

El Cretácico del Sistema Central (España): Registro estratigráfico, contexto deposicional y esquema evolutivo

The Cretaceous of the Sistema Central (Spain): Stratigraphic record, depositional framework and evolutionary scheme

Javier Gil^{1*}, José F. García-Hidalgo^{1*}, Manuel Segura^{1*}, Fabián López Olmedo^{2*}, Álvaro García^{3*}, José Alberto Díaz de Neira^{2*}, Manuel Montes², Francisco Nozal²

1. *Área de Estratigrafía, Departamento de Geología, Universidad de Alcalá. 28871, Alcalá de Henares (Madrid).*

javier.gil@uah.es; manuel.segura@uah.es; jose.garciahidalgo@uah.es

2. *Instituto Geológico y Minero de España (IGME).*

c/ La Calera 1. 28760, Tres Cantos (Madrid).

fa.lopez@igme.es; j.diazdeneira@igme.es; m.montes@igme.es; f.nozal@igme.es

3. *Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas,*

Universidad Complutense. 28040, Madrid. alvaro.garcia@geo.ucm.es

*. *IBERCRETA Grupo de Investigación Universidad de Alcalá, CTE 2007/R23*

PALABRAS CLAVE: Unidades estratigráficas, Megasecuencias deposicionales, Cretácico Superior, Sistema Central, España

KEY WORDS: Stratigraphic units, Depositional megasequences, Upper Cretaceous, Sistema Central, Spain

RESUMEN

El Cretácico del Sistema Central representa las sucesiones sedimentarias de margen costero de las plataformas carbonatadas, que desarrolladas a partir de la cuenca Ibérica (cordillera Ibérica después de la orogénesis alpina), se extendieron sobre el margen oriental del macizo Ibérico a favor del gran ascenso eustático y de la subsidencia térmica regional. Tras la estructuración alpina del macizo Ibérico, la mayor parte de estos apilamientos sedimentarios han quedado ocultos bajo el relleno cenozoico de las cuencas del Duero y del Tajo; otra buena parte de ellos han desaparecido por la erosión subsecuente al levantamiento de la cordillera Cantábrica, el Sistema Central y los Montes de Toledo. Así, hoy en día afloran esporádicamente en el borde meridional de la Cantábrica occidental, borde septentrional de los Montes de Toledo y en depresiones internas del Sistema Central, y de manera más profusa, en los márgenes N y S del Sistema Central a lo largo de sendas bandas casi continuas. Estos afloramientos constituyen una de las escasas oportunidades que existen para conocer en detalle cómo son estas sucesiones de margen costero, reconstruyendo su arquitectura estratigráfica y su patrón de apilamiento deposicional. Ello ha permitido: (i) reconocer las relaciones laterales entre las facies carbonatadas de plataforma de áreas más internas de la cuenca y las facies siliciclásticas de margen costero, dentro del marco conceptual que impone la estratigrafía secuencial; (ii) demostrar y determinar el diacronismo de las unidades litoestratigráficas formales, cuyos límites superan, en muchos casos, los de las secuencias deposicionales; (iii) relacionar secuencialmente materiales afines de otros márgenes de la cuenca del Duero; (iv) identificar eventos de discontinuidad mayor a partir del reconocimiento de discordancias erosivas costeras, que puedan correlacionarse con sucesiones de áreas más centrales de la cuenca, y con ello, reconocer las paraconformidades presentes en el registro sedimentario de aquellas áreas; y (v) identificar cuatro unidades genéticas o mesosecuencias, asimilables a ciclos de 2º orden por su amplitud temporal y origen tecto-eustático, que permiten reconocer el marco evolutivo de este margen costero durante el Cretácico Superior.

ABSTRACT

Cretaceous rocks at the Sistema Central (central Spain) represent the coastal margin sediments of the carbonate platforms developed in the Iberian basin during the large Upper Cretaceous eustatic sea-level rise. They consist of a lower succession of mainly terrigenous sediments (sands, sandstones, clays, marls and minor dolostones), an intermediate carbonate succession (dolostones, limestones and marls) and an upper terrigenous and evaporitic succession (sands, clays and gypsums), which have been traditionally considered uppermost Cretaceous - Paleocene in age but, as suggested by recent data, they should be considered older (Campanian-Maastrichtian).

Most of Cretaceous sediments at the western coastal margin of the Iberian basin were eroded after the tectonic inversion of the Iberian massif (Iberian microplate) along the Alpine orogeny, or are presently covered by cainozoic deposits of the cainozoic Duero and Tajo basins. Exceptionally, these sediments crop out on the southwest edge of the cordillera Cantábrica, on northern margin of Montes de Toledo and more widely, on both sides of the Sistema Central.

Then, the Cretaceous outcrops of the Sistema Central are one of the scarce areas we have to know in detail these sediments, reconstructing both their depositional stacking pattern, composed of different-order superimposed depositional sequences (Figure 5) and their wedge-shaped stratigraphic architecture as well; which, in general, shows that the subsequent sequences were progressively more extensive, onlapping onto the coastal margin, until the Santonian-Campanian, and from then they were continuously recessive prograding towards the Cantabrian margin (NW) until the end of the Cretaceous.

More specifically, the stacking pattern and the stratigraphic architecture allow to: (i) recognize the lateral relationships between platform carbonate facies deposited in central areas of the basin and siliciclastic facies at the coastal margin within the conceptual framework of sequence stratigraphy; (ii) demonstrate the diachronism of formal lithostratigraphic units, whose boundaries exceed sequence boundaries in many cases; (iii) correlate with these sequences, units from other margins of the Duero basin; (iv) identify major regional discontinuities from recognition of coastal erosive unconformities, which can be traced to their correlative sediments in more internal areas of the basin, recognizing thus paraconformable strata in the record of these areas; and (v) identify four mesosequences, tectono-eustatic origin, which subsequently allow to reconstruct the evolutionary framework of this coastal margin along the Upper Cretaceous.

Mesosequence I (Cenomanian Middle Turonian) is bounded by two major eustatic discontinuities, being represented on both sides of the Sistema Central by siliciclastic facies to the SW, mixed facies in the central part and carbonate facies at the NE. It is composed of three 3rd-order sequences with an overall transgressive-regressive trend (Figure 6), which is clearly recognizable by geometrical relationships of the internal sequences and by facies belt displacements.

Mesosequences II and III (Upper Turonian – Lower Santonian and Middle Santonian – Lower Campanian, respectively), consist of two and three 3rd-order sequences respectively. Both constitute the vast carbonate masses of the entire Cretaceous (intermediate carbonate succession) in this area. Southwestwards the thinning of this huge carbonate succession and the lateral transition to terrigenous facies of the coastal margin can be observed; some of these terrigenous deposits could be recognized on the west margin of the Duero basin (provinces of Zamora and Salamanca). The boundary between both mesosequences is a major tectonic discontinuity at microplate scale, and it might represent the onset of the first tectonic events of the alpine cycle in the studied area.

Mesosequence IV (Middle Campanian-Maastrichtian) is represented by the upper terrigenous-evaporitic succession. Its lower boundary is a major, eustatic discontinuity; although, it has been locally mapped as a cartographic unconformity (Valdeprados, Segovia), representing a major break in the general sedimentary trend, with the end of open marine sedimentation characteristic of the underlying mesosequences. In fact, until the recent finds of cretaceous vertebrate faunas at the north of the Sistema Central, the sediments of this mesosequence had been assigned mostly to the Paleocene, being correlated with other tertiary deposits of the Duero and Tajo basins. The depositional stacking pattern of their internal 3rd-order sequences has not been determined yet.

1. INTRODUCCIÓN

En el Sistema Central, los depósitos del Cretácico Superior constituyen la mayor parte de su cobertera tabular meso-paleógena prealpina. Las directrices alpinas de este macizo montañoso, junto con los procesos erosivos que afectaron a dicha cobertera durante el plegamiento y el posterior relleno postorogénico de las dos cuencas adyacentes, propiciaron que los afloramientos de esta cobertera quedasen relegados a dos estrechas bandas de dirección SO-NE paralelas al Sistema Central (Fig. 1). Ambas bandas separan, desde un punto de vista estratigráfico y cartográfico, los materiales variscos del macizo Hespérico de los depósitos neógenos de las cuencas del Duero y Tajo. Existe un tercer conjunto de afloramientos, aislados y de menor extensión, en el valle del Lozoya y en la depresión de Campozálvaro, que son perfectamente correlacionables con las sucesiones de dichas bandas.

Si estructuralmente estos sedimentos cretácicos pertenecen al ámbito del Sistema Central, desde un punto de vista sedimentario y genético, forman parte del dominio de la cuenca Ibérica (actual cordillera Ibérica). Durante el Cretácico Superior, la región constituyó el margen costero de dicha cuenca hacia el macizo Hespérico y sus áreas de plataforma interna adyacentes, de manera que su registro sedimentario estuvo

genéticamente relacionado con los episodios deposicionales desarrollados en la cuenca (Fig. 2).

Estas sucesiones presentan: (i) un registro sedimentario más incompleto, con numerosos hiatos y lagunas estratigráficas; (ii) escasez de fósiles bioestratigráficamente válidos; y (iii) están generalmente recristalizadas y dolomitizadas. A pesar de ello, son sucesiones muy interesantes puesto que aportan información tanto de las áreas emergidas a través de la naturaleza de sus aportes terrígenos y de sus estructuras sedimentarias, como de las relaciones laterales entre las facies siliciclásticas y las carbonatadas de plataforma. La disposición vertical de sus facies permite reconstruir el patrón de apilamiento deposicional a escala de cuenca, puesto que este tipo de sucesiones son las que mejor registran episodios deposicionales de muy diferente escala, al ser sus ambientes sedimentarios muy sensibles a las fluctuaciones del nivel del mar, quedando incluso registradas aquéllas de menor amplitud (GIL & GARCÍA-HIDALGO, 2009).

Sin embargo, la mayor parte de las sucesiones de margen costero de la cuenca Ibérica están actualmente ocultas bajo los depósitos cenozoicos de las cuencas del Duero y del Tajo. Así, los afloramientos cretácicos que rodean el Sistema Central constituyen una magnífica oportunidad para conocer cómo eran dichas sucesiones y reconstruir su arquitectura estratigráfica, así como

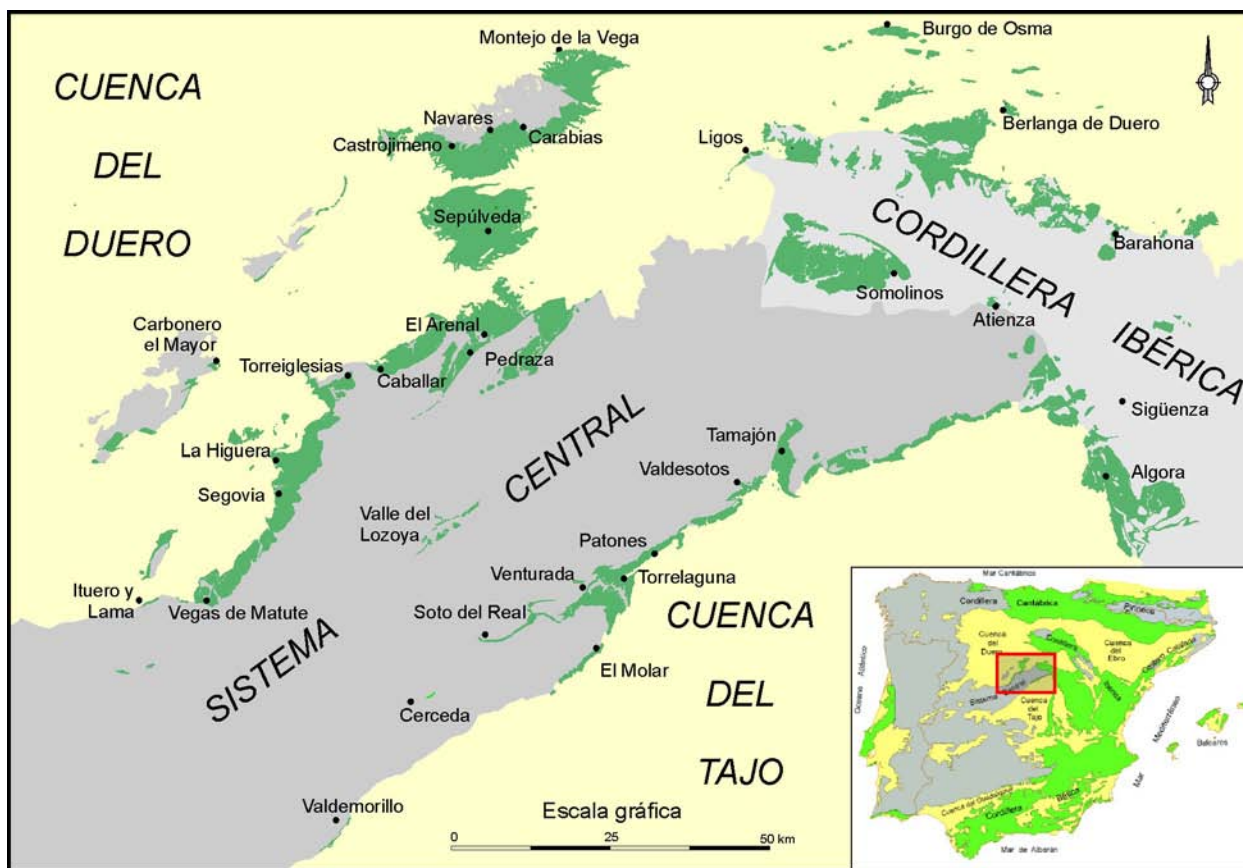


Fig. 1.- Esquema del área de estudio, mostrando la situación de los afloramientos cretácicos (verde) del Sistema Central y su enlace con los de la cordillera Ibérica. Los materiales paleozoicos del Sistema Central están resaltados en gris oscuro y los depósitos mesozoicos pre-cretácicos de la cordillera Ibérica en gris claro.

- Geographical sketch of the Sistema Central and the link area with the cordillera Ibérica, showing the location of the cretaceous outcrops (green) studied. Paleozoic materials of Sistema Central are shown in dark gray as long as mesozoic pre-cretaceous sediments of the cordillera Ibérica are in light gray.



Fig. 2.- Esquema paleogeográfico de la placa Ibérica durante el Cretácico Superior, mostrando los macizos emergidos (verde), la cuenca Ibérica (azul) y la situación del área estudiada (rectángulo gris).

- Palaeogeographical setting of the Iberian microplate during the Upper Cretaceous, showing emerged massifs (green), the Iberian basin (blue) and the location of the studied area (grey rectangle).

el patrón de apilamiento deposicional interno, este último a partir del registro de discontinuidades, discordancias y del elenco de estructuras y procesos que evidencian episodios de interrupción sedimentaria mayor. Además, la correlación de estas sucesiones con las de áreas más centrales de la cuenca permite identificar las paraconformidades presentes en el registro de estas últimas.

