grano medio mostrando estratificación cruzada contrapuesta a techo del litosoma superior. Escala gráfica en A, E, F y G en centímetros.

Por otra parte, en el Mirador de Zuloaga, la secuencia DS-2 muestra igualmente una tendencia transgresivo-regresiva de amplio rango, aunque menos marcada que en la sección de Castrojimeno, en la que destaca el relevo de las facies litorales carbonatadas por siliciclásticos de margen costero en la parte superior.

La correlación detallada de ambas secciones permite identificar, aunque con facies diferentes, los conjuntos de parasecuencias (4º orden) correspondientes a la etapa de nivel del mar alto (HNR + FRST; Fig. 6) de la secuencia DS-2. Dicha correlación muestra una geometría en cuña con una brusca pérdida de espesor en la sección del Mirador de Zuloaga con respecto a la de Castrojimeno, puesta de manifiesto por un acuñamiento basal (*onlap*) del 1º, 2º y casi la totalidad del 3º conjunto de parasecuencias. La correlación de los dos conjuntos de parasecuencias superiores es más sencilla, pudiéndose reconocer sus litosomas internos así como una ligera reducción de su espesor en la sección del Mirador de Zuloaga.

Así mismo, se constata un brusco cambio de facies entre ambas secciones, pasando de escenarios de plataforma interna a escenarios mucho más someros de ambientes costeros mareales, donde la llegada de siliciclásticos a techo y la intensidad de los procesos de dolomitización denotan una mayor proximidad de la línea de costa. Un buen ejemplo de este cambio de facies se observa en el conjunto de parasecuencias superior (ds-2.6; Fig. 6), representada de base a techo en Castrojimeno por facies de ambientes claramente submareales de plataforma interna con desarrollo de barras, parches arrecifales y zonas restringidas de lagoon, mientras que en el Mirador de Zuloaga las facies carbonatadas son de ambientes mareales costeros y están dolomitizadas, observándose el progresivo reemplazamiento de aquéllas por arenas y areniscas ocres de grano fino, primero mediante una alternancia de ambos tipos de facies y posteriormente, por el predominio de los términos siliciclásticos. Ello refleja una inequívoca tendencia regresiva (FRST) en la parte final de la secuencia coniaciense de 3º orden (DS-2) que la contiene.

Discusión

A la vista de la correlación descrita, la cuestión que se plantea es determinar si la pérdida de espesor de la secuencia de 3º orden y el acusado cambio de facies existente entre las dos secciones se debe a un control tectónico sinsedimentario asociado al umbral de Sepúlveda descrito por Alonso (1981), o a un acortamiento tectónico durante la estructuración alpina relacionado con el actual pliegue en rodilla de Sepúlveda.

En principio, la diferente orientación de las trazas cartográficas de ambas estructuras, NO-SE subparalela a la Cuenca Ibérica en el caso del escalón de Sepúlveda (Alonso, 1981) y ENE-OSO subparalelo al Sistema Central en el del pliegue-falla (Gómez y Babín, 1998), no sugiere relación entre ambas. En consecuencia, la falla que ha generado el pliegue de Sepúlveda no parece ser la misma que generó el escalón mesozoico. Sin embargo, su coincidencia espacial podría explicarse a partir del hecho de que

la existencia de la falla normal mesozoica generase una zona de debilidad cortical, que posteriormente habría sido aprovechada durante la estructuración alpina para generar nuevas estructuras en un régimen de esfuerzos diferente.

El pliegue de Sepúlveda es un pliegue de tipo *bending* en rodilla que forma parte del sistema de cabalgamientos imbricados vergentes al N, responsables del rejuvenecimiento del relieve actual del Sistema Central (Gómez y Babín, 1996).

A diferencia de lo que ocurre en el borde sur del Sistema Central, la estructuración alpina en el borde norte está materializada por un mayor número de fallas y en sus consiguientes pliegues de propagación asociados, que son vergentes hacia la Cuenca del Duero. Ello está relacionado con la existencia de un basamento hercínico compuesto por rocas metamórficas de bajo grado (pizarras y esquistos), que se fracturan más fácilmente en los niveles estructurales superiores. Esto ha provocado que el acortamiento tectónico asociado a este borde norte del Sistema Central haya quedado muy distribuido en cada una de las fallas del sistema de cabalgamientos, siendo en todos los casos de muy pequeña magnitud (De Vicente *et al.*, 2007).

