

EL CRETÁCICO DEL BORDE SEPTENTRIONAL DE LA RAMA CASTELLANA DE LA CORDILLERA IBÉRICA

J. F. García-Hidalgo¹, M. Segura¹ y A. García²

¹ Departamento de Geología, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares,

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

Resumen: A lo largo del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en el límite de ésta con la Cuenca de Almazán, aflora el Cretácico en una sucesión de pequeños afloramientos aislados debido a la existencia de amplios recubrimientos terciarios. En cada uno de esos afloramientos, la realización de perfiles estratigráficos continuos es complicada debido a la existencia de numerosas fracturas de pequeño salto. Por todo ello, la estratigrafía de estos materiales se establece mediante la correlación de muchos cortes parciales. El intervalo estudiado comprende desde el Cenomaniense superior al Campaniense inferior, pudiendo corresponder los términos más antiguos al Cenomaniense inferior, e incluso pertenecer al Cretácico inferior. La sucesión sedimentaria comienza por arenas fluviales y litorales (Cretácico inferior? - Cenomaniense superior.). Existen dos episodios de margas y calizas nodulares marinas de plataforma distal depositadas durante el Cenomaniense terminal - Turoniense inferior y el Coniaciense superior - Santoniense inferior; mientras que el resto son calizas y dolomías de plataforma somera. La estructura de apilamiento es agradacional, con una truncación poco marcada hacia la parte media del paquete sedimentario. Hay una reducción de espesores hacia el NO y SE, relacionada con el paso a facies más someras y más litorales en esos mismos sentidos, que dibujan un laxo surco. Se identifican abundantes cambios laterales de facies, que confieren a esta sucesión estratigráfica un importante valor, pues ello permite precisar las relaciones genéticas entre conocidos litosomas cretácicos de la Cordillera Ibérica, facilitando las correlaciones del Cretácico superior entre las regiones de Cameros, Rama Aragonesa y resto de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y el Sistema Central. El registro estratigráfico se organiza en nueve unidades litoestratigráficas y nueve secuencias deposicionales.

Palabras clave: Cretácico superior, Cordillera Ibérica, Unidades litoestratigráficas, Estratigrafía secuencial.

Abstract: Along the northern border of the Castilian branch of the Iberian Ranges, in the boundary with the Almazán Tertiary Basin, several isolated outcrops of Cretaceous sediments exist. The stratigraphy of these outcrops is rather complex due to the absence of long and complete sections, which is caused both by the isolation of the outcrops, covered by Tertiary sediments, and, within each outcrop, by the presence of abundant normal faults. Thus, the correlation of short and incomplete sections is the only way to make an accurate stratigraphy. The age of the studied succession ranges from Upper Cenomanian to Lower Campanian, but its base can reach the Lower Cenomanian or even be older (Lower Cretaceous). The succession starts with littoral and fluvial sandstones and then grades upwards into shallow marine carbonate sediments. Two episodes of hemipelagic marl deposition grading upwards into open platform nodular limestones extended from the uppermost Cenomanian to Lower Turonian times and from the Upper Coniacian to Lower Santonian times. There is an aggradational stacking pattern with a slight truncation at the middle of the sedimentary package. The Cretaceous succession thins both north-westwards and south-eastwards in relation to the transition to continental areas, suggesting that the basin was a broad and shallow trough. The studied area is relevant for the Cretaceous palaeogeography in the Iberian Peninsula because this is an area where lateral facies changes between well-known Cretaceous lithosomes occur, allowing both the establishment of more precise genetic relationships between them and the correlation between Cameros, the Aragonian Iberian Ranges, the rest of the Castilian Iberian Ranges and the Central System. The stratigraphic record is organised into nine lithostratigraphic units and nine 3rd order depositional sequences.

Key words: Upper Cretaceous, Iberian Ranges, Lithostratigraphic Units, Sequence Stratigraphy.

García-Hidalgo, J.F., Segura, M. y García, A. (1997): El Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 39-53.

A lo largo de las tierras altas del bajo Soria, desde Ayllón a Arcos de Jalón, en el límite de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica con la Cuenca de Almazán, se localiza un rosario de afloramientos discontinuos de materiales cretácicos (Fig. 1). La mayor parte de éstos están formando parte de la Cordillera Ibérica, en continuidad cartográfica con materiales jurásicos o triásicos. Otra parte de estos afloramientos, está cartográficamente separada de la Cordillera Ibérica, y los materiales cretácicos aparecen rodeados por los depósitos cenozoicos de la Cuenca de Almazán. Estos últimos ocupan así una posición intermedia entre la Cordillera Ibérica Castellana y otros afloramientos aislados de Cretácico situados más en el interior de la Cuenca de Almazán, como los de Gormáz, Burgo de Osma, etc., no estudiados en este trabajo.

Las condiciones de afloramiento de los materiales cretácicos no son, en general, buenas. En una parte de los casos se trata de relieves cenozoicos vueltos a exhumar por el encajamiento de la red fluvial cuaternaria. En otros casos se trata de estrechos y largos afloramientos a lo largo de las hoces de ríos, en los que la presencia de numerosas fallas de pequeño salto puede hacer laborioso y problemático el reconocimiento de la sucesión estratigráfica. Estos hechos dan lugar a que, unas veces, diferentes litosomas de la sucesión estratigráfica presenten aspectos muy similares en un afloramiento, haciendo así difícil su distinción, y a que, otras veces, un mismo litosoma presente aspectos bastante diferentes en afloramientos próximos, dificultando su identificación.

En los afloramientos del interior de la Cuenca de Almazán es muy corto el intervalo de la sucesión sedi-

mentaria expuesta; por ello, para establecer su Estratigrafía de una forma más precisa, se han tenido en cuenta los datos de tres sondeos de petróleo próximos, habiendo resultado los del sondeo del Gredal los más interesantes (Fig. 1). Puede considerarse a Ligos (Fig. 2) como el afloramiento tipo de todo este conjunto sedimentario, debido a sus mejores condiciones de afloramiento, a la mayor amplitud del intervalo estratigráfico expuesto, a la gran variedad de facies y, por último, a la buena expresión morfológica de los diferentes litosomas.

Estos afloramientos cretácicos aparecen imprecisamente recogidos en los mapas geológicos de gran escala desde hace muchos años, pero su distribución cartográfica precisa y su primera definición estratigráfica se establece en los nuevos mapas geológicos 1/50.000 y en escasos trabajos locales (Sainz de Omeñaca, 1974; Adell *et al.*, 1978; Lendínez, 1978; Capote *et al.*, 1982; Lendínez y Muñoz, 1988; Ruiz, 1989 a y b; y Valverde, 1989). Poco después, Floquet (1990) describe parcialmente la sucesión sedimentaria de algunos de estos afloramientos, e integra su Estratigrafía en el marco del Surco Ibérico.

Este trabajo, junto con los de Gil y García (1996) y García *et al.* (1996 c), forma parte de una extensa y reciente revisión del Cretácico superior de la región central de España.

Columnas estratigráficas estudiadas

Son catorce los afloramientos en los que se ha elaborado una columna estratigráfica detallada de los materiales cretácicos (Fig. 1), en Ligos, en la ladera meri-

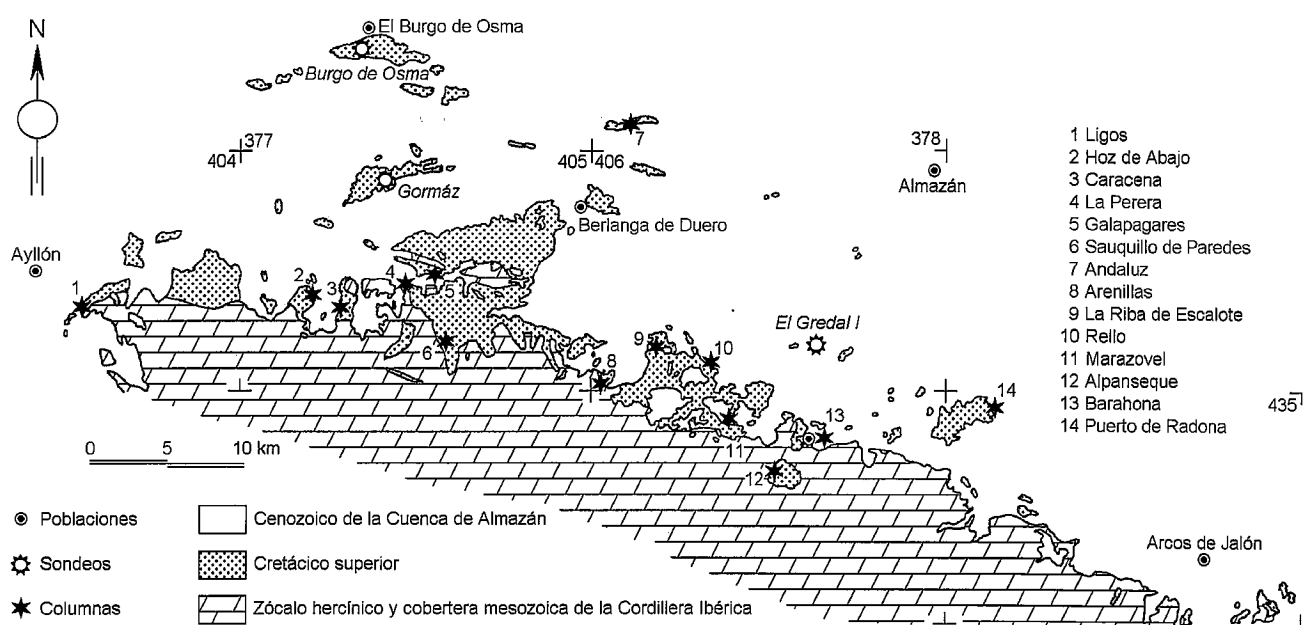


Figura 1.- Esquema geológico mostrando la localización del área de estudio, de las columnas estratigráficas levantadas y de los sondeos analizados.