2. ANTECEDENTES

Los materiales del Cretácico Superior del Sistema Central han sido objeto de estudio en un importante número de trabajos realizados desde la segunda mitad del siglo XIX. Las primeras referencias se remontan a las Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España (LUJÁN, 1852) y tienen continuidad con los trabajos de PRADO (1864), MARTÍN DONAIRE (1874), PALACIOS (1879), CORTÁZAR (1891), FERNÁNDEZ NAVARRO (1915), HERNÁNDEZ PACHECO (1930), GÁLVEZ CANERO & SOLER (1941), SCHRÖEDER (1948), SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1951, 1952, 1955), FÜSTER & FEBREL (1958), SAEFTEL, (1961), CONCHA (1962),

ASENSIO AMOR & SÁNCHEZ CELA (1968), LÓPEZ & MINGARRO (1968), ARIAS (1969), MINGARRO & LÓPEZ (1974, 1975), NODAL & ÁGUEDA (1976), CORCHÓN (1976) y RINCÓN *et al.* (1978).

Sin embargo, el mayor avance en el conocimiento de estas sucesiones ha tenido lugar en los últimos 25 años, reconociéndose una etapa inicial en la que a través de los trabajos de ALONSO (1981), ALONSO & MAS (1982), FLOQUET *et al.* (1982), PORTERO & OLIVÉ (1985) y OLMO & MARTÍNEZ-SALANOVA (1989), se estableció una litoestratigrafía formal, la correlación entre las sucesiones de las dos bandas de afloramientos a ambos lados del Sistema Central y las primeras reconstrucciones paleogeográficas. Con posterioridad, se ha realizado el análisis secuencial, identificándose por un lado las secuencias deposicionales y su patrón de apilamiento, y reconociéndose por otro, una arquitectura estratigráfica detallada (3^{er} y 4^o orden) en la que se precisan las relaciones laterales y de edad de las unidades litoestratigráficas (GIL, 1994, 2002; GARCÍA *et al.*, 1996 a y b, 2004; GIL & GARCÍA, 1996; SEGURA *et al.*, 1996; GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 2001 a y b, 2003, 2007).

Paralelamente se han desarrollado trabajos paleontológicos en los que se han descrito: (i) restos de coníferas, cicadales, licopodiales, filicales y angiospermas monocotiledóneas y dicotiledóneas (MENÉNDEZ AMOR, 1952; ALMENDROS *et al.*, 1982; GÓMEZ PORTER, 1984; DIÉGUEZ, 1986; ÁLVAREZ RAMIS *et al.*, 1992; DIÉGUEZ *et al.*, 1993; ÁLVAREZ RAMIS & FERNÁNDEZ MARRÓN, 1990), (ii) palinomorfos (ÁLVAREZ RAMIS & DOUBINGER, 1980; ÁLVAREZ RAMIS *et al.*, 1987, 1996; FERNÁNDEZ-MARRÓN *et al.*, 2010), (iii) restos de vertebrados (quelónidos, dinosaurios y cocodrilos) que caracterizan el Cretácico terminal (SANZ, 1986; BUSCALIONI & SANZ, 1987; SANZ & BUSCALIONI, 1987; BUSCALIONI & MARTÍNEZ-SALANOVA, 1990), y (iv) faunas monoespecíficas de rudistas con un estimable valor cronoestratigráfico (SEGURA *et al.*, 2000; GIL *et al.*, 2002, 2009).

3. SUCESIÓN, FACIES Y UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

El Cretácico Superior del Sistema Central está formado por un conjunto inferior de naturaleza fundamentalmente terrígena (arenas, areniscas, arcillas, margas y dolomías), un conjunto intermedio carbonatado (dolomías, calizas y margas) y un conjunto superior nuevamente terrígeno y evaporítico (arenas, arcillas y yesos) (Fig. 3 y 4). En los sondeos de la cuenca de Madrid (Pradillo-1; Tielmes-1), la sucesión difiere ligeramente, puesto que la mitad superior del conjunto carbonatado intermedio muestra ya un importante componente evaporítico (POLO *et al.*, 2003; SEGURA *et al.*, 2006).

Estos depósitos representan la terminación hacia el margen continental del macizo Hespérico

de las plataformas carbonatadas desarrolladas en la cuenca Ibérica durante el gran ciclo transgresivo-regresivo del Cretácico Superior, identificable a escala global (RAT, 1982; HAQ *et al.*, 1988; HARDENBOL *et al.*, 1998) y que aquí desarrolla facies costeras siliciclásticas y de plataforma somera carbonatada, con relaciones laterales entre ambas en sentido NE-SO. El espesor de las sucesiones disminuye hacia el SO, dibujando una geometría deposicional en cuña debido básicamente a la reducción de espesor del conjunto inferior terrígeno (GIL & GARCÍA, 1996). Estos materiales yacen discordantes al NE sobre depósitos del Triásico en facies Keuper (Cantalojas-Grado del Pico) y Buntsandstein (Valdesotos-Tamajón), así como sobre diferentes unidades del zócalo varisco hacia SO, aumentando la amplitud temporal de dicha discordancia en el mismo sentido.

Dentro de la sucesión general, se reconocen básicamente cuatro grandes conjuntos de facies, asimilables a escala general con otros tantos cinturones de facies:

Facies siliciclásticas. Arenas arcósicas heterométricas de tonos blancos a rosáceos, limos y arcillas, con frecuentes niveles de cantos cuarcíticos, estructuras tractivas y erosivas, fragmentos vegetales, rizolitos, foraminíferos bentónicos y excepcionalmente, falanges, dientes y vértebras de dinosaurios, teleósteos, cocodrilos, escamas de peces y placas de tortugas (SANZ, 1986; BUSCALIONI & SANZ, 1987). Afloran en el conjunto inferior de las sucesiones y en la base del conjunto superior de la banda norte (provincia de Segovia). Se interpretan como depósitos de sistemas fluviales trenzados próximos a una llanura costera con desarrollo de ambientes supralitorales, representando los depósitos terrígenos costeros sobre el macizo Hespérico de las plataformas carbonatadas desarrolladas en áreas más centrales de la cuenca Ibérica (NE).

Facies calcáreas. Margas y calizas margosas nodulares con gasterópodos, ostreidos y ammonites, calizas micríticas, calcarenitas, calizas bioclásticas, calizas con rudistas y margas y arcillas margosas verdes con abundantes fragmentos vegetales y niveles calcáreos brechoides intensamente bioturbados. Localmente, se reconocen niveles de brechas, arcillas y yesos en capas lenticulares de escasa potencia y continuidad lateral variable.

Estas facies constituyen el conjunto intermedio carbonatado, dentro del cual los niveles margosos fosilíferos se interpretan como facies de plataforma externa, depositadas por debajo del nivel de base del oleaje, mientras que los términos calcáreos corresponden a depósitos de plataforma carbonatada somera, en la que alternan episodios de tormenta y otros de bajo régimen hidráulico. Este tipo de ambientes constituyen la principal área de producción de carbonato biogénico, así como de redistribución del sedimento carbonatado en función del momento hidráulico y del espacio de acomodación (ROBERTSON & LOUCKS, 1994).

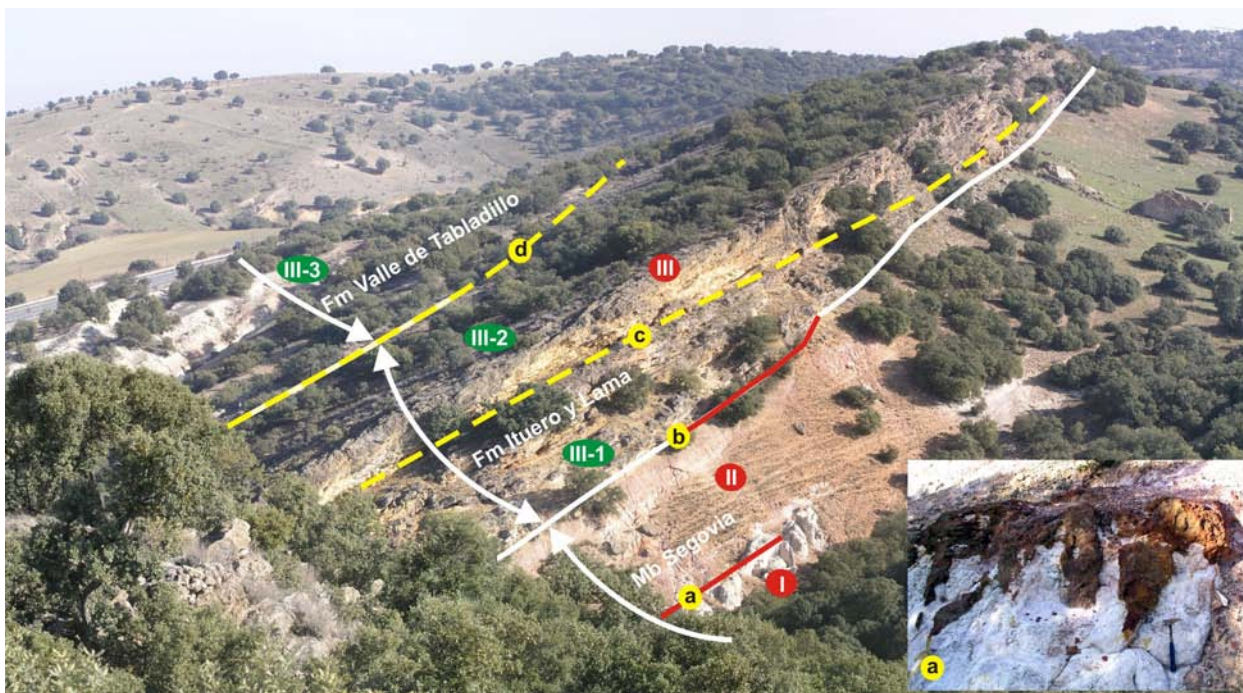


Fig. 3. Afloramiento de Ituro y Lama (banda norte del Sistema Central, Segovia), describiendo las unidades litoestratigráficas y los límites de secuencias y mesosecuencias deposicionales (ver Fig. 5). En el afloramiento se reconoce el conjunto inferior siliciclástico (Mb Segovia y litosoma inferior de la Fm Ituro y Lama) y el conjunto intermedio carbonatado (litosoma superior de la Fm Ituro y Lama y Fm Valle de Tabladillo) de la sucesión cretácica del Sistema Central. I) Mesosecuencia I; II) Mesosecuencia II; III) Mesosecuencia III dentro de la cual se reconocen tres secuencias internas de 3^{er} orden (III-1, III-2, III-3) representadas materialmente por el conjunto inferior de la Fm Ituro y Lama, conjunto superior de la Fm Ituro y Lama y Fm Valle de Tabladillo, respectivamente. a) Límite de las Mesosecuencias I y II dentro del Mb Segovia de la Fm Utrillas, materializado por una espectacular costra ferruginosa relleno de grietas de desecación (cuadrante inferior derecho); representa una importante discontinuidad estratigráfica cuya amplitud temporal puede abarcar en este afloramiento desde el Turoniense Medio al Coniaciense Medio. b) Discordancia erosiva entre la Fm Ituro y Lama y el Mb Segovia de la Fm Utrillas, y límite entre las Mesosecuencias II y III. c) Discordancia erosiva dentro de la Fm Ituro y Lama y límite inferior de la secuencia interna III-2. d) Contacto neto entre las Fms Ituro y Lama y Valle de Tabladillo y límite inferior de la secuencia interna III-3.

- Ituro y Lama outcrop (north band of Sistema Central, Segovia), showing lithostratigraphic units and mesosequence and sequence boundaries (see Figure 5). A siliciclastic lower set (Segovia Mb and lower lithosome of Ituro y Lama Fm) and carbonated middle set (upper lithosome of Ituro y Lama Fm and Valle de Tabladillo Fm) are recognized. I) Mesosequence I; II) Mesosequence II; III) Mesosequence III in which three 3rd order depositional sequences (III-1, III-2, III-3) are recognized, respectively, by the lower set of Ituro y Lama Fm, the upper set of Ituro y Lama Fm and Valle de Tabladillo Fm. a) Sequence boundary surface between Mesosequences I and II, within Segovia Member of Utrillas Fm; this sequence boundary is materialized by a relevant ferruginous crust, filling desiccation cracks (lower right quadrant); it represents a significant stratigraphic discontinuity whose time span can reach from Middle Turonian to Middle Coniacian in this outcrop. b) Unconformity between Ituro y Lama (above) and Utrillas Fm (below) and sequence boundary surface between Mesosequences II and III. c) Unconformity within Ituro y Lama Fm and lower sequence boundary surface of 3rd order sequence III-2. d) Lithostratigraphic boundary between Ituro y Lama and Valle de Tabladillo Fms and lower sequence boundary surface of 3rd order sequence III-3.

Finalmente, los tramos de margas y arcillas verdes con niveles brechoides y de yesos se interpretan como facies de *lagoon* restringido o litorales de baja energía, próximas a la línea de costa, que ocasionalmente evolucionan a condiciones hipersalinas de tipo *sebkha* litoral.

Facies mixtas. Conjuntos muy heterolíticos compuestos por arcillas grises, limos y arenas finas con glauconita detrítica y estructuras mareales, arenas de grano medio, areniscas dolomíticas con estructuras de corriente, dolomías arenosas con clastos de cuarzo y cuarcita y estructuras de

alta energía, así como dolomías tableadas rojas con laminaciones estromatolíticas y estructuras edáficas.