En el caso que nos ocupa, la falla inversa asociada al pliegue de Sepúlveda enraíza en el basamento rápidamente, de forma que no hay nivel de despegue apreciable (De Vicente, 2009; Gómez y Babín, 1998). La reconstrucción palinopástica a partir de los datos geométricos aportados por los autores previos supone unas estimaciones de máximo acortamiento que apenas superan los 500 m en dirección ONO-ESE. Así mismo, las observaciones que parcialmente se pueden realizar en el flanco vertical del pliegue permiten reconocer una sucesión de facies similar a la descrita en el Mirador de Zuloaga. Consecuentemente, el acusado cambio de facies y de espesores de los materiales coniacienses descrito entre las secciones de Castrojimeno y el Mirador de Zuloaga no parece estar justificado por un acortamiento alpino asociado al pliegue de Sepúlveda.

Así, aunque Alonso (1981) concluye que el escalón de Sepúlveda asociado a una falla normal, afectó únicamente a su ciclo sedimentario inferior (Cenomaniense), la correlación arriba descrita sugiere que dicho umbral debió ser un condicionante paleogeográfico aún al menos hasta la base del Coniaciense. Dicho accidente tectónico definió hacia el S (sección del Mirador de Zuloaga) un alto paleogeográfico que generó, tanto el acuñamiento basal de los tres conjuntos de parasecuencias inferiores, como una marcada somerización de los ambientes deposicionales y en consecuencia, de las facies en los conjuntos de parasecuencias superiores. La ligera reducción de espesor de estos últimos no justifica el funcionamiento de la falla durante su depósito; y, la presencia y relativa abundancia de términos siliciclásticos, que reflejan una mayor proximidad de la línea de costa, es fácilmente explicable en el marco eustático regresivo que impone el final de la secuencia de 3º orden DS-2 que los contiene.

No obstante, la actividad tectónica de dicho accidente paleogeográfico parece haber tenido un carácter episódico, que queda circunscrito a la discontinuidad sedimentaria asociada al límite inferior de secuencia (SB-2), habida