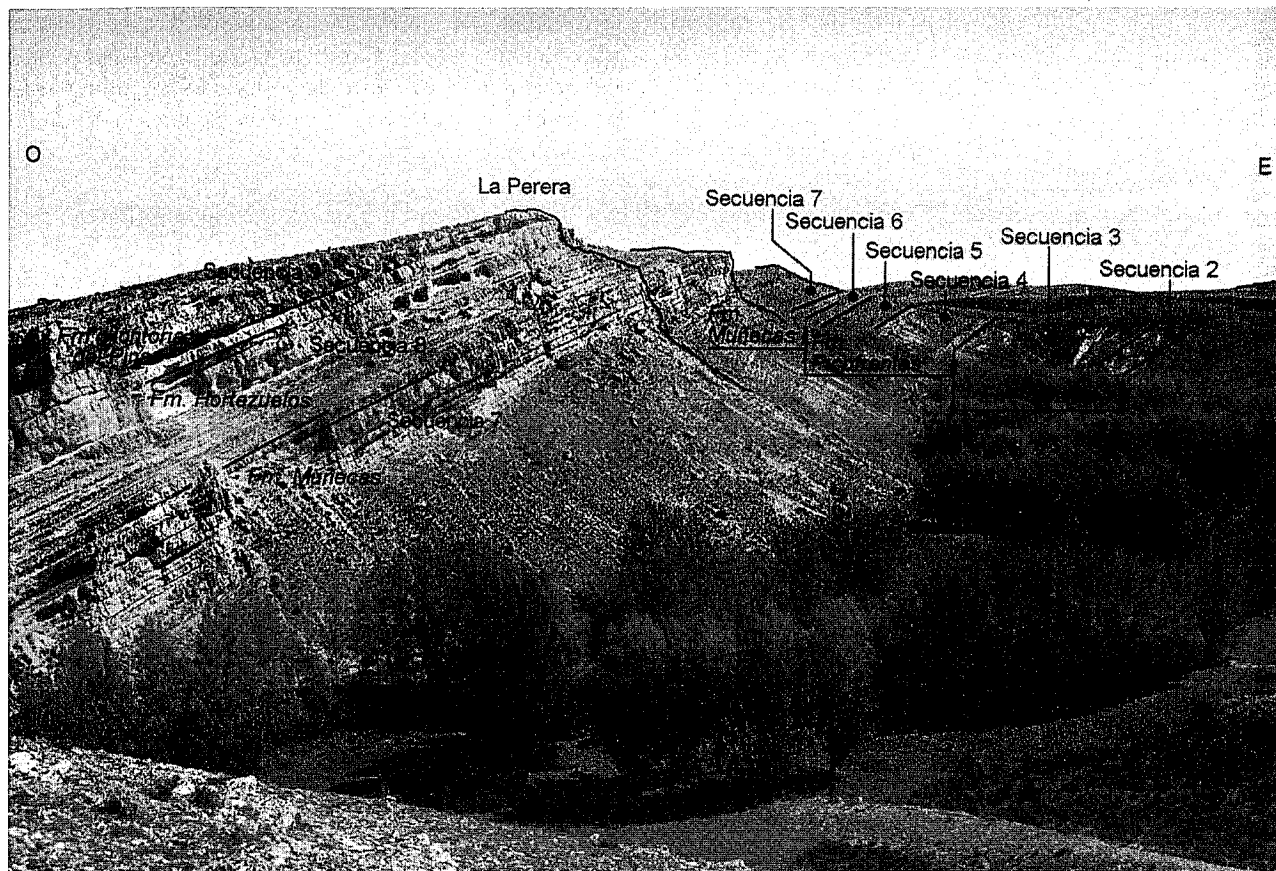


Figura 2.- Panorámica de la sucesión estratigráfica cretácica en la ladera oriental del cerro La Pedriza en el pueblo de Ligos (prov. de Soria), mostrando la situación sobre el terreno de los límites de las unidades litoestratigráficas y de las secuencias deposicionales.

dional del cerro La Pedriza (Fig. 2) y a lo largo del cauce del río Pedro; en Hoz de Abajo, en la ladera meridional del Cerro Peñalba. En Caracena, en la ladera meridional del cerro de las Tainas del Chaparral; en la Perera, a lo largo de las laderas de la hoz del arroyo de Fuente Arenaza; en Galapagares, en el talud de la carretera de Recuerda a Retortillo, entre los km 21 y 22; en la pista de entrada a la aldea de Mosarajos; y en la hoz del arroyo de Fuente Arenaza, aguas abajo de dicha aldea. En Sauquillo de Paredes, la sección se sitúa en la ladera meridional del cerro Otero II, en Andaluz, en la ladera septentrional de la hoz del río Fuentepinilla, en los taludes y canteras de la carretera a Soria; en Arenillas, en las cárcavas de la ladera occidental del cerro de la Alberca; en La Riba de Escalote, en la ladera meridional de la Peña Carrasca, cerro sin nombre del margen izquierdo del arroyo de la Calera (cerca de su confluencia con el río), ladera meridional de Cerro Melero, ladera meridional del cerro sin nombre al norte de él, y hoz del río Escalote; en Rello, en la ladera oriental de Cerro el Val, en el cerro que sustenta al pueblo, y en el camino a los molinos; al norte de Marazovel, en la carretera a Rello; en la subida de la carretera de acceso a Alpanseque, desde la carretera de Barahona a Cincovillas; en las laderas del Cerro de Barahona. Por último en las trincheras de la carretera de Medinaceli a Soria, en la bajada septentrional del

Puerto de Radona.

También se han tenido en cuenta los datos de los sondeos de Burgo de Osma, Gormaz y El Gredal I (Lanaja, 1987), pero sólo de este último se ha dispuesto de datos complementarios para poder analizar la sucesión sedimentaria con detalle y establecer unas correlaciones precisas.

Sucesión estratigráfica

El conjunto de materiales que componen las sucesiones sedimentarias de los distintos afloramientos pueden articularse, bajo el punto de vista litoestratigráfico, en nueve unidades (Fig. 3) con rango de Formación:

Formación Arenas de Utrillas (Fallot y Bataller, 1927)

Son arenas y areniscas arcósicas con intercalaciones tanto de niveles de cantos silíceos como de tramos lutíticos de diversos colores y con episodios ferruginosos de origen edáfico. Estos últimos pueden alcanzar un considerable desarrollo y se sitúan en posiciones concretas en la sucesión estratigráfica, marcando límites de secuencias deposicionales. Su espesor varía entre 65 m (Ligos, Fig. 2) y 130 m (sondeo de El Gredal; Lanaja 1987) (Fig. 3).

Esta unidad ha sido tradicionalmente considerada

como fluvial en esta región central de España, reconociéndose un predominio de las corrientes tipo *braided*. Los estudios más recientes (Ruiz, 1996) las interpretan como depósitos de llanura aluvial costera y mareales, en un intervalo estratigráfico que equivaldría a la parte alta de la sucesión sedimentaria aquí presente.

Formación Margas y Calizas de Picofrentes (Floquet et al., 1982)

Se trata del conocido litosoma margoso y fosilífero de los sectores septentrionales y centrales de la Cordillera Ibérica. Comprende una sucesión de margas amarillas y grises, nodulares a lajosas, en la que se intercalan calizas nodulares (biomicritas), también de colores grises y amarillos. Presenta un rico contenido en fósiles de grupos netamente marinos: equínidos, cefalópodos, pelecípodos, etc. Su espesor es bastante constante (alrededor de los 40-50 m), pero presenta un máximo hacia las áreas centrales (El Otero de Sauquillo de Paredes), coincidiendo con un contenido fosilífero más rico y una facies algo más marina (Fig. 3).

Estos materiales han sido correctamente considerados como una unidad litoestratigráfica por los autores de los mapas 1/50.000 (Adell *et al.*, 1978). Observaciones más detalladas sobre estos depósitos permiten reconocer en la mayor parte del área estudiada la presencia a base y a techo de sendos litosomas más calcáreos. Estos se describen a continuación como miembros de la Formación, con carácter informal para una mayor simplicidad de la nomenclatura estratigráfica regional. Su presencia aconseja modificar la denominación original de las Margas de Picofrentes (Floquet *et al.*, 1982) por la de Margas y Calizas de Picofrentes.

Miembro de calizas y margas inferiores. Constituye un conjunto heterolítico de dolomías arenosas, dolomías y calizas detríticas, calizas nodulares, limos dolomíticos y margas. Su máximo espesor se alcanza en las áreas centro-meridionales (37 m en la Peña Carrasca de la Riba de Escalote, Fig. 3), para disminuir su espesor hacia el sur y llegar a desaparecer hacia el norte. Su expresión morfológica varía de unos afloramientos a otros, pudiendo dar lugar a un resalte en el paisaje, o por el contrario, presentar el mismo relieve que las margas suprayacentes. Su contenido paleontológico más importante se limita a bivalvos; además, Floquet (1990) menciona en niveles atribuibles a esta unidad la presencia de *Angulithes triangularis*, que ha sido citado en la Cordillera Ibérica y en la cuenca Portuguesa con una edad Cenomaniense superior no terminal.