Estos materiales constituyen el cinturón de facies de transición entre las facies carbonatadas de plataforma, situadas hacia el interior de la cuenca, y las terrígenas del margen continental del macizo Ibérico. Representan ambientes litorales de *shoreface* y llanuras mareales mixtas que denotan una progresiva somerización hacia techo, con un predominio de facies de plataforma interna y sublitorales en la parte inferior-media de la



Fig. 4. Afloramiento del barranco de las Cuevas (banda sur del Sistema Central, Madrid) situando las unidades litoestratigráficas y los límites de secuencias y mesosecuencias deposicionales (ver Fig. 5). En el afloramiento se reconoce el conjunto inferior siliciclástico (Mb Atienza, Fm Castro de Fuentidueña y Capa Alcorlo) y el intermedio carbonatado (Fms Caballar, Hortezuelos, Hontoria del Pinar y Burgo de Osma) de la sucesión cretácica del Sistema Central. (*) Mb Arenas de Segovia de la Fm Utrillas y Capa margas de Alcorlo muy reducidos ambos de espesor; hacia el SO aumentan progresivamente y su presencia es más continua (p.ej. Secciones de Arrebatacapas, Venturada, El Molar, Soto del Real, etc.). I) Mesosecuencia I, compuesta internamente por tres secuencias de 3^{er} orden, las dos primeras (I-1 y I-2) representadas respectivamente por el Mb Atienza y el conjunto inferior de la Fm Castro de Fuentidueña, y la tercera (I-3) por el resto de la Fm Castro de Fuentidueña y la Capa Alcorlo. II) Mesosecuencia II, dentro de la cual se reconocen dos secuencias internas de 3^{er} orden (II-1, II-2), representadas por las Fms Caballar y Hortezuelos, respectivamente; III) Mesosecuencia III dentro de la cual se reconocen dos secuencias de 3^{er} orden (III-1, III-2), representadas materialmente por las Fms Hontoria del Pinar y Burgo de Osma, respectivamente. a) Contacto neto entre el Mb Atienza (Fm Utrillas) y la Fm Castro de Fuentidueña y límite inferior de la secuencia interna I-2. b) Límite inferior de la secuencia de 3^{er} orden I-3 dentro de la Fm Castro de Fuentidueña. c) Límite entre las Mesosecuencias I y II en el contacto entre la Capa Alcorlo y la Fm Caballar; es un límite complejo ya que localmente (i.e. ladera opuesta del mismo afloramiento) está representado por una discordancia erosiva sobre una brecha calcárea desarrollada sobre los últimos bancos de dolomías rojas de la Fm Castro de Fuentidueña (no aflora la capa Alcorlo) y por encima, se reconocen arenas blancas sueltas de grano medio asimilables al Mb Segovia de la Fm Utrillas. d) Contacto neto entre las Fms Caballar y Hortezuelos y límite entre las secuencias internas II-1 y II-2. e) Contacto paraconforme a escala de afloramiento entre las Fms Hortezuelos y Hontoria del Pinar y límite entre las Mesosecuencias II y III. f) Contacto paraconforme entre las Fms Hontoria del Pinar y Burgo de Osma y límite entre las secuencias internas III-1 y III-2.

- Barranco de las Cuevas outcrop (South band of the Sistema Central, Madrid), showing lithostatigraphic units and sequence boundaries of depositional sequences and mesosequences (see Figure 5). The siliciclastic lower set (Atienza Mb, Castro de Fuentidueña Fm and Alcorlo Bed) and carbonated middle set (Caballar, Hortezuelos, Hontoria del Pinar and Burgo de Osma Fms) of the general cretaceous succession of the Sistema Central are recognised. (*) Segovia Mb of Utrillas Fm and Alcorlo bed, showing both a small thickness, which increases progressively southwestwards (Arrebatacapas, Venturada, El Molar, Soto del Real outcrops ...). I) Mesosequence I showing three internal 3rd order sequences, the lower two (I-1 and I-2) are materialized by Atienza Member of Utrillas Fm and lower set of Castro de Fuentidueña Fm, respectively; the third sequence (I-3) is composed by the upper set of Castro de Fuentidueña Fm and Alcorlo bed. II) Mesosequence II, showing two internal 3rd order sequences (II-1 and II-2), materialized by Caballar and Hortezuelos Fms, respectively. III) Mesosequence III showing two internal 3rd order sequences (III-1 and III-2), materialized by Hontoria del Pinar and Burgo de Osma Fms, respectively. a) Lithostratigraphic boundary between Atienza Mb of Utrillas Fm and Castro de Fuentidueña Fm and lower sequence boundary of 3rd order sequence I-2. b) Lower sequence boundary of 3rd order sequence I-3 within Castro de Fuentidueña Fm. c) Sequence boundary between Mesosequences I and II, and lithostratigraphic boundary between Alcorlo bed and Caballar Fm. In the opposite side of the same outcrop (gorge), this boundary surface is an unconformity developed over calcareous breccias at top of the red dolostones of Castro de Fuentidueña Fm (Alcorlo bed does not outcrop) and above, white middle sized sands of the Segovia Member (Utrillas Fm) crops out. d) Lithostratigraphic boundary between Caballar and Hortezuelos Fms and sequence boundary surface between 3rd order sequences II-1 and II-2. e) Lithostratigraphic boundary between Hortezuelos and Hontoria del Pinar Fms, and paraconformity sequence boundary surface, to outcrop scale, between Mesosequences II and III. f) Lithostratigraphic boundary between Hontoria del Pinar and Burgo de Osma Fms, and paraconformity sequence boundary surface, to outcrop scale, between 3rd order sequences III-1 and III-2.

sucesión y facies mareales en la superior (GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 2007).

Facies dolomíticas. Dolomías y calizas dolomíticas muy recristalizadas que afloran en bancos bien definidos de 20–40 cm y de 40–90 cm de espesor, frecuentemente ferruginizados a techo y en ocasiones separados por interestratos margosos. Dentro de estos bancos se reconocen términos bioclásticos compuestos íntegramente por fragmentos de radiolítidos y términos micríticos con laminación de algas y estructuras fenestrales; la bioturbación es un elemento también frecuente, especialmente a techo de los bancos. Contienen niveles locales de aspecto noduloso con estructuras verticales que sugieren procesos pedogenéticos.

En general, la dolomitización es muy intensa y de origen diagenético, impidiendo en la mayoría de las ocasiones reconocer las características originales de los sedimentos. Estas características son únicamente observables allí donde no se ha producido dolomitización o ésta ha sido de baja intensidad, debido en general, a la presencia de niveles margosos locales que impiden el paso de aguas meteóricas dolomitizantes (GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 2003). En estas ocasiones, se comprueba que las facies no difieren en gran manera de las facies calcáreas descritas anteriormente, ajustándose a un modelo de plataforma carbonatada somera de aguas tranquilas, que alternaría con episodios de mareas vivas o tormentas (GIL *et al.*, 2002) y con otros de somerización extrema que favorecerían el desarrollo local de procesos y estructuras edáficas.

Facies evaporíticas. Compuestas por arcillas rojas, violáceas y verdes y yesos masivos y laminares blancos de espesor decimétrico a métrico, con finas intercalaciones de arenas arcósicas y de dolomías. Se interpretan como depósitos de llanuras costeras de tipo *sebkha* o *fan delta* en ambientes de elevada aridez, correspondiendo los yesos a condiciones de sedimentación supramareal (CARENAS *et al.*, 2011).

Todas las facies anteriormente descritas se distribuyen a lo largo de la sucesión sedimentaria permitiendo identificar diferentes unidades litoestratigráficas. Estas unidades fueron propuestas inicialmente por ALONSO (1981) en la banda norte del Sistema Central, después definidas formalmente por FLOQUET *et al.* (1982) y posteriormente revisadas por GIL *et al.* (2004). Las unidades terrígenas, mixtas y dolomíticas fueron definidas en el ámbito del Sistema Central (ALONSO, *op. cit.*; GIL *et al.*, *op. cit.*), mientras que las unidades calcáreas, que muestran una clara sintonía con las sucesiones sedimentarias de la cordillera Ibérica septentrional y central (GIL & GARCÍA, 1996), se correlacionan con las unidades allí definidas por FLOQUET *et al.* (*op. cit.*).

Las relaciones laterales entre las unidades litoestratigráficas y la arquitectura deposicional en las sucesiones de ambos márgenes del Sistema Central estuvo condicionada en gran medida por factores eustáticos globales y tectónicos de

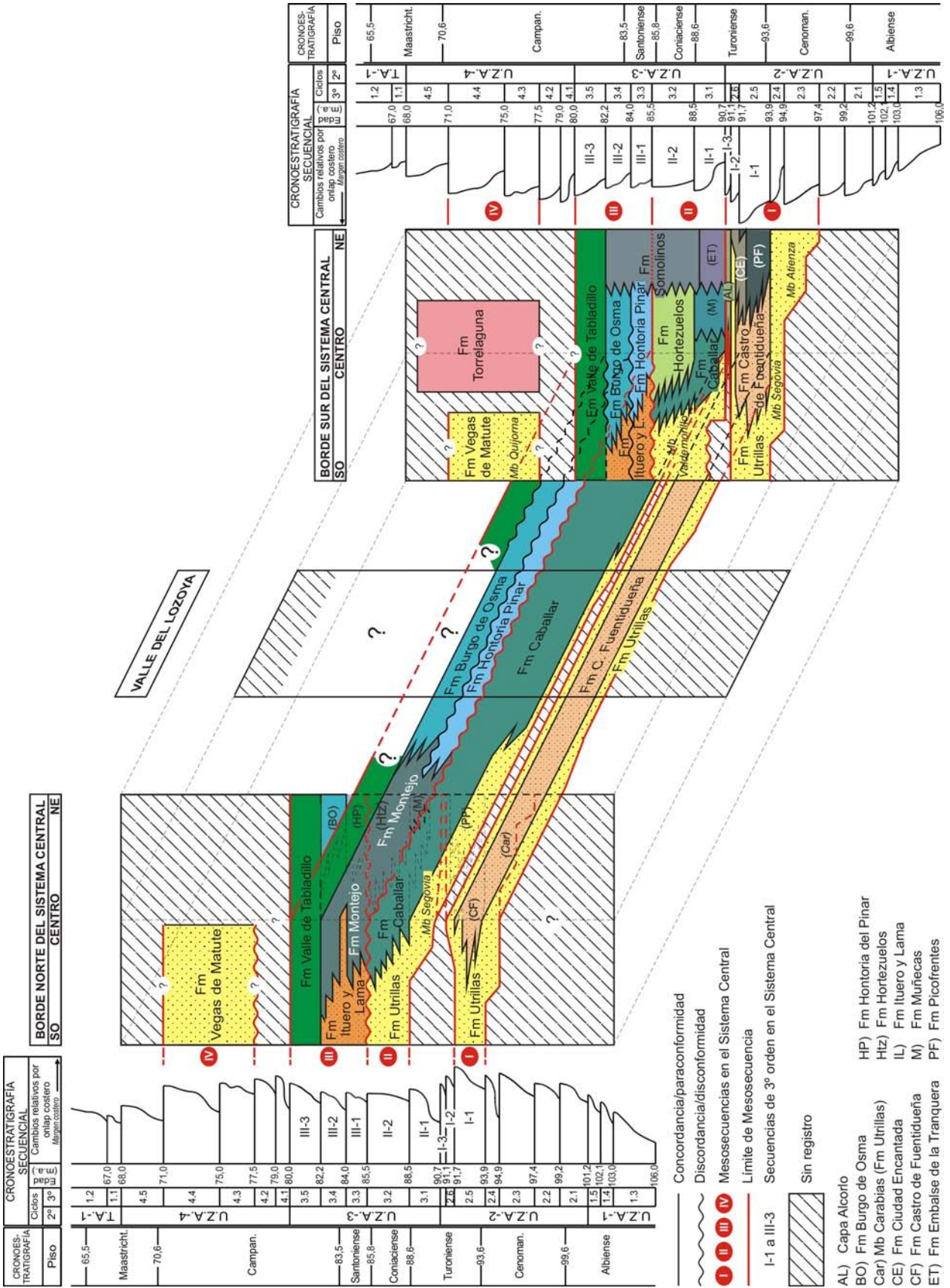
carácter regional. Así, la arquitectura deposicional muestra una geometría en forma de cuña, con una reducción del espesor de las sucesiones en sentido NE-SO, en buena parte debida relaciones de *onlap* costero de los episodios deposicionales inferiores, siendo éstos con carácter general, progresivamente más extensivos sobre el margen costero de la cuenca (Fig. 5).

4. FACTORES QUE CONTROLARON LA SEDIMENTACIÓN

Las sucesiones del Cretácico Superior del Sistema Central están genéticamente relacionadas con los episodios deposicionales desarrollados en el ámbito de la cuenca Ibérica, representando las áreas de plataforma interna y margen costero suroccidental de aquélla. Dichos episodios dependieron del clima y de la interacción entre eustasia y tectónica, esta última relacionada con el contexto global en el que se encontraba inmersa Iberia, primero con la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación antihoraria de la placa y posteriormente, con el comienzo de la estructuración de los Pirineos a partir del Santoniense y de la propia cuenca Ibérica a partir del Campaniense (SEGURA *et al.*, 2001).

Este contexto tectónico condicionó las conexiones paleogeográficas de la cuenca Ibérica con el Atlántico (NO) y el Tethys (SE), de manera que el registro sedimentario muestra etapas de influencia tethysiana y otras de naturaleza atlántica. Durante el Albiense y Cenomaniense, la rotación de la microplaca ibérica provocó su basculamiento hacia el NO, favoreciendo la primera comunicación paleogeográfica entre ambos dominios marinos (CARENAS *et al.*, 1989). A finales del Cenomaniense, el basculamiento fue tan acusado, que la cuenca pasó a estar conectada fundamentalmente al margen atlántico (SEGURA *et al.*, 1993). Esta configuración persistió hasta el Santoniense Medio, cuando coincidiendo con los primeros episodios de compresión alpina en las cordilleras pirenaica y bética (REICHERTER & PLETSCH, 2000), la microplaca se niveló, favoreciendo durante el Santoniense Superior-Campaniense una nueva comunicación entre el Atlántico y el Tethys (CARENAS *et al.*, 2011), si bien la conexión tethysiana pasó a adquirir un carácter testimonial y episódico.

Pese a todo ello, el importante y continuado ascenso eustático global durante el Cretácico Superior fue un factor más importante que la tectónica en el desarrollo y control de la sedimentación de la cuenca Ibérica (SEGURA *et al.*, 2002). Los continuos episodios transgresivos favorecieron el desarrollo de plataformas carbonatadas, desde uno u otro margen (cantábrico y tethysiano), siendo éstas progresivamente más extensivas sobre el margen costero hasta el Santoniense-Campaniense Inferior. A partir de ese momento, las plataformas pasan a tener un carácter



más recesivo, retrotrayéndose hacia el NO, al tiempo que los cinturones de facies siliciclásticos costeros progradan de manera continuada en el mismo sentido (NO) hacia el dominio cantábrico hasta el final del Cretácico.

El clima fue otro factor decisivo en la sedimentación cretácica, común a todas las cuencas sedimentarias de Iberia. Su posición subtropical (entre 20°-30° Latitud N; DERCOURT *et al.*, 2000), su exposición a las corrientes cálidas del Tethys y la ausencia de corrientes frías procedentes de latitudes boreales, determinaron un clima cálido y húmedo durante buena parte del Cretácico Superior, favoreciendo una alta producción biogénica, especialmente entre comunidades bentónicas. Ello favoreció el desarrollo notable de plataformas carbonatadas en las áreas pericontinentales, inundadas sucesivamente por el ascenso eustático global del Cretácico Superior, lo cual explica el importante espesor de carbonatos dentro de la sucesión aquí estudiada.

5. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA (MESOSECUENCIAS)

Esta sucesión de eventos tectónicos y eustáticos con desarrollo de episodios deposicionales de diferente amplitud superpuestos, en un contexto sedimentario de plataforma carbonatada y margen costero, configura un patrón de apilamiento deposicional dentro de un marco cronoestratigráfico más o menos complejo. Así, la sucesión del Cretácico Superior descrita en este trabajo forma parte toda ella de una gran secuencia sedimentaria de 1^{er} orden, dentro de la cual se reconocen cuatro grandes unidades genéticas o mesosecuencias, asimilables a ciclos de 2^o orden por su amplitud temporal y origen tectono-eustático, que originan grandes episodios transgresivo-regresivos. Éstas a su vez, están organizadas internamente en varias secuencias deposicionales de 3^{er} orden, igualmente transgresivo-regresivas, correlacionables sin grandes dificultades con las definidas en cartas de ciclos eustáticos de carácter global (Fig. 5).