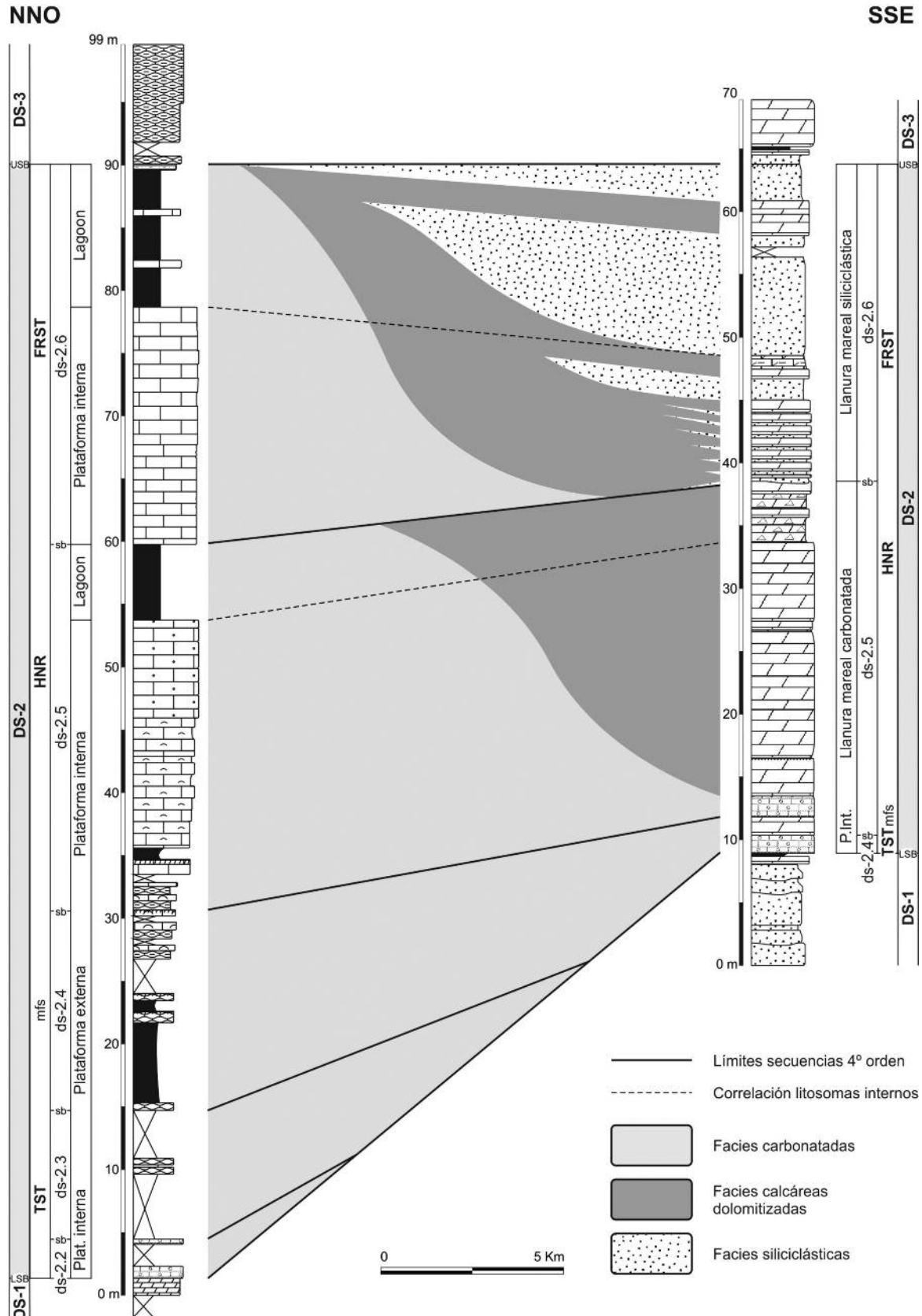


Fig. 6.- Esquema de correlación de la secuencia coniaciense de 3^{er} orden (DS-2), mostrando la arquitectura deposicional de alta frecuencia interna y las relaciones de facies entre los dos afloramientos estudiados. Se observa una brusca reducción del espesor de la secuencia en la sección del Mirador de Zuloaga, marcada por la desaparición de los dos conjuntos de parasecuencias inferiores (ds-2.2 y ds-2.3) y casi la totalidad del tercer conjunto de parasecuencias (ds-2.4). Los dos conjuntos de parasecuencias superiores (ds-2.5 y ds-2.6) son fácilmente correlacionables, llegándose a identificar sus litosomas internos; sin embargo, muestran un acusado cambio de facies entre las de ambientes claramente submareales de plataforma carbonatada interna en la sección de Castrojimo y las de llanura mareal carbonatada y siliciclástica en las del Mirador de Zuloaga, mostrando en este último caso una tendencia somerizante a techo. TST, Cortejo transgresivo; mfs, Superficie de máxima inundación; HNR, Cortejo de regresión normal; FRST, Cortejo de regresión forzada.

cuenta de que en la secuencia de 3^{er} orden infrayacente (SD-1, Figs. 4 y 6) no se constata un control tectónico significativo durante su depósito, ni tampoco con carácter previo (Gil *et al.*, 2008). Así lo demuestra la homogeneidad de espesores y de facies, en las que un nivel de dolomías rojas tableadas con laminaciones de algas, con las que culmina la mencionada secuencia SD-1, se convierte en horizonte guía de correlación regional a ambos lados de la falla, al contrario de lo que sucede en la secuencia del Coniaciense (DS-2).

Los resultados de este trabajo se suman a otros previos con los que se puede afirmar que, aunque la segunda etapa de *rifting* en la Cuenca Ibérica finalizó con carácter general en el Albiense Medio (Mas *et al.*, 2004), la tectónica distensiva continuó con carácter episódico al menos hasta el Coniaciense, estando marginalmente asociada a los accidentes tectónicos que configuraron el borde de la cuenca. Se han reconocido episodios tectónicos que fueron en unos casos sincrónicos con eventos deposicionales, tal y como ocurre con la Falla de San Leonardo de Yagüe (Borde Sur de la Sierra de la Demanda-Cameros), cuyo funcionamiento ha quedado registrado en el relleno sedimentario de la secuencia de 3^{er} orden del Turoniense Superior (DS-1), distorsionando notablemente el espesor de varias de sus parasecuencias internas (Gil *et al.*, 2006). En otros casos, dichos episodios tectónicos parecen estar asociados a las discontinuidades estratigráficas de los límites de estas secuencias deposicionales, tal y como ocurre en el caso que nos ocupa y en otros previamente descritos en el borde sur del Sistema Central (Gil *et al.*, 1993; Gil y García, 1996).

Conclusiones

La falla asociada al pliegue de Sepúlveda no es la misma que la que generó el umbral mesozoico señalado inicialmente por Alonso (1981), tal y como sugieren sus diferentes trazas cartográficas. No obstante, la presencia de la segunda invoca la existencia de una zona de debilidad cortical, que habría sido aprovechada durante la estructuración alpina generando la falla actual y el pliegue asociado. Ello explicaría la coincidencia espacial de ambos accidentes tectónicos.

El acusado cambio de facies y espesores entre las sucesiones de ambas secciones no se puede explicar por un posible acortamiento tectónico alpino, puesto que la falla asociada al pliegue no muestra un nivel de despegue apreciable y las sucesiones y facies en ambos flancos del pliegue son similares.