Miembro de calizas y margas superiores. En la región septentrional, esta unidad contiene un importante porcentaje de niveles margosos, pudiendo dudarse en algunos afloramientos (p.ej. Ligos, Fig. 3) de su individualización del tramo margoso principal de la Fm. Picofrentes. Sin embargo, en la región meridional tiene un carácter mucho más calcáreo y es fácil su individualización, aunque en algunos afloramientos tiene una cierta continuidad morfológica con la Fm. Ciudad Encantada suprayacente (p.ej. Rello, Fig. 3). No obstante,

en detalle, sus facies de calizas nodulares en bancos más potentes y con un aspecto noduloso mucho menos marcado que las del resto de la Formación, junto con la presencia de niveles de margas, aconsejan su individualización litoestratigráfica. Esta unidad presenta así mismo una gran variabilidad de espesores, desde unos pocos metros hacia el norte, hasta 20 m en las áreas centrales (Fig. 3).

Las margas de Picofrentes se interpretan como facies marinas y profundas (Floquet *et al.*, 1982; Segura *et al.*, 1993 a y b), comparadas con el resto de los depósitos cretácicos de las áreas centrales de la Cordillera Ibérica. Ellas fueron depositadas en el Surco Ibérico por una transgresión de origen atlántico en relación con el momento de nivel del mar más alto de todo el Cretácico a nivel mundial. Por comparación con los depósitos equivalentes de la Cuenca Cantábrica, su batimetría puede estimarse en unos pocos cientos de metros (M. Floquet, *comunicación oral* 1996). En cuanto a su marinidad, los fósiles de Ammonites que contienen pertenecen a unas pocas especies, solo hay formas adultas, y al menos algunos de los ejemplares parecen corresponder a conchas derivadas, por lo que cabe pensar en un cierto confinamiento de la cuenca (A. Goy, *comunicación oral* 1995), aunque la paleogeografía del Surco Ibérico para esta época muestra una clara conexión del mismo con los ambientes profundos del dominio Atlántico en la cuenca Vasco-Cantábrica.

Las intercalaciones de calizas del miembro inferior se interpretan como depósitos de plataforma carbonatada somera transgresivos sobre las facies terrígenas infrayacentes (Segura *et al.*, 1993 a y b). Por su parte los del miembro superior se pueden interpretar como depósitos de una rampa carbonatada cada vez más somera tras el evento de máxima inundación marina que se localiza hacia la mitad de las margas de Picofrentes, y que van a dar paso a la rápida progradación de las facies calcáreas de la unidad suprayacente.

Formación Dolomías de la Ciudad Encantada (Meléndez, 1971)

Bajo esta denominación se agrupa el conjunto de carbonatos, calizas y dolomías de diversos tipos que aparecen en las sucesiones sedimentarias entre la Fm. Margas y Calizas de Picofrentes y la Fm. Calizas dolomíticas de La Tranquera. Sus facies más características son calizas y dolomías en bancos gruesos, muy diferentes de las calizas nodulares de la Fm. Picofrentes y de las calizas tableadas de la Fm. Tranquera. Estos materiales dan lugar a escarpes y otros relieves sobresalientes, que separan en el paisaje las formas más suaves y llanas de las Formaciones infra y suprayacentes. A las calizas y dolomías en gruesos bancos les acompañan calizas finas nodulares y dolomías en bancos decimétricos. Su espesor disminuye de sur a norte, desde 24 m en Puerto Radona hasta 3 m en Galapagares, para desaparecer hacia la altura de la Perera (Fig. 3).

Dado que las Dolomías de la Ciudad Encantada son un litosoma muy característico del Cretácico Superior

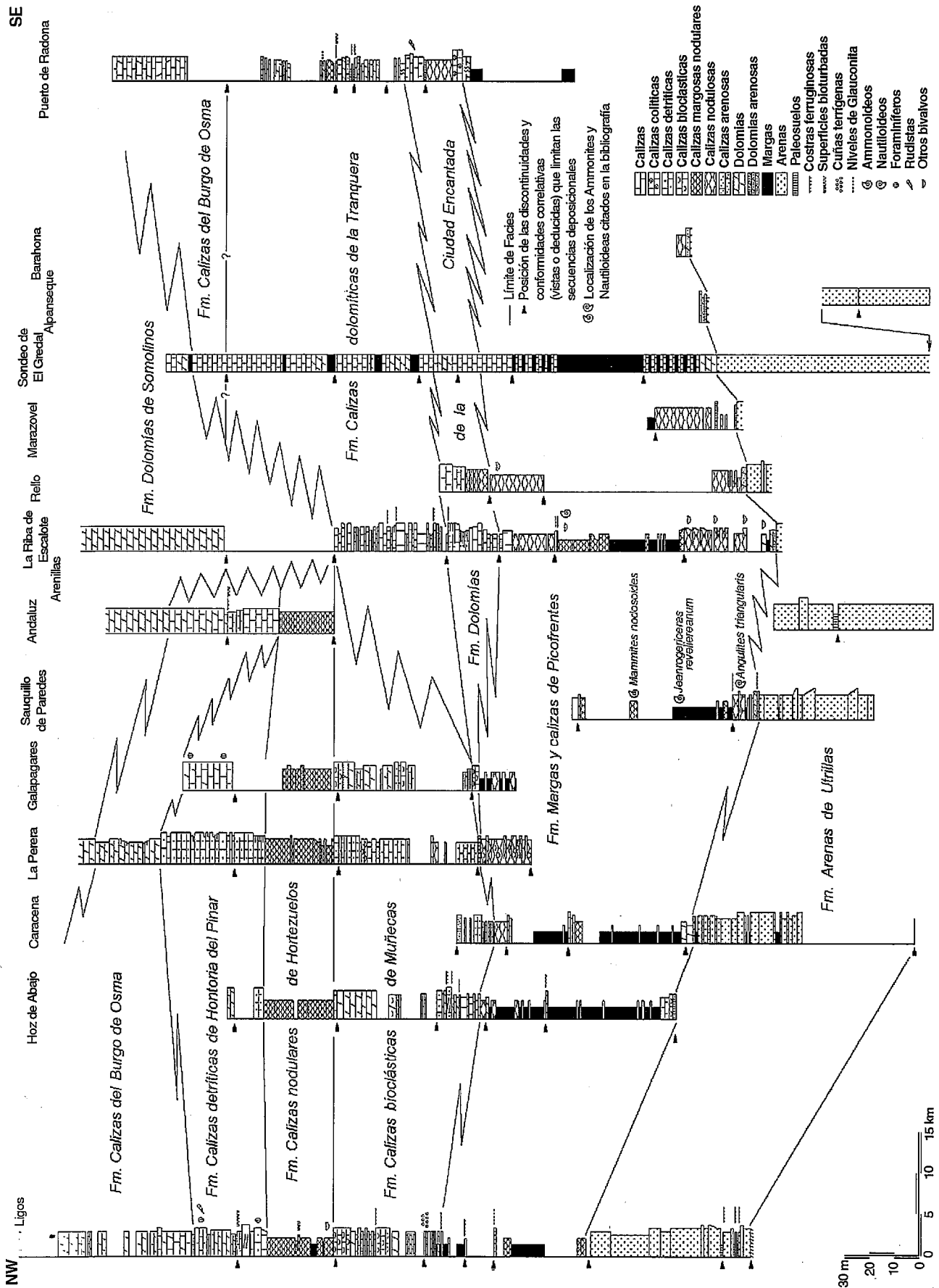


Figura 3.- Correlación de los perfiles estratigráficos del Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, mostrando la distribución de las unidades litoestratigráficas y los límites de las secuencias deposicionales.

de las áreas centrales y meridionales de la Cordillera Ibérica, se ha utilizado aquí esa denominación para estos materiales, aunque esta unidad está formada aquí principalmente por calizas. De hecho, la distribución de facies en las Dolomías de la Ciudad Encantada de esta región permite diferenciar dos litosomas. El litosoma inferior aparece más desarrollado hacia el sur (Puerto de Radona, Fig. 3) y en él predominan litologías típicas de depósito en condiciones de alta energía, como calcarenitas y calizas oolíticas (*packstone* y *grainstone*), a las que acompañan facies nodulares. Estos materiales pueden correlacionarse con las Calizas de Riofrío (García *et al.*, 1996 d), tanto por facies como por su posición estratigráfica. El litosoma superior presenta su mejor desarrollo en las áreas centrales; está compuesto por calizas y dolomías con rudistas en bancos gruesos, a las que acompañan calizas nodulosas y dolomías tableadas. Este segundo litosoma es correlacionable, fundamentalmente por su posición estratigráfica, con el Miembro Dolomías de Muriel (Gil y García, 1996).

Se interpretan como depósitos de rampa carbonatada, formando secuencias de rápida progradación lateral, debido a la presencia de clinoformas, y de somerización, que tienden a colmar la cuenca tras la fuerte subida eustática precedente.

Formación Calizas bioclásticas de Muñecas (Floquet et al., 1982)

Se trata de un conjunto de calizas detríticas, principalmente *packstones* bioclásticos, bien estratificadas, desde bancos gruesos a lechos decimétricos (Fig. 2). En el paisaje da lugar a un resalte prominente, inconfundible en la expresión morfológica de la sucesión estratigráfica regional. Hacia la región meridional, aumenta la importancia de las facies de grano más fino (*wackestone* y *mudstone*) a la vez que la estratificación va pasando a configurarse en capas cada vez más finas (Riba de Escalote) en su paso lateral a la Fm. Calizas dolomíticas de La Tranquera. Su potencia varía entre 25 y 35 m (Fig. 3).

Se interpretan como facies de plataforma carbonatada somera (*lagoon* abierto), con cierta energía de depósito.