La principal valía que tiene reconocer este complejo patrón de apilamiento deposicional, con diferentes rangos de secuencias superpuestas, es su uso como herramienta de correlación estratigráfica, a partir del valor temporal que tienen las discontinuidades estratigráficas que constituyen los límites de las secuencias deposicionales, con independencia de su rango.

Estas discontinuidades reflejan episodios de interrupción sedimentaria reconocibles a lo largo de toda la plataforma, y como tales contienen al menos una isócrona, independientemente de la amplitud temporal contenida en cada una de ellas y de que ésta se incremente hacia el borde costero de la cuenca. Ello permite extrapolar los datos cronoestratigráficos de las cartas establecidas (HAQ *et al.*, 1988; HARDENBOL *et al.*, 1998; FLOQUET, 1998) o los existentes en cualquier punto de la cuenca a toda ella, lo cual es especialmente útil en áreas de margen costero como el aquí estudiado, donde la escasez de fósiles con valor bioestratigráfico impide generalmente conocer la edad de los materiales con la precisión existente en otras áreas más internas de la cuenca Ibérica.

Así mismo, la identificación de estas secuencias deposicionales precisa las relaciones laterales de las unidades litoestratigráficas, resaltando en muchos casos, el carácter diacrónico de sus límites (Fig. 5). Las unidades litoestratigráficas son el reflejo de los diferentes ambientes sedimentarios que durante el Cretácico Superior controlaron la sedimentación en este margen costero; sus límites dependen de la evolución temporal de estos ambientes, que en muchos casos sobrepasa la duración de un episodio deposicional (materializado por una secuencia deposicional de 3^{er} orden), y sus relaciones laterales muestran la distribución y extensión de aquéllos a lo largo de dicho margen. En cada episodio deposicional, los ambientes sedimentarios sufrieron desplazamientos laterales, avanzando hacia la cuenca en las etapas de caída y bajo nivel del mar y retrogradando sobre el margen costero en las etapas de ascenso y alto nivel. Estos desplazamientos de los cinturones de facies explican la diferente disposición paleogeográfica de sus litosomas en cada episodio deposicional (p.ej. Mbs Atienza, Carabias y Segovia de la Fm Utrillas; Fig. 5) y sobre todo, la distinta edad que presentan estos litosomas dentro de la unidad litoestratigráfica.

En la cuenca Ibérica los episodios deposicionales estuvieron controlados por los grandes eventos eustáticos del Cretácico Superior, reconocidos a escala global, a los que se les sobrepusieron los efectos de una tectónica regional, de tal manera que la interacción de ambos eventos provocó la diferenciación de cuatro grandes mesosecuencias (2^o orden) dentro de la sucesión general (Fig. 5):

Fig. 5. Cuadro litoestratigráfico y genético del Cretácico Superior del Sistema Central, y su correlación con la carta de ciclos eustáticos de HAQ *et al.* (1988). Modificado de GIL *et al.* (2004). Cronoestratigrafía calibrada a partir de GTS 2008 (OGG *et al.*, 2008).

- Stratigraphic table of Upper Cretaceous of the Sistema Central, showing the distribution and relationships of lithostratigraphic units and depositional units (mesosequences and 3rd order sequences), and their correlation with the Chart of Global Eustatic Cycles of HAQ *et al.* (1988). Modified from GIL *et al.* (2004). Chronostratigraphy has been calibrated with GTS 2008 (OGG *et al.*, 2008).

- Mesosecuencia I: Cenomaniense Superior – Turoniense Medio, limitada por grandes discontinuidades de origen eustático.

- Mesosecuencia II: Turoniense Superior – Santiense Inferior, cuyo límite superior viene marcado por un evento tectónico a escala de la microplaca.

- Mesosecuencia III: Santiense Inferior – Campaniense Inferior, cuyo límite superior es consecuencia de la gran caída eustática del final del Cretácico Superior.

- Mesosecuencia IV: Campaniense Medio – Maastrichtiense, desarrollada en facies terrígeno-evaporíticas continentales.

La primera mesosecuencia está representada en ambas bandas del Sistema Central por facies siliciclásticas al SO (Valdemorillo-Venturada en la banda sur; Ituro y Lama-Torreiglesias en la banda norte), por facies mixtas en la parte central (Torrelaguna-Valdesotos en la banda sur; El Arenal-Navares en la banda norte) y por facies carbonatadas al NE (Tamajón-Somolinos en la banda sur; Carabias – Montejo de la Vega en la banda norte) (Fig. 6).

Las dos mesosecuencias siguientes constituyen la gran masa carbonatada de la sucesión (conjunto carbonatado intermedio), observándose hacia el SO su disminución de espesor y su paso lateral a las facies siliciclásticas de margen costero (p.ej. conjunto superior del Mb Segovia, Fm Ituro y Lama).

La última mesosecuencia aflora claramente en la banda norte, siendo reconocida en sondeo hacia el NE y correlacionada con los depósitos arcilloso-evaporíticos de la banda sur del Sistema Central (OLMO & MARTÍNEZ-SALANOVA, 1989; POLO *et al.*, 2003). Su base es una discontinuidad estratigráfica mayor dada la importante ruptura sedimentaria que implica el cambio litológico que muestra con las facies marinas de la Mesosecuencia II. De hecho, hasta la aparición en una época reciente en la banda norte del Sistema Central, de fauna de vertebrados que caracterizan el Cretácico terminal (SANZ, 1986; SANZ & BUSCALIONI, 1987; BUSCALIONI & SANZ, 1987; BUSCALIONI & MARTÍNEZ-SALANOVA, 1990), los materiales de esta última mesosecuencia habían sido adscritos en su mayor parte al Paleógeno, correlacionándose con otras sucesiones de las cuencas del Duero y Tajo.

5.1 Mesosecuencia I (Cenomaniense Superior – Turoniense Medio)

Se trata de un episodio deposicional de origen eustático con un patrón de apilamiento interno compuesto al menos por tres secuencias deposicionales de 3^{er} orden (I-1, I-2 y I-3; Figs. 5 y 6).

La secuencia de 3^{er} orden inferior (I-1; Cenomaniense Superior) está materializada hacia el NE por los Mbs Atienza y Carabias de la Fm Utrillas, así como por el conjunto inferior del Mb Segovia hacia el SO (Fig. 6a). No obstante, dado

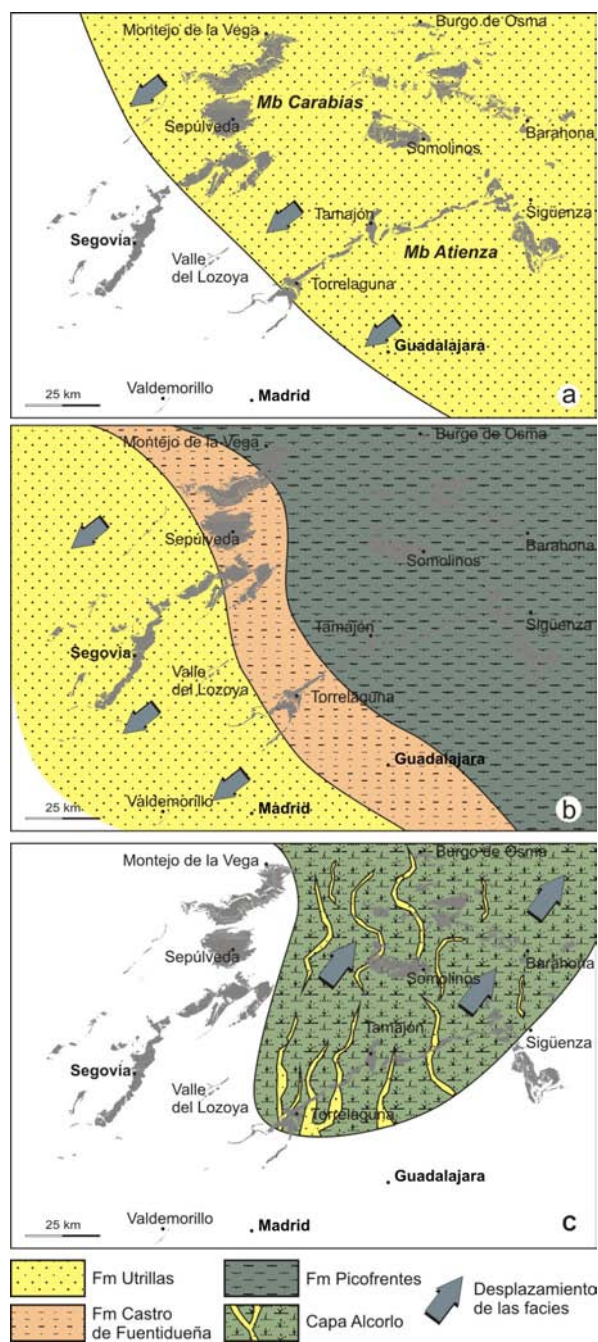


Fig. 6. Esquema paleogeográfico y distribución de facies en las secuencias deposicionales de 3^{er} orden (I-1, I-2 y I-3) de la Mesosecuencia I (Cenomaniense Superior – Turoniense Medio). a) Secuencia I-1 (Cenomaniense Superior), techo de la secuencia (95 Ma); b) Secuencia I-2 (Cenomaniense terminal – Turoniense Inferior), momento de máxima inundación de la secuencia (93,5 Ma); c) Secuencia I-3 (Turoniense Medio), techo de la secuencia (90,8 Ma).

- Palaeogeographic reconstruction and facies distribution in the three 3rd order sequences (I-1, I-2 y I-3) of the Mesosequence I (Upper Cenomanian – Middle Turonian). a) Sequence I-1 (Upper Cenomanian), top of the sequence (95 Ma). b) Sequence I-2 (uppermost Cenomanian – Lower Turonian), maximum flooding event of the sequence (93,5 Ma). c) Sequence I-3 (Middle Turonian), top of the sequence (90,8 Ma).

el importante espesor que presenta el Mb Atienza en la Muela de Somolinos, no se puede descartar que contenga, al menos, otra secuencia de 3^{er} orden por debajo de la descrita. Esta última estaría materializada por la parte inferior del Mb Atienza y su límite superior se correspondería con una de las importantes superficies ferruginosas que esta unidad contiene.

La segunda secuencia de 3^{er} orden (I-2; Cenomaniense terminal–Turoniense Inferior) es más extensiva que la anterior y está compuesta por el conjunto central del Mb Segovia al SO, por la Fm Picofrentes al NE y por la Fm Castro de Fuentidueña en la parte central (Fig. 6b), actuando esta última como una unidad heterolítica de transición entre las facies de plataforma externa (Fm Picofrentes) y las siliciclásticas costeras (Mb Segovia).

La secuencia de 3^{er} orden superior (I-3; Turoniense Medio) es menos extensiva y de menor desarrollo vertical, mostrando una tendencia de somerización progresiva a techo. Está compuesta por la parte alta de las Fms Castro de Fuentidueña y Picofrentes, en ambos casos de carácter más dolomítico, y pasa a techo a las facies palustres de la Capa Margas de Alcorlo (Fig. 6c), dibujando una geometría claramente progradacional hacia el interior de la cuenca (NE).

Analizadas en su conjunto, las tres secuencias de 3^{er} orden (I-1, I-2 y I-3) dibujan una arquitectura transgresivo-regresiva para el conjunto de la Mesosecuencia I (Fig. 6). Esta es claramente reconocible por las relaciones geométricas de sus secuencias internas y por el desplazamiento lateral de sus cinturones de facies. El máximo transgresivo (base del Turoniense Inferior) se localiza en la segunda secuencia de 3^{er} orden (I-2; Fig. 6b), coincidiendo con la máxima extensión sobre el margen costero de las facies de plataforma externa representadas en la parte inferior de la Fm Picofrentes (GARCÍA-HIDALGO *et al.*, 2007). Por debajo, la o las secuencias de 3^{er} orden inferiores (I-1; Fig. 6a) se desarrollan en un contexto claramente transgresivo, mostrando una geometría deposicional en cuña hacia el margen costero (SO) en la que el espesor se reduce por *onlap* sobre el basamento. Por su parte, la secuencia de 3^{er} orden I-3 se desarrolla en un contexto regresivo creciente (Fig. 6c), como resaltan su menor extensión superficial, su menor espesor (falta de espacio de acomodación) y sus facies. El desarrollo de los depósitos palustres de la Capa margas de Alcorlo, que alcanza posiciones muy distales del margen costero, constituye el mejor reflejo de una importante caída eustática a techo de la Mesosecuencia I (Fig. 7). Este límite queda perfectamente resaltado por una importante ruptura sedimentaria (banda sur) y una acusada progradación de los cinturones de facies siliciclásticas costeros de más de 60 km hacia el interior de la cuenca (NE), constituyendo los depósitos basales de la siguiente mesosecuencia (GIL *et al.*, 2006).

5.2 Mesosecuencia II (Turoniense Superior – Santoniense Inferior)

Se trata de un nuevo episodio deposicional de origen eustático, más extensivo sobre el margen costero que el de la Mesosecuencia I. Internamente se identifican dos secuencias de 3^{er} orden (II-1, II-2; Fig. 5) que muestran diferentes patrones de relleno.

La secuencia de 3^{er} orden inferior (II-1; Turoniense Superior) está formada por el litosoma inferior de la Fm Caballar y por una importante cuña siliciclástica (Mb Segovia), asociada ésta a la caída eustática que generó la discontinuidad de su base. Ambos litosomas muestran una geometría retrogradacional en la que el término siliciclástico aumenta de espesor progresivamente hacia el SO en perjuicio del litosoma dolomítico (Fig. 8). Al NE (p.ej. afloramientos de Ligos, Grado del Pico), la Fm Caballar ha dado paso a la Fm Muñecas, su equivalente lateral en la cordillera Ibérica septentrional, mientras que en otros afloramientos de la Sierra de Pradales (p.ej. Moral de Hornuez, Villaverde de Montejo), ambas unidades coexisten en cambio lateral de facies, mostrando igualmente una tendencia retrogradacional (Fig. 9; GIL *et al.*, 2008).

La secuencia de 3^{er} orden superior (II-2; Coniaciense) está compuesta por la Fm Hortezielos, localmente reconocible en la banda sur allí donde los procesos de dolomitización no la han afectado. No ocurre lo mismo en la banda norte, donde esta unidad aflora extensamente en todo el entorno de la Sierra de Pradales, destacando tanto por sus facies de plataforma externa e interna como por sus faunas de ammonites, ostreidos y rudistas. En el resto de afloramientos del Sistema Central, la secuencia está materializada por el conjunto inferior de la Fm Somolinos (NE) y por los litosomas superiores, primero de la Fm Caballar y a continuación del Mb Segovia de la Fm Utrillas, mostrándose estas dos unidades en cambio lateral de facies hacia el SO (Fig. 8).