En consecuencia, las diferencias de facies y espesores que muestra la secuencia del Coniaciense (DS-2) solo pueden tener un origen sinsedimentario, de manera que, el “escalón de Sepúlveda” señalado por Alonso (1981) habría sido un condicionante paleogeográfico, al menos hasta la base del Coniaciense, afectando al espacio de acomodación durante el depósito de esta secuencia. No obstante, su funcionamiento habría tenido un carácter episódico, puesto que la secuencia precedente (SD-1, en Gil *et al.*, 2008) muestra sucesiones muy homogéneas en facies y espesores a ambos lados del escalón.

A pesar de que el Cretácico Superior representó una etapa de quiescencia tectónica una vez finalizada la segunda etapa de *rifting* de la Cuenca Ibérica en el Albiense Medio (Mas *et al.*, 2004), los resultados de este trabajo se suman a otros en los que se constata la existencia de episodios de tectónica distensiva asociada a los bordes de dicha cuenca al menos hasta la base del Coniaciense.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco del Proyecto de investigación CGL2009-12008/BTE de la Dirección General de Investigación y Gestión del Plan Nacional I+D+i del Ministerio de Economía y Competitividad. Los autores agradecen la revisión crítica de dos revisores anónimos, cuyos comentarios y sugerencias han contribuido a mejorar la calidad final del manuscrito.

Referencias

- Alonso, A. (1981): *El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central)*. Seminarios de Estratigrafía, Serie monografías 7, Madrid, 271 p.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloething, S., González Casado, J.M., Van Wees, J.D., Alvarez, J., Carbó, A. y Olaiz, A. (2007): Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58: 335-381.
- De Vicente, G. (2009): Sepúlveda. En: *Guía ilustrada de los cabalgamientos alpinos en el Sistema Central* (G. de Vicente Ed.), Publicación especial Reduca, 107-113.
- García-Hidalgo, J.F., Barroso-Barcenilla, F., Gil-Gil, J., Martínez, R., Pons, J.M. y Segura, M. (2012): Stratal, sedimentary and faunal relationships in the Coniacian 3rd-order sequence of the Iberian Basin, Spain. *Cretaceous Research*, 34: 268-283.
- Gil, J., García, A. y Segura, M. (1993): Secuencias deposicionales del Cretácico en el flanco sur del Sistema Central. *Geogaceta*, 13: 43-45.
- Gil, J. y García, A. (1996): El Cretácico del borde meridional del Sistema Central: unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geológicos*, 52: 37-49.
- Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García-Hidalgo, J.F. y García, A., (2004): Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17: 249-266.
- Gil, J., Segura, M., García-Hidalgo, J.F. y Carenas, B. (2006): High-frequency cyclicity in the Upper Cretaceous of the Northern Iberian Range (Spain). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 157: 667-686.
- Gil, J., García-Hidalgo, J.F., Segura, M., Carenas, B., García, A., Temiño, J. y Díaz de Neira, A. (2008): Arquitectura estratigráfica de alta frecuencia de una secuencia de 3^{er} orden en el margen costero de la Cuenca Ibérica (Provincia de Segovia, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 102: 15-33.
- Gil, J., Pons, J.M. y Segura, M. (2009): Succession of rudistid lithosomes along the western coastal margin of the Iberian Basin (Coniacian, Castrojimeno section, central Spain). *Facies*, 55: 523-539.
- Gil, J., García-Hidalgo, J.F., Segura, M., López, F., García, A., Díaz de Neira, J.A., Montes, M. y Nozal, F. (2010): El Cretá-

- cico del Sistema Central (España): Registro estratigráfico, contexto deposicional y esquema evolutivo. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 104: 14-36.
- Gómez, D. y Babín, R. (1996): Los pliegues de propagación de falla de la región centro-oriental del Sistema central. Análisis geométrico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 297-309.
- Gómez, D. y Babín, R. (1998): Geometría de las fallas inversas de la zona de Sepúlveda (borde norte del Sistema Central) a partir de modelos de pliegues de propagación falla. *Geogaceta*, 23: 67-70.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.C. de y Vail, P.R. (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. Chart 1, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic chart. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P. Vail, Eds.). SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication 60, Appendix.
- Mas, R., García, A., Salas, R., Meléndez, A., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J. y Segura, M. (2004): Segunda fase de rifting: Jurásico Superior – Cretácico inferior. En: *Geología de España* (J.A. Vera Ed.). Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 503-510.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 16/10/2013

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 20/11/2013

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 24/11/2013