Formación Calizas nodulares de Hortezielos (Floquet et al., 1982)

Es también un característico litosoma del Cretácico del centro de España, y aquí se reconoce inequívocamente en los afloramientos más septentrionales, sobre todo en el de Ligos (Fig. 3). Son calizas bioclásticas a fosilíferas (*packstone - mudstone*), con intercalaciones de niveles más margosos, siendo muy característico el aspecto noduloso de sus bancos. Hacia las regiones centrales aflora dando escarpes y cornisas, presentando sus bancos un aspecto más masivo, texturas de recristalización, siendo necesario observar con detalle los afloramientos para identificar la estratificación nodular. No se halla en las áreas meridionales debido al cambio la-

teral de facies a otras unidades. Su espesor es bastante constante en torno a los 25 m, aunque se aprecia una leve reducción hacia el sur.

Son facies de plataforma carbonatada pero algo más profundas que en el caso anterior; la existencia de facies de grano fino indica que la energía del medio sedimentario es menor.

Formación Calizas detríticas de Hontoria del Pinar (Floquet et al., 1982)

Comprende un conjunto de calizas detríticas (*grainstone* a *packstone*) de alta energía, estratificadas en bancos netos y gruesos (Fig. 2), que sólo están presentes en las áreas septentrionales de la región estudiada. Lateralmente ocupan su misma posición estratigráfica otras facies: dolomías bien estratificadas en bancos de espesor métrico (las mismas facies pero dolomitizadas); dolomías en gruesos bancos mal definidos (Fm. Calizas del Burgo de Osma) y calizas y dolomías en bancos decimétricos (Fm. Calizas dolomíticas de La Tranquera). Su distribución estratigráfica y espesor son por ello muy variables, alcanzando una potencia de hasta 45 m en La Perera (Fig. 3).

Sedimentológicamente se pueden interpretar como calizas de plataforma abierta con una cierta energía del medio de depósito, que puede dar lugar incluso a la formación de pequeñas barras con estratificación cruzada.

Formación Calizas dolomíticas de La Tranquera (Floquet et al., 1982)

Bajo esta denominación se incluye un conjunto de calizas y dolomías, en bancos finos, ocasionalmente tableadas, que en la mitad meridional de esta región se sitúan en la parte central de la sucesión estratigráfica. Son niveles muy poco fosilíferos y sus facies varían bastante, de *packstone* a *mudstone*. Presentan numerosas evidencias de somerización e interrupciones sedimentarias, como son niveles estromatolíticos, superficies bioturbadas y perforadas, superficies y costras ferruginosas, y niveles con bioturbación vertical debido a raíces, inequívocamente ligados a procesos edáficos. Su espesor se mantiene bastante regular alrededor de los 60-70 m (Fig. 3).

Se interpretan como facies de plataforma interna de baja energía. La presencia de estromatolitos sugiere que también deben existir facies de llanuras de marea. Finalmente, los niveles con edafizaciones de origen vegetal se pueden interpretar como facies costeras de tipo manglar.

Formación Calizas del Burgo de Osma (Floquet et al., 1982)

Se incluye en esta unidad, un potente conjunto de calizas, dolomías calcáreas y dolomías de hasta 70 m de espesor, que constituyen el techo de la sucesión estratigráfica en la mayor parte de los afloramientos de las áreas septentrional y meridional de la región estudiada (Fig. 3). Su parte superior da lugar a un acusado escarpe, muy característico en la expresión morfo-

lógica de la sucesión estratigráfica regional. En aquellos afloramientos en los que aparecen facies más calcáreas (Ligos), o en los que las obras públicas proporcionan secciones frescas (canteras del Puerto de Radona), puede observarse un variado tipo de facies de poca energía (*packstone* a *mudstone*) con algas y fragmentos de bivalvos, por lo que se interpretan como depositadas en ambientes de *lagoon* somero o incluso en relación con llanuras de marea.

Formación Dolomías de Somolinos (Segura et al., 1996)

En el sector central de este área, ocupando la posición estratigráfica que en otros afloramientos ocupan las Calizas del Burgo de Osma y la parte superior de las Calizas de Hontoria del Pinar, aparece un litosoma dolomítico (Fig. 3) en el que sólo es posible observar una monótona sucesión de dolomías cristalinas en bancos gruesos mal definidos, con intercalaciones de tramos en los que la estratificación es más fina. Por su litología y posición estratigráfica se le incluye en la Fm. Dolomías de Somolinos.

Su intensa dolomitización ha impedido un estudio de las facies; sin embargo, puesto que son procesos de dolomitización sobreimpuestos principalmente a la Fm. Burgo de Osma (Fig. 3), originalmente debían de presentar sus mismas facies.

No se han reconocido materiales más modernos dentro del Cretácico en los afloramientos estudiados, ni tampoco se señalan en los mapas geológicos de esta región (Adell *et al.*, 1978).

Secuencias deposicionales y edad de los materiales

Los materiales cretácicos de este borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica constituyen una pequeña parte de los depósitos que se formaron durante el desarrollo de las amplias plataformas carbonatadas que en el Cretácico Superior se extendieron por el Surco Ibérico. Por ello, el reconocimiento de las secuencias deposicionales que componen su registro estratigráfico y el establecimiento de su cronoestratigrafía sólo puede hacerse dentro de ese mismo amplio contexto paleogeográfico. No podría ser además de otro modo, pues tan sólo las Margas y Calizas de Picofrentes (Fig. 3) han proporcionado aquí fósiles con validez cronoestratigráfica (Floquet, 1990).

Las secuencias deposicionales que se describen a continuación se interpretan como originadas por ciclos de caídas y ascensos del nivel del mar y corresponden a ciclos de 3^{er} orden (Vail *et al.*, 1977), que diversos autores suponen tienen un origen puramente eustático (p. ej., para la Cordillera Ibérica, García *et al.*, 1993).

Las secuencias deposicionales están limitadas por discontinuidades que se suelen generar en relación con caídas relativas del nivel del mar (Van Wagoner *et al.*, 1988). El tipo y la extensión de cada discontinuidad dependen de la importancia de la caída eustática. Las mayores caídas relativas implican momentos de emer-

sión de toda o gran parte de la plataforma y la generación de discontinuidades mayores, normalmente erosivas, acompañadas de procesos de karstificación generalizados; corresponden a los límites de secuencia de tipo-1 (Van Wagoner *et al.*, 1988). Las caídas menores no suelen ir acompañadas de exhumaciones importantes de la plataforma y normalmente sólo representan detenciones en la sedimentación por un tiempo más o menos largo, lo que se traduce en la génesis de *hardgrounds* y desarrollo de procesos edáficos; corresponden a los límites de secuencia de tipo-2 (Van Wagoner *et al.*, 1988). Todos estos límites de secuencias van acompañados, además, por traslación de los cinturones de facies hacia áreas más marinas (Van Wagoner *et al.*, 1988), que en el registro sedimentario viene marcado por cambios bruscos de facies en la vertical (García *et al.*, 1993, 1996 b).

Las caídas eustáticas que generan los límites de secuencias se suponen de carácter global (Haq *et al.*, 1988). Aunque este carácter global ha sido ampliamente discutido (Miall, 1992) son un elemento básico de correlación a escala de cuenca sedimentaria (García *et al.*, 1993). La excelente correlación de las secuencias y de las discontinuidades que marcan sus límites, con secuencias tanto hacia el Norte, cuenca Vasco-cantábrica (Gräfe y Wiedmann, 1993; Gräfe, 1994), como en la Cordillera Ibérica, hacia el Este y Sur de la región estudiada (García *et al.*, 1993; Segura *et al.*, 1993 a y b) apoya su uso y validez, al menos dentro de la Cuenca Ibérica para esta edad. Existe, además, una buena correlación con los ciclos descritos por Haq *et al.* (1988). Por el contrario, existen importantes diferencias en cuanto a las secuencias descritas por Alonso *et al.* (1993) en áreas próximas, principalmente en lo que se refiere a la parte superior del registro ya que las secuencias descritas por estos autores presentan diferencias en cuanto a la posición de sus límites y a su extensión vertical.

A escala de afloramiento, las discontinuidades sedimentarias que limitan las secuencias de depósito de estos materiales pueden presentar aspectos bastante diferentes, en función de: las litologías que separen; los ambientes sedimentarios que delimiten; la ausencia total de sedimentación o la presencia de un *joint* de sedimentación residual; los procesos diagenéticos que se hayan desarrollado en ese intervalo concreto del apilamiento estratigráfico; las características morfológicas del afloramiento; y la antigüedad de la superficie de disección.

En el área estudiada, la primera secuencia deposicional que se reconoce claramente es la formada por la parte superior de la Fm. Arenas de Utrillas y por el miembro inferior de la Fm. Margas y Calizas de Picofrentes (Fig. 4). Está limitada por sendas discontinuidades bien patentes en todos los afloramientos. La discontinuidad inferior se sitúa, en el Norte, hacia la base de las arenas, pero en el centro del área estudiada se sitúa hacia la mitad de la unidad. Esta es una discontinuidad importante, con desarrollo de potentes y ex-

tenso niveles lateríticos (Ligos, Fig. 3), e incluso de truncaciones a escala cartográfica (ladera occidental del cerro de la Alberca en las proximidades del pueblo de Arenillas). Este mismo límite de secuencia se reconoce en áreas más meridionales de la Cordillera Ibérica (García *et al.*, 1993; Ruiz y Segura, 1993; Ruiz *et al.*, 1994; Ruiz, 1996) donde la Fm. Utrillas presenta intercalaciones carbonatadas que permiten determinar para dicha discontinuidad una edad intra Cenomaniense; concretamente se situaría hacia el límite Cenomaniense medio - superior.

El miembro inferior de la Fm. Margas y Calizas de Picofrentes se sitúa aquí en cambio lateral de facies con la parte superior de la Fm. Arenas de Utrillas (Fig. 4). La presencia de estas facies carbonatadas marca la existencia de un surco de mayor influencia marina, de dirección imprecisa, probablemente NE-SW.