Ambas secuencias muestran una tendencia transgresivo-regresiva asimétrica (Fig. 10), en la que la etapa transgresiva está mejor desarrollada que la regresiva. El máximo transgresivo (Coniaciense Medio) se localiza en los niveles margosos ricos en ammonites y ostreidos de la Fm Hortezielos, siendo más difícil de reconocer en sus equivalentes laterales dolomíticos (Fms Caballar y Somolinos). Por debajo de ese máximo, la etapa transgresiva está representada por la secuencia de 3^{er} orden inferior (Fig. 10a). Por encima del máximo, da comienzo la etapa regresiva (Fig. 10b) con presencia de biostromos de rudistas. No es hasta entonces, en el Coniaciense Superior, cuando estos bivalvos sobrepasan por primera vez los dominios septentrionales e internos de la cuenca Ibérica y alcanzan el margen costero sobre el macizo Hespérico en el centro de la Península Ibérica. Esta etapa regresiva está escasamente

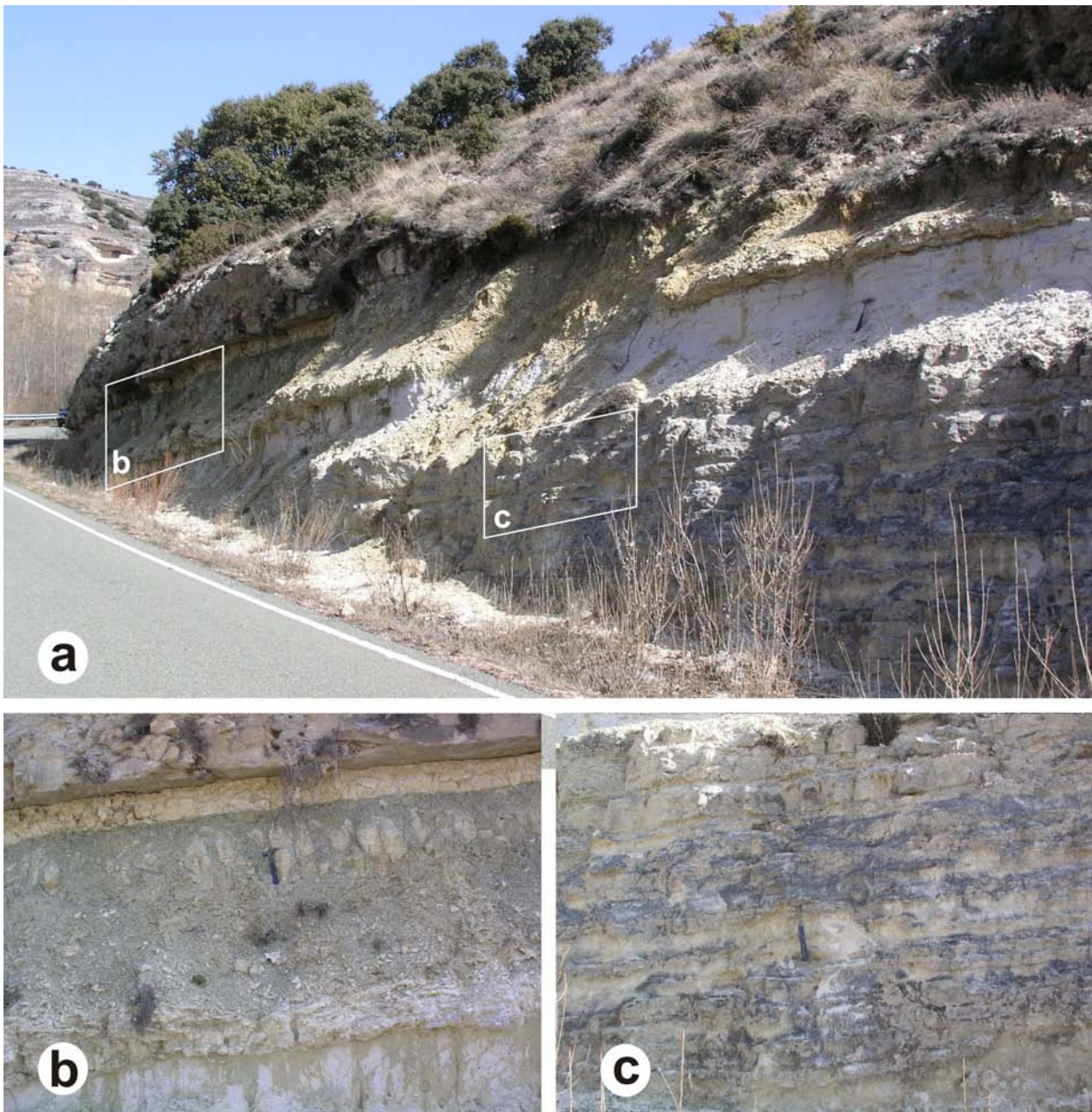


Fig. 7. Capa Margas de Alcorlo en el afloramiento de Somolinos. a) La Capa Alcorlo constituye un horizonte guía de margas verdes con niveles de dolomías palustres, grietas de retracción y rizocrecciones de gran desarrollo vertical (b). c) Dentro de las margas se intercala un conjunto de arenas de grano fino y areniscas con glauconita, que se organizan en cuerpos de presencia discontinua, espesor variable y base erosiva, con laminación paralela y de ripples, alcanzando en este afloramiento los 5 m de espesor. La llegada de este tipo de depósitos (terrágenos costeros) a una plataforma carbonatada reflejan, no sólo unas condiciones climáticas especiales (cálidas y húmedas), sino también unas condiciones de bajo nivel del mar (ROBERTSON & LOUCKS, 1994). Estas facies se apoyan sobre niveles de calcarenitas ferruginizadas y calizas mareales con estromatolitos (tramo superior de la Fm Ciudad Encantada, definiendo en conjunto una secuencia de somerización típica, con la progradación de los cinturones de facies costeros y palustres hacia el interior de la cuenca, todo ello reflejo de una importante caída del nivel del mar.

- Alcorlo bed in the Somolinos outcrop. a) Alcorlo bed is a regional guide-level of green marls with marsh dolostones interbedded, desiccation cracks and large vertical development rizoconcretions (b). c) Discontinuous siliciclastic set within Alcorlo marls, composed of thin-grained sands and glauconitic sandstones with erosive basal surface, parallel and ripple lamination and variable thickness, reaching 5 m in this outcrop. The presence of these marsh coastal deposits in a carbonate platform setting reflects, not only special climatic conditions (warm and humid), but also low sea-level framework (ROBERTSON & LOUCKS, 1994). This facies (Alcorlo bed) are over ferruginous calcarenites and tidal and stromatolites limestones (upper set of Ciudad Encantada Fm) showing a shallowing-upwards trend with marsh and coastal facies belts progressing basinwards within a major sea-level fall context.

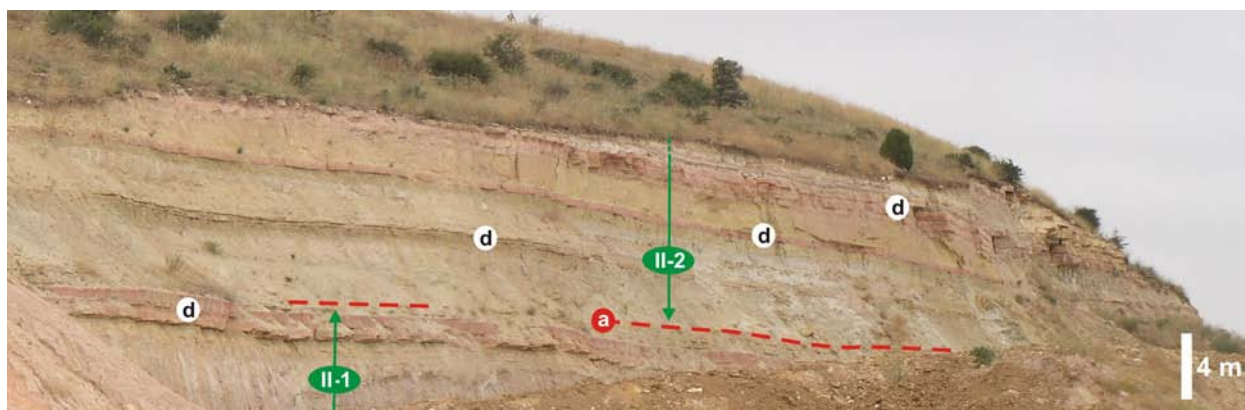


Fig. 8. Aspecto de la Mesosecuencia II en los frentes de explotación de las canteras de La Higuera (Segovia). Se observa la interdigitación de varios niveles de dolomías rojas (d) de la Fm Caballar entre las arenas y limos del Mb Segovia, revelando el cambio lateral de facies entre ambas unidades. II-1) Secuencia de 3^{er} orden II-1 (Turoniense Superior); II-2) Secuencia de 3^{er} orden II-2 (Coniaciense); a) Límite de secuencia entre II-1 y II-2.

- Detail of Mesosequence II in the quarries of La Higuera (Segovia), showing the lateral change of facies between sands and silts of Segovia Mb and red dolostones (d) of Caballar Fm. II-1) 3rd order sequence II-1 (Upper Turonian); II-2) 3rd order sequence II-2 (Coniacian); a) Sequence boundary surface between II-1 and II-2.

desarrollada (parte superior de la secuencia II-2; Coniaciense), debido a que fue truncada anticipadamente por un acontecimiento tectónico relevante que generó la discordancia erosiva que marca su límite superior.

5.3 Mesosecuencia III (*Santoniense Inferior* – *Campaniense Inferior*)

A diferencia de las anteriores mesosecuencias, este episodio deposicional tiene un origen mixto tecto-eustático singular, diferente de aquellas y consecuentemente, muestra un carácter exclusivamente regresivo.

Su límite inferior varía de unos afloramientos a otros, desde una paraconformidad de origen eustático a una discordancia erosiva de origen tectónico, siendo ambas estructuras no sincrónicas. Sólo en algunos afloramientos se pueden reconocer ambas discontinuidades separadas por un delgado paquete de sedimentos. Esto puede generar una imprecisión metodológica a la hora de establecer el límite de la Mesosecuencia III, situándose éste, generalmente, en la discontinuidad más visible.

Para la evolución sedimentaria, hay que tener en cuenta por tanto, que el espacio de acomodación que ha hecho posible el registro de la Mesosecuencia III fue generado bajo la misma tendencia eustática que dio lugar a la Mesosecuencia II, quedando ambas divididas por la superposición de un evento tectónico regional a la señal eustática original. Debe considerarse, que de no ser por la existencia de esta discordancia erosiva, ambas mesosecuencias (II y III) serían un único episodio deposicional de 2^o orden, compuesto por cinco secuencias deposicionales de 3^{er} orden (Fig. 5) y que mostraría un carácter simétrico, transgresivo-regresivo, conforme al de un episodio de origen eustático.

En general, la discordancia erosiva es difícil de observar en la mayoría de los afloramientos, afectando a los materiales de techo de la Mesosecuencia II (p.ej. Ituro y Lama, Fig. 3; Barranco de Patones, Fig. 11; Canteras de la Higuera; Embalse de Pedrezuela–Venturada), salvo en aquellos puntos donde ha generado un importante vacío erosional que implica la desaparición de la Mesosecuencia II completa (Fig. 12). Sólo en estos casos ha sido representada en la cartografía MAGNA. En el contexto de la cuenca Ibérica, esta discordancia es reconocible únicamente en el ámbito del Sistema Central, considerándose por ello como una discordancia costera que pasa a paraconformidad hacia el interior de la cuenca. Ejemplos similares se reproducen en los límites de sus tres secuencias de 3^{er} orden internas (III-1, III-2 y III-3; Fig. 5).

La secuencia de 3^{er} orden inferior (III-1; Santoniense) está materializada por la Fm Hontoria del Pinar (banda sur), aunque en facies más costeras y dolomitizadas. Se enriquece en extraclastos de cuarzo hacia el SO (p.ej. Embalse de Pedrezuela), pero mantiene el mismo estilo de estructuras sedimentarias de alta energía que la caracteriza en su área tipo. Allí donde los procesos de dolomitización no han sido tan benevolentes, la secuencia está representada por el litosoma intermedio de la Fm Somolinos y por el litosoma inferior de las Fms Montejo e Ituro y Lama en cambio lateral de facies (banda norte).

La segunda secuencia de 3^{er} orden (III-2; Santoniense–Campaniense Inferior) está compuesta por la Fm Burgo de Osma y por los litosomas superiores de las Fms Ituro y Lama, Montejo y Somolinos. Su límite inferior es igualmente una importante discontinuidad, materializada por una discordancia erosiva