Esta secuencia constituye una unidad genética bastante bien conocida en la Cordillera Ibérica, y se corresponde con la Megasecuencia 9 de García *et al.* (1989 a), con la secuencia sedimentaria Cenomaniense 3 de García *et al.* (1989 b), con la parte superior de la Secuencia deposicional DS-4 de Alonso *et al.* (1993), con la parasecuencia 15 de García *et al.* (1993), con la Secuencia deposicional E de García *et al.* (1996 a), con la UZA-2.4 de Haq *et al.* (1988), y, finalmente, con la secuencia UC4-5 de Gräfe y Wiedmann (1993). Debido a esta correlación y la mencionada presencia de *Angulithes triangularis* se puede asignar a estos depósitos una edad Cenomaniense superior, aunque no terminal.

Dentro de la Fm. Arenas de Utrillas, por debajo de la secuencia deposicional mencionada anteriormente, existen una o quizás dos secuencias deposicionales más, que sólo serían detectables en los mejores afloramientos (Ligos, Arenillas) y en el sondeo de El Gredal (Fig. 3). De las dos discontinuidades que limitarían dichas secuencias, la superior está marcada por un importante cambio de facies dentro de las arenas, que se sitúa unos 70 m por debajo de la descrita más arriba, tanto en superficie como en el sondeo (Lanaja, 1987). La edad de esta discontinuidad, por correlación con áreas más meridionales, corresponde al límite Cenomaniense inferior - medio (García *et al.*, 1993), por lo que la base de las Arenas de Utrillas en esta región corresponde al ciclo Albiense - Cenomaniense (García *et al.*, 1989), y la secuencia intermedia habría que englobarla dentro del Cenomaniense medio (Fig. 4).

Por encima de la Fm. Arenas de Utrillas y del miembro basal de la Fm. Margas y Calizas de Picofrentes, la siguiente secuencia deposicional está formada por la parte media de la Fm. Margas y Calizas de Picofrentes y por la parte basal de la Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada (la parte equivalente a las Calizas de Riofrío) (Fig. 4). Su discontinuidad basal corresponde a una ruptura litológica que separa: dolomías y calizas dolomíticas beiges, por debajo; de calizas micríticas blancas y margas grises, por encima. En algunos afloramientos existe además una superficie ferruginosa

(Sauquillo de Paredes, Fig. 3). Por encima de la discontinuidad se pasa rápidamente de facies someras a facies hemipelágicas, ricas en fósiles y con abundantes Ammonites (Riba de Escalote, Rello, Sauquillo de Paredes, Fig. 3).

Los datos paleontológicos de Wiedmann (1975 a y b), Segura y Wiedmann (1982), Floquet (1990), Gräfe y Wiedmann (1993), Segura *et al.* (1993 a y b) y Gräfe (1994), en otras áreas centrales y septentrionales de la Cordillera Ibérica, permiten precisar su edad muy exactamente como Cenomaniense terminal a Turoniense inferior (Fig. 4). Es también una secuencia deposicional muy estudiada en la Cordillera Ibérica, y en esta área se reconocen bien las discontinuidades de su base y techo. Coincide con la secuencia deposicional Cenomaniense terminal - Turoniense basal de Segura *et al.* (1989, 1993 a y b), UC5-6 de Gräfe y Wiedmann (1993) y Gräfe (1994), UZA-2.5 de Haq *et al.* (1988), y parte de las secuencias deposicionales DS-5 y DS-6 de Alonso *et al.* (1993).

La quinta secuencia deposicional está formada por la parte superior de la Fm. Margas y Calizas de Picofrentes y por parte de la Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada (Fig. 4). La discontinuidad de su base es muy evidente. Hacia el Norte se manifiesta por la presencia de un banco de calcarenitas glauconíticas, que se reconoce en todas las columnas. Dicho banco destaca entre las facies margosas y calcomargosas y separa un conjunto inferior más margoso, gris y con Ammonites relativamente abundantes, de un tramo superior calcomargoso, beige y con escasos Ammonites. Hacia el centro se observan superficies ferruginosas bien desarrolladas en las facies de calcarenitas (Riba de Escalote, Fig. 3). Finalmente, hacia el Sur, la secuencia deposicional aflora peor y los datos son más escasos, el límite se ha situado a techo de las Calizas de Riofrío, en un nivel bioturbado, que se interpreta como una edafización mal desarrollada (Puerto Radona, Fig. 3).

La correlación de las columnas locales por las dos últimas discontinuidades mencionadas permite establecer claramente la relación de cambio lateral de facies de los dos miembros de las Dolomías de la Ciudad Encantada con la Fm. Margas y Calizas de Picofrentes (Fig. 3).

Esta secuencia es correlacionable con la secuencia UC6-7 de Gräfe y Wiedmann (1993) y Gräfe (1994), y con la secuencia UZA-2.6 de Haq *et al.* (1988). Por ello y por su posición en el apilamiento estratigráfico de la Cordillera Ibérica, se le atribuye una edad Turoniense medio (parte inferior), en ausencia de fósiles cronoestratigráficamente determinativos (Fig. 4).

La sexta secuencia deposicional (Fig. 4) presenta, como la anterior, escaso desarrollo sedimentario y probablemente también un corto intervalo de tiempo representado. Está formada por parte de cuatro unidades litoestratigráficas: Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas, Fm. Margas y Calizas de Picofrentes, Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada y Fm. Calizas dolomíticas de La Tranquera (Fig. 3). La discontinui-

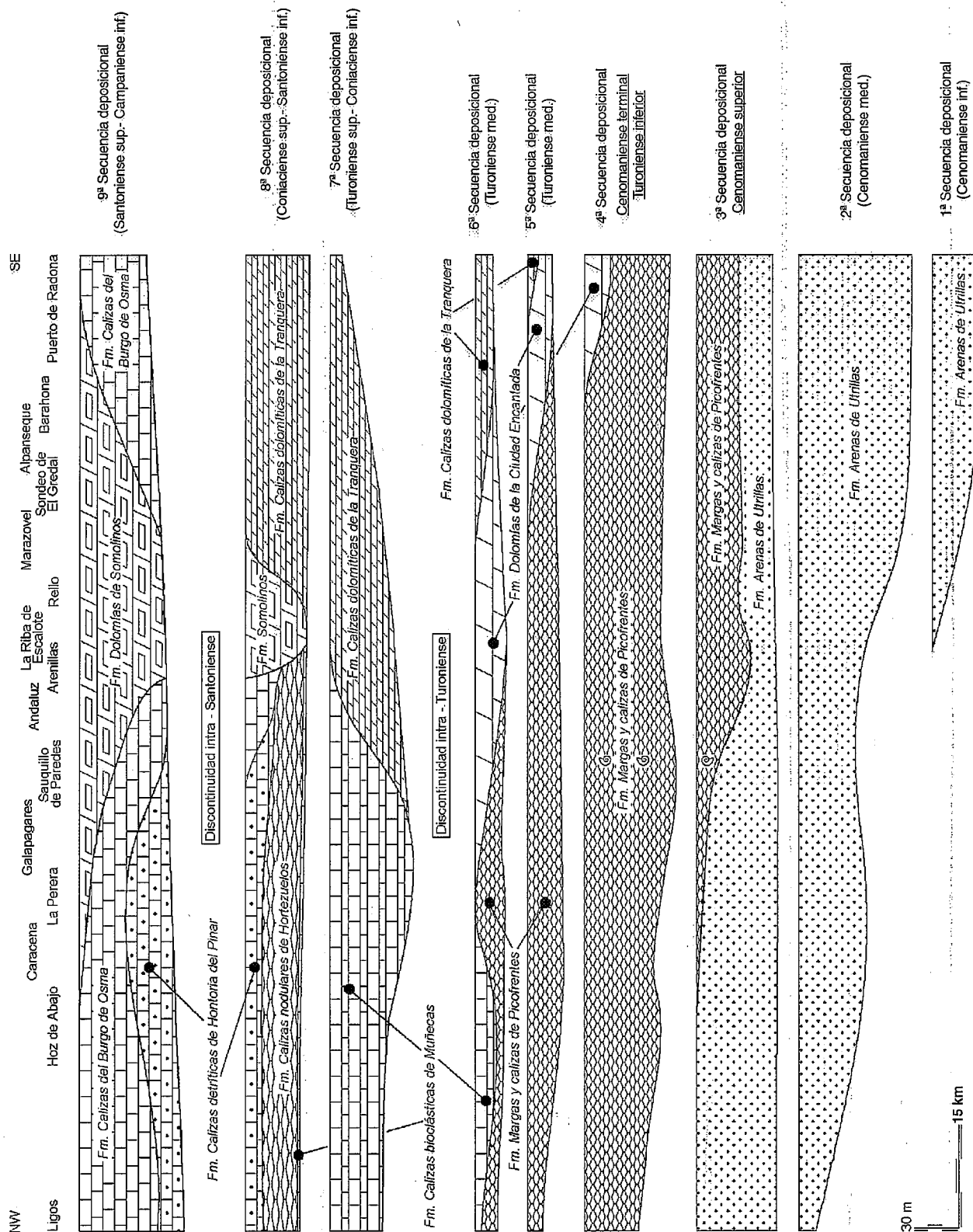


Figura 4.- Las secuencias deposicionales del Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, mostrando sus variaciones de espesor y la distribución en ella de los materiales de las unidades litoestratigráficas. Se han subrayado las denominaciones de edad basadas en datos paleontológicos, y se han incluido entre paréntesis las atribuciones por correlación de secuencias deposicionales.



Figura 5.- Los dos niveles de margas dolomíticas verdes con nodulizaciones y recristalizaciones (base del martillo, y por encima de ese mismo banco de calizas), de la Fm. Calizas dolomíticas de la Tranquera en la vertiente Norte del Puerto de Radona (talud occidental de la carretera de Medinaceli a Soria) y que se interpretan como paleosuelos. En ellos se localiza la discontinuidad del límite entre las secuencias deposicionales 6ª y 7ª, hacia el límite Turoniense medio - Turoniense superior.

dad de su base no es muy aparente y por tanto es menos segura la individualización de la secuencia deposicional. La presencia en tres afloramientos (Ligos, Caracena, La Riba de Escalote), a la misma altura de la sucesión sedimentaria, de un salto litológico desde dolomías someras a margas y calizas nodulares más marinas, en cuyo límite aparece una superficie rubefactada, sugiere la existencia de dicha discontinuidad y permite individualizar la secuencia deposicional (Fig. 3). Por la posición tan peculiar de esta secuencia deposicional en la sucesión estratigráfica cretácica de la Cordillera Ibérica, se le asigna una edad Turoniense medio (parte superior) (Fig. 4), y se le correlaciona con la secuencia UC7-8 de Gräfe y Wiedmann (1993) y de Gräfe (1994), y con la secuencia UZA-2.7 de Haq *et al.* (1988).

La séptima secuencia deposicional está formada por la mayor parte de las Calizas de bioclásticas de Muñecas y por la parte inferior de las Calizas dolomíticas de La Tranquera (Fig. 4). En otras áreas de la Cordillera Ibérica, los datos paleontológicos de Floquet (1990) y de Gräfe (1994) permiten asignar a la secuencia una edad Turoniense superior - Coniaciense inferior. La ruptura sedimentaria en la base de esta secuencia es una de las más importantes dentro del Cretácico Superior

de la Cordillera Ibérica (Ruiz *et al.*, 1994), aunque en esta área su huella material es, aparentemente, poco significativa porque a escala de afloramiento este contacto suele aparecer cubierto a favor de tramos margosos y quizás terrígenos (Fig. 3). En el área central, se identifica principalmente por la presencia de un cambio de facies, desde calcarenitas en facies someras a calizas submareales. Además, la existencia de la discontinuidad viene también marcada en el área estudiada por la presencia de niveles edáficos inequívocos en el Pto de Radona (Fig. 5). Finalmente, al reconstruir la arquitectura estratigráfica se observa, de Norte a Sur, una reducción de espesor, acompañada de una desaparición en esa misma dirección de las facies de mayor energía (calcarenitas en Hoz de Abajo y Galapagares) y con terrígenos (dolomías arenosas en Caracena). Esta desaparición apunta a considerar este contacto como un *top lap* de las Calizas de Bioclásticas de Muñecas sobre las Margas y calizas de Picofrentes al Noroeste, de las Calizas dolomíticas de La Tranquera sobre las Dolomías de la Ciudad Encantada en el centro, y como una truncación dentro de esta última unidad litoestratigráfica al Sur. El máximo de esta truncación sedimentaria sería del orden de unos 30 m.

Es hacia el Sur, en el Sistema Central, debido a la



Figura 6.- Detalle de la superficie bioturbada y ferruginizada (parte superior del mango de goma del martillo) en la que se localiza el límite entre la 7ª y 8ª secuencias deposicionales, aproximadamente hacia la parte media del Coniaciense, en el seno de la Fm. Calizas dolomíticas de la Tranquera. Mismo afloramiento que para la Fig. 5.

presencia de arenas en una posición estratigráfica equivalente (a techo de las Margas de Alcorlo; Gil y García, 1996), donde podemos valorar su importancia. Estas arenas, junto a los terrígenos, niveles edáficos y la posible truncación descrita anteriormente, sugieren la existencia de una importante caída relativa del nivel del mar asociada a dicho límite, que implica a su vez un avance considerable de los cinturones de facies hacia la cuenca, especialmente visible en las facies terrígenas litorales. Durante el Turoniense superior Haq *et al.* (1988) indican la existencia de una de las mayores caídas eustáticas del Cretácico Superior, de forma que la discontinuidad asociada a dicha caída sería para dichos autores el límite entre dos ciclos de segundo orden (UZA-2 - UZA-3), como también ha sido interpretado en la Cordillera Ibérica (Ruiz *et al.*, 1994).

Se corresponde con las secuencias deposicionales UC8-9 y UC9-10 de Gräfe y Wiedmann (1993) y UZA-3.1 de Haq *et al.* (1988). Puede también correlacionarse con la secuencia DS-7 de Alonso *et al.* (1993).

La octava secuencia deposicional (Fig. 4) la conforman el techo de la Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas, la totalidad de la Fm. Calizas nodulares de Hortezielos, la parte inferior de la Fm. Calizas detríticas de Hontoria del Pinar, un litosoma de facies

litorales, cuya inserción litoestratigráfica más correcta es la Fm. Calizas del Burgo de Osma (afloramiento de Andaluz), y la mayor parte de la Fm. Calizas dolomíticas de La Tranquera (Fig. 3). El límite entre la Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas y la Fm. Calizas nodulares de Hortezielos es un límite neto, claro y visible en todos los afloramientos (Fig. 2), y por ello se ha escogido como nivel de correlación para el esquema representado en la Fig. 3. Un límite de secuencia deposicional y su consecuente discontinuidad estratigráfica es ya señalado por Floquet (1990) en las inmediaciones de este contacto, exactamente un poco por debajo del mismo. En tres afloramientos de la región estudiada se identifica bien una parada sedimentaria entre las calcarenitas grises de la secuencia inferior y las micritas nodulosas ocreas de la secuencia superior (Fig. 3); en la Perera existe un nivel bien desarrollado de brechas calcáreas, en Galapagares una superficie rubefactada, y en el Pto de Radona es evidente la presencia de una laguna estratigráfica debido a la existencia de una sucesión de superficies rubefactadas que culminan en una costra ferruginosa bien desarrollada, la cual tapiza una superficie intensamente bioturbada (Fig. 6).

Los datos paleontológicos aportados por Floquet (1990) y Gräfe (1994) en diversos puntos de la Cor-

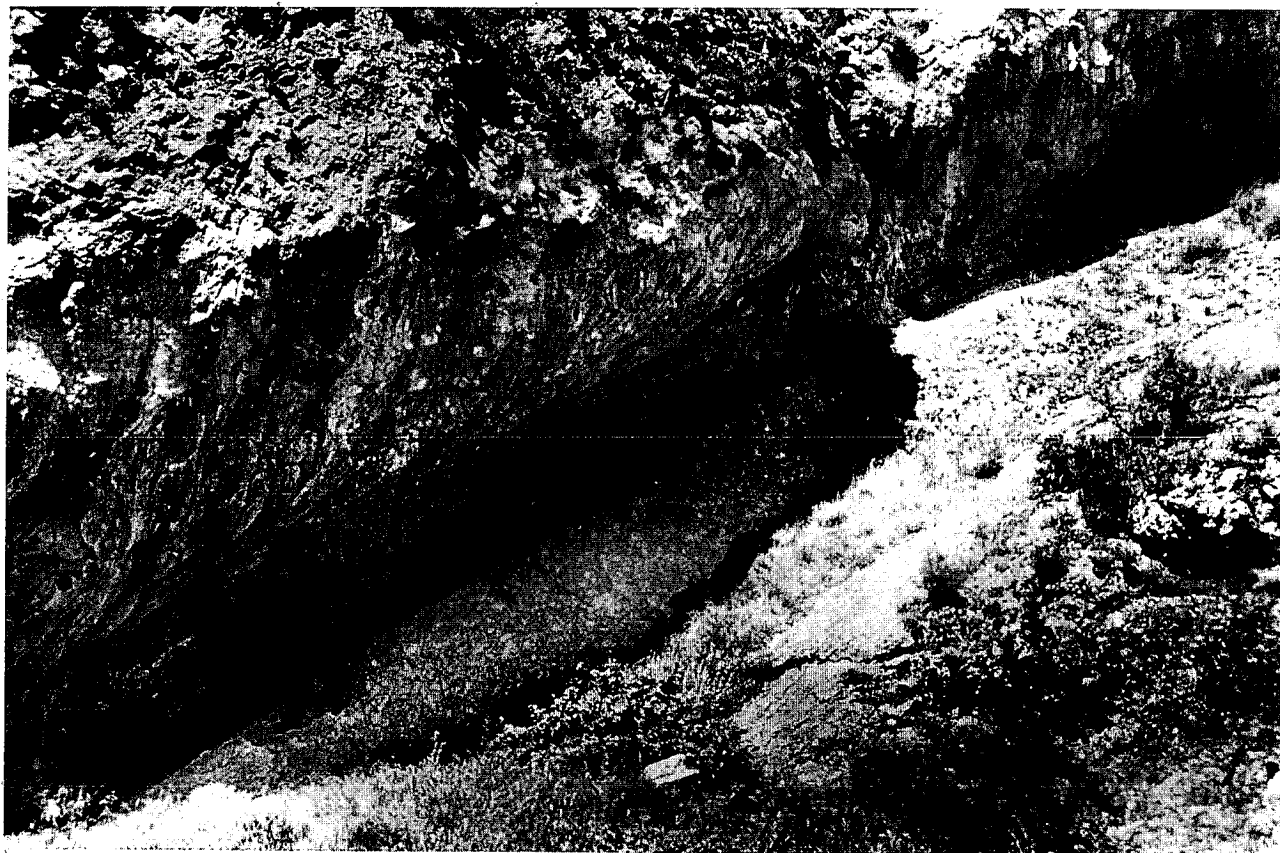


Figura 7.- Superficie neta de cambio de litologías (persona sentada), con una acusada expresión morfológica, que en detalle presenta una neta ferruginización y acusada bioturbación y en la que se sitúa el límite entre las secuencias deposicionales 8ª y 9ª, dentro de la Fm. Calizas del Burgo de Osma. Cronoestratigráficamente se sitúa dentro del Santiense, coincidiendo con una de las discontinuidades estratigráficas mayores del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica.

dillera Ibérica son los que permiten conocer la edad Coniaciense superior - Santiense inferior de esta secuencia deposicional. Se correlaciona con las secuencias UC11 de Gräfe y Wiedmann (1993) y Gräfe (1994), con la UZA-3.2 de Haq *et al.* (1988), y más imprecisamente, con la secuencia DS-8 de Alonso *et al.* (1993).