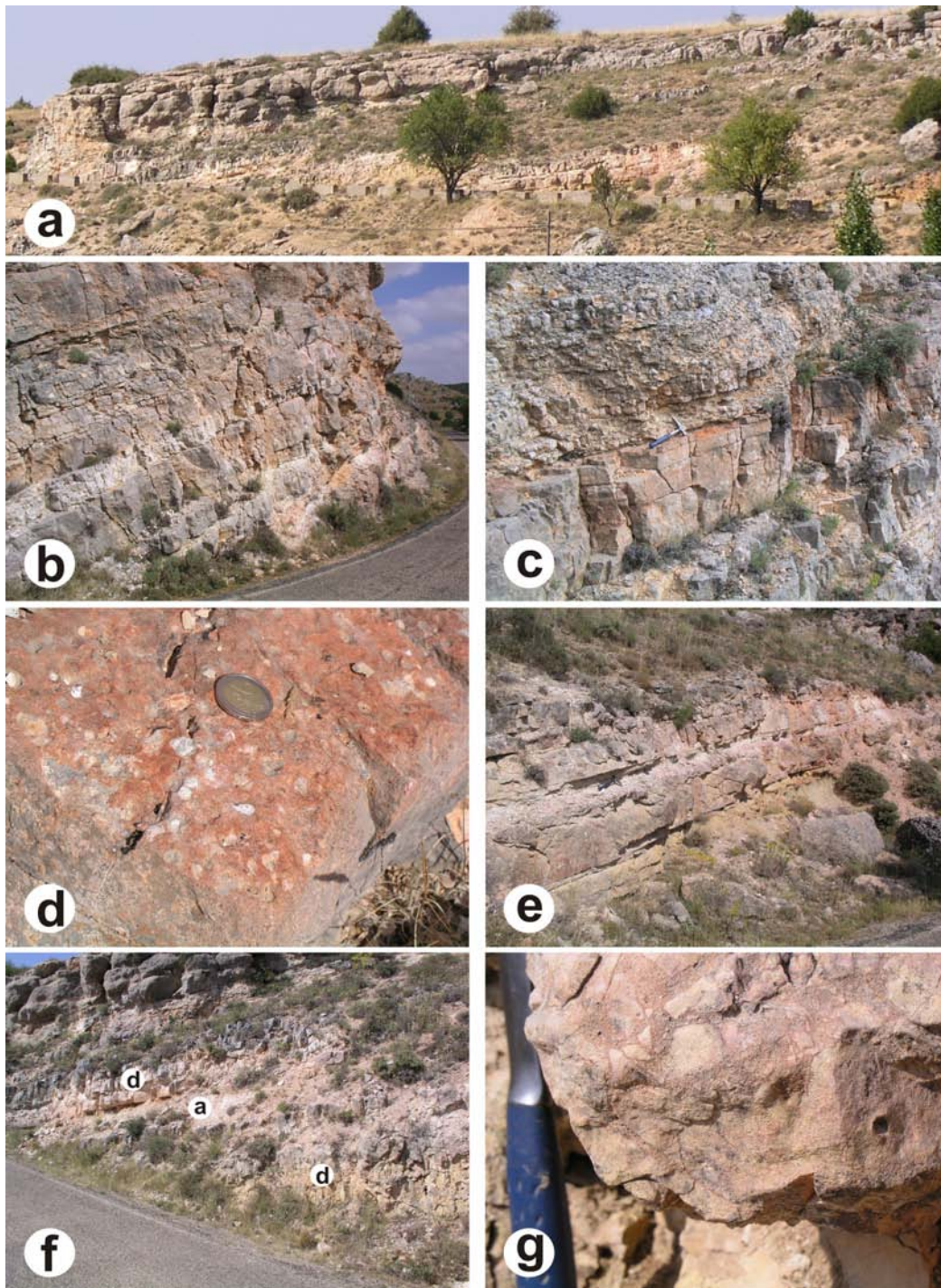


Fig. 9. Secuencia II-1 (Turonense Superior) en el afloramiento de Villaverde de Montejo (Segovia). a) Vista panorámica de la sección; b) Aspecto de la Fm Muñecas mostrando una estratificación muy bien definida; c) Límite superior de la secuencia de 3^{er} orden, coincidiendo con la superficie de contacto entre las Fms Muñecas (debajo) y Hortezuuelos (encima), resaltada por la posición del martillo de escala; d) Detalle del *hardground* que marca el límite de secuencia y el contacto entre ambas formaciones; e) Dolomías rojas de la Fm Caballar; f) Alternancia de niveles de arenas, arcillas y margas verdes (a) del Mb Segovia (Fm Utrillas) y niveles de dolomías rojas (d) de la Fm Caballar; g) Brechas dolomíticas en la base de un nivel de dolomías rojas (Fm Caballar). Modificado de GIL *et al.* (2008).

- 3rd order sequence II-1 (Upper Turonian) in Villaverde de Montejo outcrop (Segovia). a) Panoramic view of the section; b) View of the Muñecas Fm showing a well-bedded stratification pattern; c) Lithostratigraphic boundary (highlighted by hammer for scale) between Muñecas (below) and Hortezuuelos Fms (above) and upper sequence-boundary surface of sequence II-1; d) Detailed view of the hardground of the sequence boundary surface of c); e) Red dolostones of the Caballar Fm; f) levels of sands, clays and marls (a) of Segovia Mb (Utrillas Fm) interbedded within red dolostones (d) of Caballar Fm; g) Detail of dolomitic breccias at the base of one of red dolostones sets (Caballar Fm). Modified from GIL *et al.* (2008).

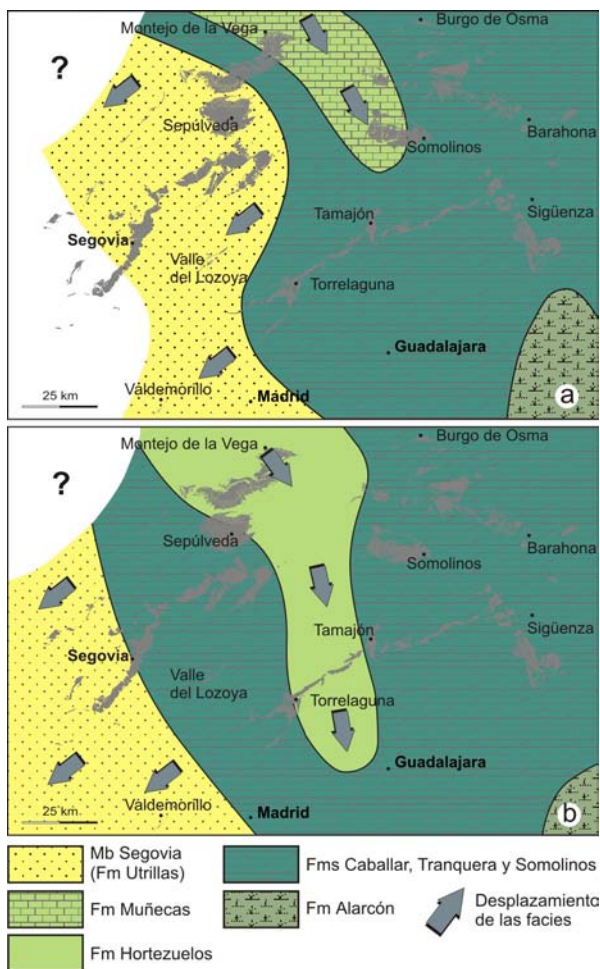


Fig. 10. Esquema paleogeográfico y distribución de facies de las secuencias deposicionales de 3^{er} orden (II-1 y II-2) de la Mesosecuencia II (Turoniense Superior — Santoniense Inferior). a) Secuencia II-1 (Turoniense Superior); techo de la secuencia (88,6 Ma). b) Secuencia II-2 (Coniaciense); techo de la secuencia (85,9 Ma).

- Palaeogeographic reconstruction and facies distribution in the two 3rd order sequences (II-1 y II-2) of the Mesosequence II (Upper Turonian — Lower Santonian). a) Sequence II-1 (Upper Turonian), top of the sequence (88,6 Ma). b) Sequence II-2 (Coniacian), top of the sequence (85,9 Ma).

observable en los afloramientos de Ituero y Lama (Fig. 3) y del barranco de Patones (Fig. 11).

La tercera secuencia de 3^{er} orden (III-3; Campaniense Inferior) está representada por los depósitos arcilloso-carbonatados de la Fm Valle de Tabladillo y localmente en la banda sur, por el Mb Brechas del Pontón de la Oliva. Su límite inferior coincide con el de ambas unidades, no siendo fácilmente observable dada la escasa competencia de los materiales de esta secuencia en su base (tramo cubierto); no obstante, cuando sí es observable, está materializado por una discordancia erosiva ferruginizada (p.ej. Arrebatacapas; GIL, 1994) (Fig. 13).

Estas tres secuencias de 3^{er} orden (III-1, III-2 y III-3) constituyen el episodio deposicional más carbonatado y más extensivo sobre el margen costero de la sucesión cretácica (Fig. 14). Con mucha probabilidad, los materiales carbonatados cretácicos detectados en un sondeo profundo (provincia de Valladolid) en el subsuelo de la cuenca del Duero (ITGE, 1990) deben corresponder a alguna de estas secuencias. De hecho, de ninguna de ellas se han reconocido con claridad los equivalentes laterales terrígenos continental-costeros en facies Utrillas. Estos deben situarse por debajo del relleno terciario de las cuencas del Duero y Tajo, pudiendo llegar a aflorar en sus márgenes más occidentales, tal y como ocurre con los depósitos terrígenos que ALONSO LUZURIAGA (1969) describió en las inmediaciones de Toledo (Cerro de la Rosa), o con los depósitos de la Fm Salamanca en las provincias de Salamanca y Zamora a los que MOLINA *et al.* (1989) y MARTÍN-SERRANO (2000) vincularon genética y paleogeográficamente con los depósitos carbonatados del Cretácico Superior del Sistema Central.

En este sentido, DELGADO IGLESIAS & ALONSO GAVILÁN (2008) realizan una valiosa aportación al describir la semejanza litológica y petrológica de los afloramientos siliciclásticos de la Fm Salamanca en la ciudad de Zamora y los depósitos del Mb Segovia de la Fm Utrillas. A falta de estudios más detallados de correlación estratigráfica y secuencial entre ambas unidades, las aportaciones de estos autores sugieren una afinidad genética indudable (ambientes siliciclásticos de llanura continental-costera), aunque no cronoestratigráfica. De acuerdo con el modelo de arquitectura estratigráfica que presentamos en este trabajo (Fig. 5), mientras los depósitos más suroccidentales del Mb Segovia corresponderían al cinturón de facies siliciclástico costero de las secuencias internas de 3^{er} orden de las Mesosecuencias I y II (Cenomaniense Superior — Santoniense Inferior), los depósitos de la Fm Salamanca, podrían serlo, al menos en parte, de las secuencias internas de la Mesosecuencia III (Santoniense Inferior — Campaniense Inferior).

La aparición de facies mixtas (Fm Ituero y Lama) y la abundancia de extraclastos de cuarzo y cuarcita (Fm Hontoria del Pinar, en parte) sugiere una reactivación del área fuente al tiempo que en la cuenca y en su margen costero se están depositando carbonatos, todo ello en un contexto eustático de alto nivel del mar. Esta reactivación del área fuente tiene que estar relacionada necesariamente con acontecimientos tectónicos compresivos, a los cuales se vincula la marcada discordancia erosiva de la base de la Mesosecuencia III, así como las de la segunda y tercera secuencias de 3^{er} orden (III-2 y III-3). En este sentido, cualquiera de estos pulsos tectónicos podrían corresponder al que DELGADO IGLESIAS & ALONSO GAVILÁN (2008) invocan para explicar el incremento en el tamaño



Fig. 11. Afloramiento del barranco de Patones (Madrid). a) Límite de 3^{er} orden entre las secuencias II-1 y II-2 de la Mesosecuencia II (II; Turoniense Superior–Coniaciense). b) Discordancia erosiva de la base de la Mesosecuencia III (III; Santoniense–Campaniense Inferior) y de la secuencia de 3^{er} orden III-1 (Santoniense); c) Discordancia erosiva de la base de la secuencia de 3^{er} orden III-2 (Santoniense Superior–Campaniense Inferior). En la imagen se aprecia cómo ambas discordancias (b y c) laminan respectivamente los litosomas margosos (blandos semicubiertos) que afloran al techo de las secuencias de 3^{er} orden infrayacentes (II-2 y III-1).

- Barranco de Patones outcrop (Madrid). a) 3rd order sequence boundary surface between II-1 and II-2 sequences of Mesosequence II (II; Upper Turonian-Coniacian); b) Basal unconformity surface of the Mesosequence III (Santonian – Lower Campanian); c) Unconformity and basal sequence boundary surface of 3rd order sequence III-2 (Upper Santonian – Lower Campanian). The upper unconformity (c) show a toplap geometry eroding the top marly lithosome of the overlain 3rd order sequence (III-1). Both unconformities (b and c, respectively) show a toplap geometry eroding the marly lithosomes at top of the 3rd order sequences that lie underneath (II-2 and III-1).

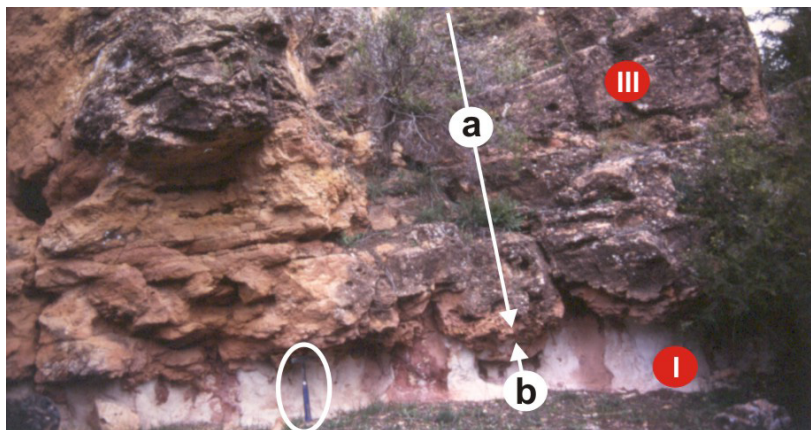


Fig. 12. Discordancia erosiva entre la Fm Ituero y Lama (a) y el Mb Segovia de la Fm Utrillas (b) en los afloramientos de Torreiglesias (Segovia). Dicha superficie constituye el límite inferior de la Mesosecuencia III (III) y representa un importante vacío erosional en este sector, que puede englobar la Mesosecuencia II completa, abarcando un intervalo temporal desde el Turoniense Medio-Superior al Santoniense Inferior, ambos inclusive. I) Mesosecuencia I. Martillo de escala.

- Unconformity between Ituero y Lama Fm (a) and Segovia Mb of the Utrillas Fm (b) around Torreiglesias outcrops (Segovia). This erosive surface is the lower sequence boundary of the Megasequence III (III) and it represents a major erosional gap in this area, which can encompass the entire Mesosequence II, covering a time span ranging from Middle-Upper Turonian to Lower Santonian. I) Mesosequence I. Hammer for scale.

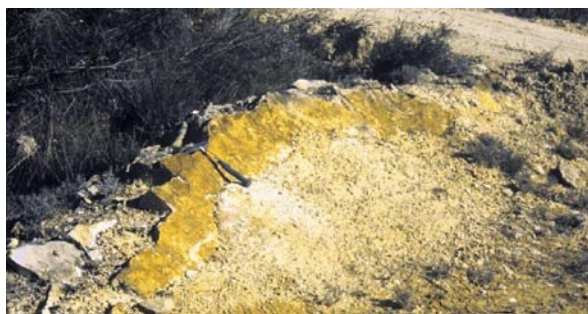


Fig. 13. Discordancia erosiva ferruginizada de la base de la secuencia deposicional III-3 (Campaniense) en los alrededores de Arrebatacapas (Madrid).

- Ferruginous unconformity basal surface of 3rd order sequence III-3 (Campanian) around Arrebatacapas outcrop (Madrid).

de grano y el cambio secuencial entre los tramos medio y superior de la Fm Salamanca.

Otras discordancias de origen tectónico han sido descritas en una posición estratigráfica semejante en el Pirineo (SIMÓ, 1985) y en el Prebético (CHACÓN *et al.*, 2004), e interpretadas como la manifestación en el registro sedimentario del comienzo de la compresión alpina en la Placa Ibérica, estando relacionada con el inicio de la colisión entre las placas africana e ibérica (REICHERTER & PLETSCH, 2000).