La novena y última secuencia deposicional cretácica que aflora en este área, aunque sólo parcialmente, está formada por la mayor parte de la Fm. Calizas detríticas de Hontoria del Pinar, por la Fm. Calizas del Burgo de Osma y por la Fm. Dolomías de Somolinos (Fig. 3). En su base se localiza otra importante discontinuidad estratigráfica, que tiene su mejor afloramiento en Andalucía (Fig. 7), la cual se detecta muy bien por la presencia de superficies bioturbadas y ferruginosas hacia la mitad de un claro tramo de detención y reactivación sedimentaria (Andaluz, Ligos, Fig. 3). Esta discontinuidad se sitúa en diferente posición litoestratigráfica según las áreas. Así, hacia el norte se localiza dentro de la Fm. Calizas detríticas de Hontoria del Pinar, para pasar hacia el centro a situarse primero dentro de la Fm. Calizas del Burgo de Osma y después en la base de la Fm. Dolomías de Somolinos. Hacia el sur se sitúa entre las Fms. Calizas dolomíticas del Em-

balse de La Tranquera y Calizas del Burgo de Osma (Fig. 4). Ello configura una relación estratigráfica de cambio lateral de facies entre las cuatro formaciones, aunque con una disposición siempre suprayacente del conjunto Calizas del Burgo de Osma - Dolomías de Somolinos, con respecto a las Calizas dolomíticas de La Tranquera y Calizas detríticas de Hontoria del Pinar (Figs. 3 y 4).

La discontinuidad de su techo no es visible por no aflorar completa esta secuencia deposicional en la área. Se le asigna una edad Santiense superior - Campaniense inferior (Fig. 4) por su correlación con la secuencia UC12-13 de Gräfe y Wiedmann (1993) y de Gräfe (1994), con la secuencia UZA-3.4 de Haq *et al.* (1988), y, probablemente, con la parte superior de la secuencia DS-9 de Alonso *et al.* (1993).

Arquitectura estratigráfica y correlaciones con otras áreas

Los afloramientos cretácicos de este área tienen un gran interés para el establecimiento de la estratigrafía del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica y para la reconstrucción de la paleogeografía de dicho intervalo temporal. Este interés se debe a que permiten correla-

cionar con garantías de exactitud y precisión las distintas sucesiones sedimentarias cretácicas que aparecen en diferentes regiones de la Cordillera Ibérica.

Así, los afloramientos del norte (p.ej. Ligos, Figs. 2, 3 y 4) presentan una sucesión estratigráfica muy similar a las reconocibles en las provincias de Soria y Burgos (Unidad de La Demanda - Cameros, Floquet, 1990; Alonso *et al.*, 1993; Gräfe, 1994) y por ello fácilmente correlacionable con ellas, lo que permite extrapolar hasta el área estudiada los importantes datos cronoestratigráficos de sus yacimientos y niveles fosilíferos, que son, con mucho, los más importantes del Cretácico Superior de la Cordillera Ibérica. Esta similitud en la sucesión estratigráfica hace que se pueda extender hasta esta región las denominaciones de las unidades litoestratigráficas que son características del sector de La Demanda - Cameros, como son las Formaciones Muñecas, Hortezielos, y Hontoria del Pinar (Fig. 3), cuyas localidades tipo se ubican en esa región.

Los afloramientos del centro (p.ej. la Riba de Escalote, Fig. 3) presentan un apilamiento sedimentario bastante similar y fácilmente correlacionable con los de la región septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y el borde sur del Sistema Central (Gil y García, 1996; García *et al.* 1996 d), por lo que facies y litosomas definidos en esas regiones, como las Dolomías de la Ciudad Encantada, las Dolomías de Muriel, las Calizas de Riofrío, y las Dolomías de Somolinos, se pueden reconocer también en el área estudiada.

Por último, los afloramientos del sur (Puerto de Radona, Fig. 3) tienen un registro estratigráfico muy similar y fácilmente correlacionable con el de la Cordillera Ibérica Aragonesa (Floquet *et al.*, 1982; Floquet, 1990), cuyo exponente más claro es la presencia de calizas tableadas, con facies litorales, conteniendo varias discontinuidades estratigráficas, de la Fm. Calizas dolomíticas de La Tranquera (Fig. 3).

Todas estas diferencias en tan corto espacio geográfico hacen que en este sector de la Cordillera Ibérica pueda observarse algunos cambios laterales de facies, y relaciones de superposición entre algunas facies y unidades litoestratigráficas que no se observan tan claramente en otras áreas de la misma, lo que permite un avance importante en la reconstrucción de la arquitectura estratigráfica del Cretácico del Surco Ibérico. Entre ellos cabe destacar: 1) la relación de cambio lateral de facies entre las Arenas de Utrillas y las Margas y calizas de Picofrentes; 2) la relación de cambio lateral de facies entre las citadas Margas y calizas de Picofrentes con las Dolomías de la Ciudad Encantada y con las Calizas bioclásticas de Muñecas; 3) la existencia de una relación estratigráfica, también de cambio lateral, entre las Calizas dolomíticas de La Tranquera con las Calizas bioclásticas de Muñecas, las Calizas nodulares de Hortezielos y las Calizas detríticas de Hontoria del Pinar; y 4), la sustitución lateral de las Calizas del Burgo de Osmá, las Calizas de Hontoria del Pinar y las Dolomías de Somolinos (Fig. 3).

Todas las secuencias deposicionales, con excepción de la basal, están presentes a lo largo de todo el área, y manteniendo unos espesores relativamente constantes. Ello configura un patrón de apilamiento agradacional. Tan solo la secuencia deposicional Turoniense - Coniaciense (Fig. 4) muestra una importante reducción de espesor hacia el SE, a la que se acompaña un cambio de facies de más marinas a más litorales en esa misma dirección. También en ese extremo SE, las discontinuidades de sus límites muestran huellas muy claras de discontinuidad sedimentaria, principalmente la basal. Este acunamiento sedimentario se interpreta como una estructura de *on lap* de dicha secuencia deposicional sobre la secuencia infrayacente Turoniense medio alto (Fig. 4), en relación con una caída eustática principal (Haq *et al.*, 1988; Ruiz *et al.*, 1994).

La distribución de facies dentro de cada una de las secuencias deposicionales denota la presencia de importantes cambios paleogeográficos durante el Cretácico Superior en esta región. Así, durante el Cenomaniense superior (Fig. 4) la cuenca sedimentaria se abría hacia el SE, como se pone en evidencia por la retrogradación de las facies carbonatadas del miembro inferior de la Fm. Margas y Calizas de Picofrentes sobre la Fm. Arenas de Utrillas. Sin embargo, durante el Cenomaniense terminal a Turoniense medio alto (Fig. 4) ya hay un pequeño cambio paleogeográfico, localizándose los mayores espesores hacia la área central de la región (Fig. 3, Sauquillo de Paredes), coincidiendo con la mayor abundancia de Ammonites, y las facies más marinas. Casi la totalidad de los materiales pertenecen a la Fm. Picofrentes. Por el contrario, hacia el extremo SE aparecen facies más someras (Fm. Ciudad Encantada), y hacia el extremo NW aparecen también facies detríticas más someras (Fm. Muñecas) y hasta niveles terrígenos (Fig. 4, Caracena). Ambos cambios de facies configuran sendas progradaciones de la Fm. Ciudad Encantada y de la Fm. Muñecas sobre la Fm. Picofrentes, y marcan una regresión en la vertical, relacionada sin duda con la discontinuidad estratigráfica mayor intra Turoniense (Fig. 4) (Ruiz *et al.*, 1994).

Durante el Turoniense superior a Santoniense inferior (Fig. 4) la distribución de facies vuelve a variar. Esta vez, las facies más marinas y los mayores espesores se localizan en el área noroccidental (Fm. Muñecas, Fm. Hortezielos y Fm. Hontoria del Pinar) y los espesores menores y las facies más litorales se sitúan en el área suroccidental (Fm. La Tranquera). En este intervalo, y por la parquedad de datos, la posición de los cambios de facies indicados en la figura 2 es inferida, y no puede deducirse de ella con seguridad una relaciones de progradación - retrogradación. No obstante, la distribución vertical de facies en el área NW, con las facies más marinas hacia la parte media (Fm. Hortezielos), indica para el conjunto una evolución transgresiva - regresiva.

Durante el Santoniense hay aquí una importante interrupción sedimentaria, que sólo puede detectarse comparando estas sucesiones sedimentarias con las de La Demanda - Cameros. Posteriormente, durante el Santoniense - Campaniense (Fig. 4) la distribución de facies sedimentarias parece ser muy homogénea y la diversidad de facies estratigráficas y, por ello, de unidades litoestratigráficas se debe principalmente a fenómenos postsedimentarios.