En su conjunto, las tres secuencias internas muestran una tendencia de somerización hacia techo, que culmina con los depósitos costeros mareales y evaporíticos de la Fm Valle de Tabladillo. Esta tendencia concuerda con su posición cronoestratigráfica, reflejando la etapa regresiva final de un megaciclo eustático de 2º orden reconocido a escala global (UZA-3 de HAQ *et al.*, 1988; Fig. 5), que englobaría esta mesosecuencia y la inferior, estando ambas aquí diferenciadas por la concurrencia de uno o varios eventos tectónicos compresivos durante el Santoniense. La discontinuidad de techo marca el final de la sedimentación marina en el Cretácico Superior de esta región. Por encima, la presencia de facies siliciclásticas costero-continetales dibuja una notable progradación de estos cinturones de facies asociada a la importante caída eustática que generó dicho límite secuencial.

5.4 Mesosecuencia IV (Campaniense Medio – Maastrichtiense)

Representa una importante ruptura sedimentaria en la sucesión general, que señala el final de los ambientes sedimentarios marinos que caracterizaron a las mesosecuencias previas. Trabajos regionales muestran que la caída eustática finicretácica dio lugar a la progradación de las facies terrígenas continentales, extendiéndose sobre toda la cuenca Ibérica hasta el límite con el dominio vasco-cantábrico. Dentro de este contexto regional, el área de estudio pasó a un régimen continental-costero representado por las arenas, arcillas y yesos de la Fm Vegas de Matute, la parte inferior de la Fm Torrelaguna y por la Fm Villalba de la Sierra, al menos pro-parte, esta última progradando desde la Serranía de Cuenca (Fig. 15).

El límite inferior de la mesosecuencia es una importante discontinuidad estratigráfica de orden mayor y de origen eustático. Aunque localmente se ha descrito como una discordancia cartográfica en el área de Valdeprados (FERNÁNDEZ GARCÍA *et al.*, 1989), a escala de afloramiento no se reconocen relaciones angulares de los materiales a ambos lados de la discontinuidad que pudieran sugerir un posible origen tectónico. Lo más frecuente es observar una paraconformidad, asociada en ocasiones a un *hardground* bien desarrollado (p.ej. Carbonero el Mayor; Fig. 16), o al relleno de un paleocarst a techo de la Fm Valle de Tabladillo,

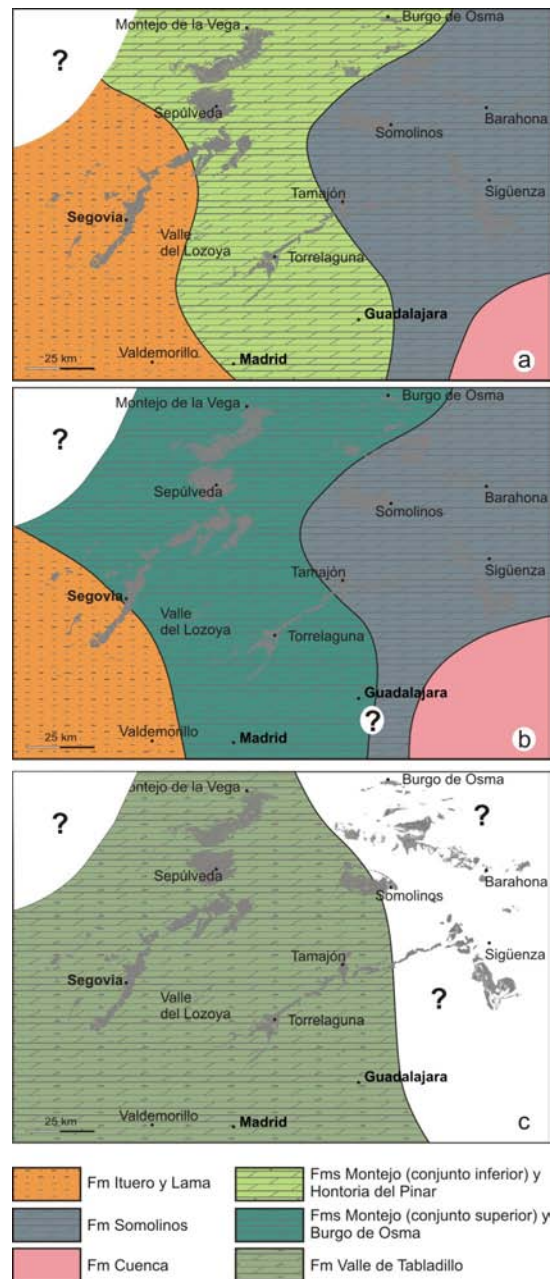


Fig. 14. Esquema paleogeográfico y distribución de facies en las tres secuencias deposicionales de 3º orden (III-1, III-2 y III-3) de la Mesosecuencia III (Santonian – Lower Campanian). a) Secuencia III-1 (Santonian), top of the sequence (84,1 Ma). b) Secuencia III-2 (Upper Santonian – Lower Campanian), top of the sequence (82,3 Ma). c) Secuencia III-3 (Lower Campanian), top of the sequence (80,1 Ma).

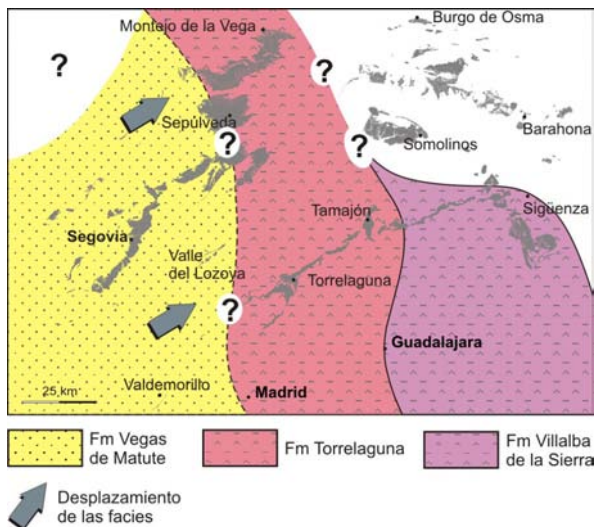


Fig. 15. Distribución de facies de la Mesosecuencia IV (Campaniense Medio – Maastrichtiense).
- Facies distribution of the Mesosequence IV (Middle Campanian – Maastrichtian).

lo que en ambos casos refleja que el intervalo temporal contenido en dicha discontinuidad es relativamente importante.

Si se compara con la carta de ciclos eustáticos de HAQ *et al.* (1988), esta mesosecuencia puede correlacionarse con el último megaciclo deposicional de 2º orden del Cretácico Superior (UZA-4), compuesto por cinco secuencias de 3º orden que representan un intervalo temporal de 12 Ma (Fig. 5). No se conoce con exactitud el patrón de apilamiento deposicional de 3º orden interno, debido a la escasez y baja calidad de afloramientos y a la dificultad de identificar de forma fehaciente secuencias deposicionales en sucesiones siliciclásticas, carentes de la regularidad sedimentaria propia de sistemas marinos o lacustres. No obstante, es poco probable que aquí estén representadas las cinco secuencias del megaciclo de HAQ *et al.*, (*op. cit.*), al menos dentro de la Fm Vegas de Matute. La o las secuencias inferiores pueden estar contenidas en la discontinuidad de la base, habida cuenta de la amplitud temporal que sugieren las estructuras asociadas a la misma (ver arriba). Por otro lado, la secuencia o secuencias superiores pueden estar igualmente ausentes por procesos erosivos



Fig. 16. Canteras de Carbonero El Mayor (Segovia). Detalle del *hardground* situado a techo de la Fm Valle de Tabladillo (a), resaltando la discontinuidad entre esta unidad y la Fm Vegas de Matute (b) situada por encima. Constituye al mismo tiempo, el límite entre las Mesosecuencias III (Santonense – Campaniense Inferior) y IV (Campaniense Medio – Maastrichtiense). La flecha señala el punto donde se ha hecho el detalle de la esquina inferior derecha.
- Carbonero El Mayor quarries (Segovia). Detail of the *hardground* surface at top of Valle de Tabladillo Fm (a), emphasizing the discontinuity between this unit and the overlain Vegas de Matute Fm (b). It is also the lower boundary surface between Mesosequences III (Santonian – Lower Campanian) and IV (Middle Campanian – Maastrichtian). White arrow indicates where the detail of the lower right corner is taken.

o por falta de espacio de acomodación. De esta forma, únicamente la o las secuencias centrales del megaciclo son las que presentan una mayor probabilidad de estar aquí representadas, hecho que concuerda con los datos cronoestratigráficos que aportan los restos de vertebrados encontrados en la parte inferior de las arenas de Vegas de Matute, y que sugieren una edad Campaniense Superior-Maastrichtiense. En la misma línea, existen trabajos (FERNÁNDEZ GARCÍA *et al.*, 1989; RODAS *et al.*, 1990; entre otros) que describen una única secuencia deposicional, con una evolución vertical de facies que muestra la progradación de un sistema fluvial entrelazado. Esta tendencia progradacional, unida al carácter continental de los ambientes deposicionales y a la probable falta de registro sedimentario (ausencia de otras posibles secuencias teniendo en cuenta un intervalo cronológico tan amplio), sería totalmente conforme con el contexto regresivo que caracteriza el final del megaciclo sedimentario del Cretácico Superior a escala mundial.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado por miembros del equipo de investigación IBERCRETA de la Universidad de Alcalá (CCTE 2007/R23) y financiado por el proyecto CGL2009-12008 de la Dirección General de Investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación (España). Nuestro sincero agradecimiento a la labor de revisión de A. Robador y G. Alonso Gavilán cuyos comentarios y sugerencias han contribuido a mejorar la calidad final del trabajo.

Recibido el día 16 de noviembre de 2010

Aceptado el día 30 de diciembre de 2010

BIBLIOGRAFÍA

- ALMENDROS, G., ÁLVAREZ RAMIS, C. & POLO, A. 1982. Estudio paleobioquímico de la materia orgánica de restos fosilizados de *Frenelopsis* procedentes del supracretácico de Torrelaguna (Madrid). *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, **76-2**: 285-302.
- ALONSO, A. 1981. *El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central)*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, **7**, 271 págs.
- ALONSO, A. & MAS, R. 1982. Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **8**: 145-166.
- ALONSO LUZURIAGA, I. 1969. Estratigrafía y sedimentología del Cretácico del borde norte de la Meseta de Toledo: Cerro de la Rosa. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **1**: 25-55.
- ÁLVAREZ RAMIS, C. & DOUBINGER, J. 1980. Los microfósiles vegetales del Cretácico superior de Torrelaguna. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **78**: 205-215.
- ÁLVAREZ RAMIS, C., CLEMENTE BELMONTE, P. & FERNÁNDEZ MARRÓN, M.T. 1996. Avance del estudio paleopolínico de angiospermas procedente de la formación cretácica del Barranco de las Cuevas (Madrid). *Geogaceta*, **20**: 201-203.
- ÁLVAREZ RAMIS, C., CLEMENTE BELMONTE, P., FERNÁNDEZ MARRÓN, M.T., GALÁN RUIZ, C. & GÓMEZ PORTER, P. 1987. Formas de Normapolenes del Senoniense del embalse del Vellón (Madrid). *Resúmenes de la VIII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 205-215.
- ÁLVAREZ RAMIS, C. & FERNÁNDEZ MARRÓN, M. T. (1990). Palinomorfos atribuidos a Gimnospermas hallados en niveles supracretácicos del embalse de Pedrezuela (provincia de Madrid). *Actas del VII Simposio de Palinología*, 437-443.
- ÁLVAREZ RAMIS, C., FERNÁNDEZ MARRÓN, M.T. & GÓMEZ PORTER, P. 1992. Presencia de restos de *Glyptostrobus* próxima a la especie actual *G. lineatus* (Poiret) Druce en niveles terminales de la serie supracretácica del borde sur de la Sierra de Guadarrama, barranco de Patones (Madrid). *Actas III Congreso Geológico de España*, **1**: 483-486.
- ARIAS, C. 1969. Estudio estratigráfico y sedimentología del Cretácico de los alrededores de Guadalix de la Sierra (Madrid). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **1**: 309-333.
- ASENSIO, I. & SÁNCHEZ, V. 1968. Consideraciones sedimentológicas sobre la formación detrítica albiense de la provincia de Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **66-4**: 195-205.
- BUSCALIONI, A. & MARTÍNEZ-SALANOVA, J. 1990. Los vertebrados fósiles del yacimiento Cretácico de Armuña (provincia de Segovia, España). *Actas de la Reunión de Tafonomía y Fossilización*, 51-57.
- BUSCALIONI, A. & SANZ, J.L. 1987. First report on a new crocodile from the Upper Cretaceous of Spain (Province of Segovia): A short comparative review with the Gondwana and Laurasia Upper Cretaceous crocodiles. In: P.M. CURRIE & E.H. KOSTER Eds. Short papers 4th Symposium on Mesozoic terrestrial ecosystems. *Occasional Papers of Tyrrel Museum of Paleontology*, **3**: 36-41. Drumheller (Alberta, Canadá).
- CARENAS, B., BARROSO-BARCENILLA, F., CAMBRA-MOO, O., BERRETEAGA, A. & SEGURA, M. 2011. First overview on gypsum in the new and exceptional "Lo Hueco" fossil site (Upper Cretaceous, Cuenca, Spain). Gypsum: Properties, Production and Applications. In: D.H. SAMPSON Ed. *Nova Publishers*: 175-190. New York.
- CARENAS, B., GARCÍA, A., CALONGE, A., PÉREZ, P. & SEGURA, M. 1989. Middle Cretaceous (Upper Albian-Turonian) in the central sector of the Iberian Ranges (Spain). In: J. WIEDMANN Ed. *Cretaceous of the Western Tethys*. Págs. 265-279. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- CHACÓN, B., MARTÍN-CHIVELET, J. & GRAFE, K.U. 2004. Latest Santonian to latest Maastrichtian planktic foraminifera and biostratigraphy of the hemipelagic series of the Prebetic (Murcia and Alicante provinces, SE Spain). *Cretaceous Research*, **25**: 585-601.
- CONCHA, S. DE LA 1962. *Memoria de la Hoja 485 (Valdepeñas de la Sierra) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 1ª Serie*. Instituto