Conclusiones

La aplicación de la Estratigrafía Secuencial al conjunto de los apilamientos sedimentarios locales y parciales del Cretácico de esta región permite reconstruir la sucesión de litosomas que componen su registro estratigráfico, y la arquitectura estratigráfica en la que éstos se distribuyen.

La localización concreta sobre las secciones estratigráficas locales de los límites de las Unidades Litoestratigráficas y de las Unidades Estratigráficas Genéticas, para las que aquí se utiliza el término de Secuencias Depositionales, pone de manifiesto la heterocronía de algunos de los límites de las Formaciones, si se aplica en su estricto sentido el concepto de Unidad Litoestratigráfica. Se reconoce así un apilamiento agradacional con reducciones de espesor y cambios laterales de facies hacia el NO y SO.

La correlación mediante secuencias deposicionales de las sucesiones estratigráficas cretácicas de esta región, con las de otros sectores de la Cordillera Ibérica (Gräfe y Wiedmann, 1993; Gräfe, 1994; Alonso *et al.*, 1993; Segura *et al.*, 1993; Gil y García, 1996; García *et al.*, 1996 a, 1996 b, 1996 c; Segura *et al.* 1996) permite interpretar con mayor detalle y fiabilidad la edad de sus términos.

El registro estratigráfico detallado del Cretácico de esta región, presenta un gran interés para la correlación de las sucesiones sedimentarias de la misma edad, en distintas áreas del centro de España. A lo largo de los afloramientos aquí estudiados pueden observarse tres tipos de sucesiones estratigráficas. En el norte (Ligos, Figs. 2, 3 y 4) se reconoce una sucesión sedimentaria cretácica típica del sector Norte de la Cordillera Ibérica (Unidad de la Demanda-Cameros). En el centro (La Riba de Escalote, Fig. 3) se observa una sucesión estratigráfica bastante similar a la que presenta el borde meridional del Sistema Central. Finalmente, en el sur (Pto. de Radona, Fig. 3) se identifica un apilamiento estratigráfico que tiene grandes similitudes con la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Región de Alhama de Aragón).

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto de investigación de la DIGICYT nº PB93-0191 (Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM). Nuestro agradecimiento a dos correctores anónimos por los comentarios críticos y sugerencias, que han mejorado el manuscrito original.

Bibliografía

- Adell, F., González Lodeiro, F. y Tena-Dávila, M. (1978): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 434 (Barahona) del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, I.G.M.E., Madrid.
- Alonso, Á., Floquet, M., Meléndez, A. y Salomón, J. (1982): Cameros-Castilla. En: *El Cretácico de España*, Univ. Complutense. Madrid, pp 345-456.
- Alonso, Á., Floquet M., Más R. y Meléndez, A. (1993): Late Cretaceous Platforms: Origin and evolution, Iberian Range, Spain. En: *Cretaceous Carbonate Platforms*. (J. A. Toni Simo, R.W. Scott y J.P. Masse, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 56: 297-313.
- Capote, R., Díaz, M., Gabaldón, V., Gómez, J.J., Sánchez de la Torre, L., Ruíz, P., Rosell, J., Sopeña, A. y Yébenes, A. (1982): *Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica*. Temas Geol. Min., Inst. Geol. Min. España, 5: 390 p.
- Falot, P. y Batailler, J.R. (1927): Sur le bordure nord-est du Massif Cretacé du Bas-Aragon. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 184: 1467-1470.
- Floquet, M. (1990): La plate-forme Nord-Castellane au Crétacé supérieur (Espagne). *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 14: 925p.
- Floquet, M., Alonso, Á. y Meléndez, A. (1982): Cameros-Castilla: el Cretácico superior. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, pp 387-453.
- García, Á., Segura, M., Calonge, A. y Carenas, B. (1989 a): Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma del Albiense - Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 2 (3-4): 303-333.
- García, Á., Carenas, B., Pérez del Campo, P., Segura, M. y Calonge, A. (1989 b): Les Cycles sédimentaires de l'Albien sup.-Cénomaniense moy. dans la plate-forme Nord-Tethysienne de la zone centrale de la Chaîne Ibérique. *Geobios*, mem. sp. 11: 151-160.
- García, Á., Segura, M., García-Hidalgo, J.F. y Carenas, B. (1993): Mixed Siliciclastic and Carbonate Platform of Albian-Cenomanian Age from the Iberian Basin, Spain. En: *Cretaceous Carbonate Platforms*. (J. A. Toni Simo, R.W. Scott y J.P. Masse, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 56: 255-269.
- García, Á., Segura, M. y García-Hidalgo, J.F. (1996 a): Sequences, Cycles and Hiatuses in the Upper Albian-Cenomanian of the Iberian Ranges (Spain): a Cyclostratigraphic approach. *Sedimentary Geology*, 103: 175-200.
- García, Á., Segura, M., García-Hidalgo, J.F., Ruíz, G., Gil, J. y Carenas, B. (1996 b): Discontinuidades estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico medio (Albiense superior-Turoniense medio) en la Cordillera Ibérica central y el Sistema Central meridional. *Geogaceta*, 20 (1): 119-122.
- García, Á., García-Hidalgo, J.F., Segura, M., Gil, J., Carenas, B. y Ruíz, G. (1996 c): Secuencias deposicionales del Cretácico superior no terminal (Turoniense superior-Campaniense inferior) en la zona central de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Sistema Central). *Geogaceta*, 20 (1): 123-126.
- García, Á., Gil, J. y Segura, M. (1996 d): La terminación sobre el Macizo Hespérico de las plataformas sedimentarias cretácicas del Surco Ibérico, a lo largo del flanco meridional

- de la Cordillera Carpetana (Guadalajara y Madrid). En: *Itinerarios Geológicos desde Alcalá* (M. Segura, I. Bustamante y T. Bardaji Eds.). Univ. de Alcalá, 247-269.
- Gräfe, K.U. (1994): Sequence Stratigraphy in the Cretaceous and Paleogene (Aptian to Eocene) of the Basco-Cantabrian Basin (N. Spain). *Tübingen geowiss. Arbeiten*, A18: 418.
- Gräfe, K.U. y Wiedmann, J. (1993): Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous of the Basco-Cantabrian Basin (northern Spain). *Geol. Rundschau*, 82: 327-361.
- Gil, J. y García, Á. (1996): El Cretácico del borde meridional del Sistema Central: Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geol.*, 52: 37-49
- Hag, B.U., Handerbol, J. y Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. En: *Sea level changes. An integrated approach* (Wilgus, C.K., Hastings, C.K., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C., Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, 42: 71-78.
- Lanaja, J.M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. I.G.M.E., Madrid. 465 p.
- Lendínez, A. (1978): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 435 (Arcos de Jalón) del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, I.G.M.E., Madrid.
- Lendínez, A. y Muñoz, J.L. (1988): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 405 (Berlanga de Duero) del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, I.G.M.E., Madrid.
- Meléndez, F. (1971): Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. *Publ. Fac. Ciencias*, Univ. Complutense, A-153-154: 245 p.
- Miall, A.D. (1992): Exxon global cycle chart: an event for every occasion? *Geology*, 20: 787-790.
- Ruiz, G. (1996): *Arquitectura deposicional de las Facies Utrillas en la zona central de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid. 251 p.
- Ruiz, G. y Segura, M. (1993): Análisis secuencial de la Fm. Arenas de Utrillas en el N de la provincia de Cuenca (Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 14: 67-68.
- Ruiz, G., Segura, M. y García-Hidalgo, J.F. (1994): Carbonate platforms of a second order transgressive-regressive facies cycle in the Upper Cretaceous of the Iberian Ranges (Spain). *Géologie Méditerranéenne*, 21 (3-4): 163-162.
- Ruiz, V. (1989 a): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 377 (Burgo de Osma) del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, I.G.M.E., Madrid.
- Ruiz, V. (1989 b): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 406 (Almazán) del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, I.G.M.E., Madrid.
- Sainz de Omeñaca, J. (1974): Estudio geológico de los alrededores de Madruédano (Soria). *Estudios Geol.*, 14: 151-158.
- Segura, M., García, Á., García-Hidalgo, J.F. y Carenas, B. (1993 a): The Cenomanian - Turonian transgression in the Iberian Ranges (Spain): Depositional sequences and the location of the Cenomanian - Turonian boundary. *Cretaceous Research*, 14: 519-529.
- Segura, M., García-Hidalgo, J.F., Carenas, B. y García, A. (1993 b): Late Cenomanian-Early Turonian Platform from Central Eastern Iberia, Spain. En: *Cretaceous Carbonate Platforms*. (J. A. Toni Simo, R.W. Scott y J.P. Masse, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 56: 283-296.
- Segura, M., García, Á., García-Hidalgo, J.F., Carenas, B., Ruíz, G. y 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. y Wiedmann, J. (1982): La transgresión del Cretácico superior en el sector de Atienza-Sigüenza (Guadalajara, Cordillera Ibérica) y el significado de la fauna ammonitífera. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 293-307.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., Tood, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S. III, Sangree, J.B., Bubb, J.N. y Hatleid, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration* (C.E. Payton, Ed.), *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26: 49-212.
- Valverde, M.F. (1989): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 377 (Quintana Redonda) del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, I.G.M.E., Madrid.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.Pr., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of the sequence stratigraphy and key definitions. En: *Sea Level Changes: An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 42: 39-45.
- Wiedmann, J. (1975 a): El Cretácico superior de Picofrentes (Soria), Cadenas Celtibéricas (España). *Bol. Geol. Min.*, 83: 107-148
- Wiedmann, J. (1975 b): Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas. *I Symp. Cret. Cord. Ibérica*, 135-153.

Manuscrito recibido el 29 de Abril de 1996

Aceptado el manuscrito revisado el 21 de Abril de 1997