- Geológico y Minero de España, Madrid.
- CORCHÓN, F. 1976. Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid y Guadalajara). *Boletín del Servicio Geológico de Obras Públicas*, **40**, 189 págs.
- CORTÁZAR, D. DE 1891. Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **XVII**, 234 págs.
- DELGADO IGLESIAS, J. & ALONSO GAVILÁN, G. 2008. Aportaciones a la interpretación de los sedimentos del tránsito Cretácico Superior – Paleoceno en la ciudad de Zamora, suroeste de la Cuenca del Duero. *Boletín Geológico y Minero*, **119 (2)**: 181-200.
- DERCOURT, J., GAETANI, M., VRIELYNCK, B., BARRIER, E., BIJU-DUVAL, B., BRUNET, M.F., CADET, J.P., CRASQUIN-SOLEAU, S. & SANDULESCU, M. 2000. Atlas Peri-Tethys: Palaeogeographical maps. CCGM/CGMW, 24 maps and explanatory notes, **I-XX**: 1-269.
- DIÉGUEZ, M. C. 1986. Nuevo yacimiento de flora albense en la vertiente sur de la Sierra de Guadarrama. Soto del Real (Madrid). *Estudios Geológicos*, **42 (4-5)**: 361-364.
- DIÉGUEZ, M. C., MONTERO, A. & BARRÓN, E. 1993. Las floras fósiles de la Comunidad de Madrid. In: Madrid antes del hombre. Museo Nacional de Ciencias Naturales, Comunidad de Madrid, 15-20.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, P., MAS, R., RODAS, M., LUQUE DEL VILLAR, F.J. & GARZÓN, G. 1989. Los depósitos aluviales del Paleógeno basal en el sector suroriental de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). Evolución y minerales de la arcilla característicos. *Estudios Geológicos*, **45**: 27-43.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. 1915. Monografía geológica del Valle del Lozoya. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, **12**, 100 págs.
- FERNÁNDEZ-MARRÓN, M.T., GIL, J., GIL-CID, M.D. & FONOLLÁ-OCETE, F. 2010. Précisions sur le patron d'empilement de dépôts du Cénomaniens-Turonien de Somolinos (Chaîne Ibérique, Espagne) d'après l'étude palynologique. *Geobios*, **43-3**: 305-315.
- FLOQUET, M. 1998. Outcrop cycle stratigraphy of shallow ramp deposits: The Late Cretaceous series on the Castilian Ramp (Northern Spain). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, *SEPM Special Publication*, **60**: 343-360.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A. & MELÉNDEZ, A. 1982. Cameros - Castilla. El Cretácico Superior. In: A. GARCÍA et al. Eds. *El Cretácico de España*. págs. 387-453. Universidad Complutense, Madrid.
- FÜSTER, J. M. & FEBREL, T. 1958. *Mapa Geológico y Memoria de la Hoja 509 (Torrelaguna) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 1ª Serie*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GÁLVEZ CANERO, A. & SOLER, R. 1941. Mapa Geológico y Memoria de la Hoja 558 (Villaviciosa de Odón) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 1ª Serie. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GARCÍA, A., GARCÍA-HIDALGO, J.F., SEGURA, M., GIL, J., CARENAS, B. & RUIZ, G. 1996. Secuencias deposicionales del Cretácico superior no terminal (Turonense superior-Campaniense inferior) en la zona central de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Sistema Central). *Geogaceta*, **20 (1)**: 123-126.
- GARCÍA, A., MAS, R., SEGURA, M., CARENAS, B., GARCÍA-HIDALGO, J.F., GIL, J., ALONSO, A., AURELL, M., BÁDENAS, B., BENITO, M.I., MELÉNDEZ, A. & SALAS, R. 2004. Segunda fase de post-rifting: Cretácico Superior. In: J.A. VERA Ed. *Geología de España*. págs. 510-522. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- GARCÍA, A., SEGURA, M. & GARCÍA-HIDALGO, J.F. 1996. Sequences, cycles and hiatuses in the Upper Albian-Cenomanian of the Iberian Ranges (Spain): a cyclostratigraphic approach. *Sedimentary Geology*, **103**: 175-200.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F., GIL, J. & SEGURA, M. 2001a. Sedimentología de la sucesión cretácica basal en el borde sur del Sistema Central (Madrid). *Geotemas*, **3 (2)**: 197-200.
- 2001b. Sedimentología de la sucesión carbonatada en el borde sur del Sistema Central (Madrid). *Geotemas*, **3 (2)**: 193-196.
- 2003. Sedimentología de los términos basales de la sucesión cretácica en el borde sur del Sistema Central. *Journal of Iberian Geology*, **29**: 55-71.
- GARCÍA-HIDALGO, J.F., GIL, J., SEGURA, M. & DOMÍNGUEZ, C. 2007. Internal anatomy of a mixed siliciclastic-carbonate platform: The Late Cenomanian – Mid Turonian at the southern margin of the Spanish Central System. *Sedimentology*, **54**: 1245-1271.
- GIL, J. 1994. *Estratigrafía secuencial del Cretácico del borde meridional del Sistema Central en el sector de San Agustín de Guadalix-Palmaces de Jadraque (provincias de Madrid y Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense, Madrid, 241 págs.
- 2002. *Estratigrafía de alta resolución en el Turoniense Superior-Coniaciense Inferior de la Cordillera Ibérica Septentrional*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 218 págs.
- GIL, J., CARENAS, B., SEGURA, M., GARCÍA-HIDALGO, J.F. & GARCÍA, A. 2004. Unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en el centro de España: correlación y revisión. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **17**: 249-266.
- GIL, J., DOMÍNGUEZ, C. & SEGURA, M. 2001. Mineralogía y estratigrafía de los materiales terrigenos del Cretácico Superior en la sección de Arrebatacapas (Torrelaguna, Madrid). *Geogaceta*, **30**: 151-154.
- GIL, J. & GARCÍA, A. 1996. El Cretácico del borde meridional del Sistema Central. Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geológicos*, **52 (1-2)**: 37-49.
- GIL, J., GARCÍA, A. & SEGURA, M. 1993. Secuencias deposicionales en el flanco sur del Sistema Central. *Geogaceta*, **13**: 43-45.
- GIL, J., GARCÍA-HIDALGO, J.F., MATEOS, R., & SEGURA, M. 2009a. High-frequency orbital cycles in Upper Cretaceous shallow platform of the Iberian Ranges (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **274**: 40-53.
- GIL, J., GARCÍA-HIDALGO, J.F., SEGURA, M., GARCÍA, A. & CARENAS, B. 2006. Stratigraphic architecture, palaeogeography and sea-level changes of a third order depositional sequence: the late Turonian – early Coniacian in the northern Iberian Ranges and Central System (Spain). *Sedimentary Geology*, **191**: 191-225.
- GIL, J., GARCÍA-HIDALGO, J.F., SEGURA, M., CARENAS, B., GARCÍA, A., TEMÑO, J. & DÍAZ DE NEIRA, J. 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*, **102** (1-4):15-33.
- GIL, J., PONS, J.M. & SEGURA, M. 2002. Redescrición de *Bournonia gardonica* (Toucas, 1907) (Radiolitidae, Bivalvia) y análisis de las facies en que aparece (Coniacense, Sistema Central, España). *Revista Española de Paleontología*, **17** (2): 245-256.
- 2009b. Succession of rudistid lithosomes along the western coastal margin of the Iberian Basin (Coniacian, Castrojimeno Section, central Spain). *Facies*, **55** (4): 523-539.
- GIL, J., SEGURA, M. & GARCÍA-HIDALGO, J.F. 2001. Caracterización de los rizolitos en el Cenomaniense superior de Torrelaguna (Madrid): significado sedimentológico y estratigráfico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **96**: 39-47.
- GÓMEZ PORTER, P. 1984. Nota sobre la macroflora del Cretácico Superior del embalse del Vellón. *Colecciones de Paleontología*, **39**: 61-64.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: C.K. WILGUS, C. K. HASTINGS, C.G.S.C. KENDALL, H. POSAMENTIER, C. A. ROSS, J.C. VAN WAGONER, Eds. *Sea level changes. An integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **42**: 71-78.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.C. & VAIL, P.R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. Chart 1, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic chart. In: P.C. DE GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN, T. & P.R. VAIL Eds. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **60**. Appendix.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. 1930. Estudio geográfico y geológico del territorio de las obras del canal de Isabel II. *Memoria del Canal de Isabel II*, 455-460.
- ITGE. 1990. Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España. Tomo V: Duero-Almazán. Madrid.
- LÓPEZ, M. C. & MINGARRO, F. 1968. Estudio de los cuerpos concrecionales del Albense de Segovia. *Estudios Geológicos*, **24**: 243-247.
- LUJÁN, F. DE 1852. Memoria de la Comisión para la elaboración del Mapa Geológico de España. Edición facsímil (2005). *Instituto Geológico y Minero de España*, 52 págs. Madrid.
- MARTÍN DONAIRE, F. 1874. Datos geológico-mineros recogidos en la provincia de Guadalajara y en el término de Valdesotos. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **1**: 267-270.
- MARTÍN-SERRANO, A. 2000. El paisaje del área fuente cenozoica, evolución e implicaciones; correlación con el registro sedimentario de las cuencas. *Cièncias da Terra (UNL)*, **14**: 25-38.
- MENÉNDEZ AMOR, J. 1952. Un nuevo yacimiento de plantas fósiles. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **50**: 131-132.
- MINGARRO, F. & LÓPEZ, M.C. 1974. Petrogénesis de las rocas carbonáticas de la provincia de Segovia. *Estudios Geológicos*, **30**: 569-578.
- 1975. Estudio de la fracción arcillosa contenida en las rocas carbonáticas del Cretácico Superior de la provincia de Segovia. *Estudios Geológicos*, **31**: 531-542.
- MOLINA, E., VICENTE, A., CANTANO, M. & MARTÍN-SERRANO, A. 1989. Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Cenozoico en el borde suroeste de la Cuenca del Duero y del Macizo Hercínico Ibérico. *Studia Geologica Salmanticensia*, **5**: 177-186.
- NODAL, M.T. & ÁGUEDA, A. 1976. Características de la sedimentación Cretácico-terciaria en el borde septentrional de la Cuenca del Tajo. *Estudios Geológicos*, **32**: 115-120.
- OGG, J.G., OGG, G. & GRADSTEIN, F.M. 2008. *The Concise Geologic Time scale*. Cambridge University Press, 150 págs.
- OLMO, A. DEL & MARTÍNEZ-SALANOVA, J. 1989. El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas a las cuencas del Duero y Tajo. *Studia Geologica Salmanticensia*, **5**: 55-69.
- PALACIOS, P. 1879. Reseña geológica y física de la parte NO de la provincia de Guadalajara. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **6**: 321-351.
- POLO, T., SEGURA, M., CARENAS, B., GIL, J. & GARCÍA-HIDALGO, J.F. 2003. Estratigrafía del Cretácico Superior en el sondeo de "El Pradillo-1" (Madrid). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **16** (1-2): 91-102.
- PORTERO, J.M. & OLIVÉ, A. 1985. El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra. In: J.A. COMBA, Coord. Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos, vol. 2. págs. 527-534. Instituto Geológico y Minero de España.
- PRADO, C. DE 1864. Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. *Junta General de Estadística*, 219 págs.
- RAT, P. 1982. Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **8**: 1059-1076.
- REICHERTER, K.R. & PLETSCH, T.K. 2000. Evidence for a synchronous circum-iberian subsidence event and its relation to the African-Iberian plate convergence in the Late Cretaceous. *Terranova*, **12**: 141-147.
- RINCÓN, A., ORDÓÑEZ, S. & PEÑA, J.A. DE LA 1978. Tratamiento estadístico de datos granulométricos. Aplicación a la Formación Utrillas del extremo occidental de la Cordillera Ibérica y borde del Sistema Central. *Estudios Geológicos*, **34**: 543-547.
- ROBERTSON, C. & LOUCKS, R. 1994. Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts-Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes. In: *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent developments and applications*. Págs. 3-41. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **57**.
- RODAS, M., GARZÓN, M.G., LUQUE, F.J. & MAS, R. 1990. Correlation between the Paleogene detritic facies in the margins of Tajo and Duero basins (Central Spain): Mineralogical, sedimentological and geomorphological characteristics. *Science Géologiques: Mémoire*, **88**: 43-52.
- SAEFTEL, H. 1961. Paleogeografía del Albense en las Cadenas Celtibéricas de España. *Notas y*

- comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **63**: 163-192.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. 1951. La constitución geológica del anticlinal de Honrubia (Segovia). *Estudios Geológicos*, **14**: 387-410.
- 1952. Memoria del Mapa Geológico 1:50.000 n° 375, Fuentelcesped, 1ª Serie. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- 1955. Memoria del Mapa Geológico 1:50.000 n° 403, Maderuelo, 1ª Serie. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- SANZ, J.L. 1986. Nouveaux gisements de dinosaures dans le Crétacé espagnol. Les dinosaures de la Chine a la France. *Museo de Historia Natural*, Toulouse, France: 81-88.
- SANZ, J.L. & BUSCALIONI, A. 1987. New evidence of armoured titanosaurs in the Upper Cretaceous of Spain. In: P.M. CURRIE & E.H. KOSTER, Eds. Short papers 4th Symposium on Mesozoic terrestrial ecosystems. Págs. 199-204. *Occasional Papers of Tyrrel Museum of Paleontology*, **3**. Drumheller (Alberta, Canadá).
- SCHRÖEDER, E. 1948. La zona limítrofe del Guadarrama y las Cadenas Hespéricas. *Publicaciones extranjeras sobre la Geología de España*, **4**: 235-292.
- SEGURA, M., CARENAS, B., GIL, J., GARCÍA-HIDALGO, J.F. & GARCÍA, A. 2001. Anatomy of the carbonate bodies in relation to their position with respect to the maximum transgressive in the 2nd-order Cycles of the upper Cretaceous from the Iberian Range. *Géologie Méditerranéenne*, **28 (1-2)**: 163-168.
- SEGURA, M., GARCÍA, A., CARENAS, B., GARCÍA-HIDALGO, J.F. & GIL, J. 2002. Upper Cretaceous of the Iberian Basin. In: W.GIBBONS & M.T. MORENO, Eds. *The Geology of Spain*. Págs. 288-292. Geological Society, Londres.
- SEGURA, M., GARCÍA, A., GARCÍA-HIDALGO, J.F., CARENAS, B., RUIZ, G. & GIL, J. 1996. Relaciones genéticas entre las unidades litoestratigráficas del Cretácico medio y superior de la Cordillera Ibérica Occidental. *Geogaceta*, **20 (1)**: 54-57.
- SEGURA, M., GARCÍA-HIDALGO, J.F., CARENAS, B. & GARCÍA, A. 1993. Mixed siliciclastic and carbonate platform of Albian — Cenomanian age from the Iberian basin (Spain). In: Atlas of Cretaceous Carbonate Platforms. págs. 255-269. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*, **56**. Tulsa, Oklahoma, USA.
- SEGURA, M., GIL, J. & PONS, J.M. 2000. Identificación de *Bournonia gardonica* (Toucas, 1907) en el Cretácico Superior del barranco de las Cuevas (Patones, Madrid). *Geotemas*, **1 (2)**: 321-324.
- SEGURA, M., POLO, T., GARCÍA-HIDALGO, J.F., GIL, J., CARENAS, B. & GARCÍA, A. 2006. The Upper Cretaceous in the Tagus Basin (Central Spain): Sequential analysis based on oil well data and outcrop correlation. In: G. MORATTI & A. CHALOUAN, Eds. Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa. págs. 231-244. *Geological Society, Special Publications*, **262**. Londres.
- SIMÓ, A. 1985. *Secuencias deposicionales del Cretácico Superior de la Unidad del Montsec Pirineo (Central)*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 325 págs.