

## EL CRETACICO DEL BORDE MERIDIONAL DEL SISTEMA CENTRAL: UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS Y SECUENCIAS DEPOSICIONALES

J. Gil \* y A. García \*\*

### RESUMEN

El Sistema Central es un rejuvenecimiento alpino del zócalo hercínico de la Placa Ibérica. En su borde meridional afloran las terminaciones hacia el continente de las plataformas carbonatadas cretácicas del Surco Ibérico. Los depósitos cretácicos, en las proximidades de la Cordillera Ibérica (NE) son carbonatados, de ambientes litorales y marinos someros; mientras que hacia el interior de la Placa Ibérica, pasan a depósitos terrígenos, de medios litorales y continentales. Hay también una importante reducción de los espesores en esa misma dirección. El registro estratigráfico se organiza en dieciséis unidades litoestratigráficas y en ocho secuencias deposicionales, que se correlacionan con la carta de ciclos globales de Haq *et al.* Los materiales estudiados abarcan desde el Cenomanense al Campaniense. La estructura de apilamiento es agradacional, con un *onlap* poco marcado en la base, una truncación y una discordancia interna en el Santoniense. Las variaciones de espesor y de facies son controladas por fracturas sinsedimentarias, en un marco distensivo. Ellas tienen poco salto y son más modernas hacia el exterior de la cuenca sedimentaria.

**Palabras clave:** *Cretácico superior, Sistema Central, estratigrafía secuencial, plataformas carbonatadas, cuñas de margen de plataforma.*

### ABSTRACT

The Central System is an alpine rejuvenation of the hercinian base of the Iberian Plate. The landward ends of the cretaceous carbonate platforms of the Iberian Basin crop out along the southern margin. Near to the Iberian Range (NE), the cretaceous sediments are composed of shallow marine and litoral carbonate deposits. They grade towards the basin boundary (Central System) into a litoral and continental terrigenous facies. An important reduction southward of the thickness of the sedimentary succession is recognized. The stratigraphic record is organized in sixteen lithostratigraphic units and in nine depositional sequence, that can be correlated with the chart of cycles global of Haq *et al.* The age of the studied deposits are Cenomanian to Campanian. The stacking pattern is agradational, with a *onlap* not very marked in the base, a truncation and an internal uncorformity in the Santonian age. The thickness and facies changing is due to sinsedimentary faults within a distensive context, that have a little vertical displacement. They are younger outward of the sedimentary basin.

**Key words:** *Upper Cretaceous, Central System, sequence stratigraphy, carbonates platforms, shelf margin wedges.*

### Introducción

La Cadena Central de España es un conjunto de relieves cenozoicos, labrados en los materiales del zócalo hercínico de la Península Ibérica. Ella es el frente de un cabalgamiento cortical, de la Meseta Manchega (al S) sobre la Meseta Castellana (al N),

producido en las últimas etapas de compresión alpina (Paleógeno superior-Neógeno). Su génesis está relacionada con la subducción de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya-Gascuña bajo la Placa Ibérica, y con el cabalgamiento de la Placa de Alborán sobre la Placa Ibérica en las Cordilleras Béticas (Warburton y Alvarez, 1989; Boillot *et al.*, 1984;

\* INYPSA, General Díaz Porlier, 49. 28001 Madrid.

\*\* Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.



Fig. 1.—Localización geográfica y geológica del área de alcance del estudio.

Martín-Algarra, 1987; Capote *et al.*, 1990; de Vicente *et al.*, 1991). Es por tanto una cadena intracontinental alpina, resultante de un clivaje intracortical (Debelmas y Mascle, 1991), y no un orógeno alpino que haya evolucionado a partir de una cuenca meso-cenozoica.

En los límites N y S del Sistema Central, afloran los materiales mesozoicos (cretácicos principalmente) a lo largo de dos estrechas bandas (fig. 1). Estos depósitos cretácicos pertenecen a las plataformas carbonatadas más extensivas del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica (el Surco Ibérico mesozoico) y representan la terminación de las mismas sobre el Macizo Hespérico. Desde el punto de vista tectónico, estos materiales pertenecen a la cobertera tabular alpina del Macizo Hespérico (Capote, 1978), por el poco espesor de sus sucesiones sedimentarias; el predominio de facies de borde (dolomías y terrígenos); y sobre todo, por su posición en la estructura tectónica alpina del zócalo hercínico, adosado al mismo como un auténtico tegumento.

El conjunto de estas sucesiones cretácicas no han sido hasta ahora objeto de un estudio detallado y específico. Existen descripciones locales de algunos de sus afloramientos (Arias, 1969; Nodal y Agueda, 1976, etc.), breves descripciones en estudios fundamentalmente cartográficos (Sopeña, 1980; Bascones *et al.*, 1980; Portero *et al.*, 1982; Portero *et al.*, 1983; Bellido *et al.*, 1987; Bellido *et al.*, 1988, etc.), y estudios estratigráficos parciales, como los de Alonso y Mas (1982), que realizan una correlación de estos materiales con las sucesiones cretácicas del borde N, y el de Segura (1982) que estudia los afloramientos más orientales.

### Sucesión sedimentaria y unidades litoestratigráficas

Las sucesiones sedimentarias del Cretácico del borde S del Sistema Central, presentan siete rasgos principales: a) están formadas por un término inferior terrígeno y un tramo superior carbonatado; b) presentan una gran variedad de facies a lo largo de todo el área de estudio; c) predominan los depósitos de facies litorales y marinas someras; d) casi todo el conjunto aparece afectado por fuertes procesos diagenéticos (recristalizaciones y dolomitizaciones); e) salvo un litosoma de la zona oriental (Margas de Picofrentes), el resto de los depósitos son bioestratigráficamente azoicos; f) hay una importante disminución de espesor de E a W (unas diez veces); g) y finalmente, se observan huellas de importantes discontinuidades estratigráficas (discordancias, truncaciones erosivas y superficies de alteración).

Los materiales aquí estudiados, son la extensión hacia el W de las plataformas carbonatadas del Surco Ibérico, en el intervalo de máxima expansión de los mares cretácicos. Por ello, la estratigrafía de estas sucesiones sedimentarias, sólo puede establecerse correctamente, apoyándose en los datos que proporcionan las sucesiones sedimentarias de las zonas más centrales de la cuenca sedimentaria. Allí, las sucesiones sedimentarias cretácicas son más completas, más marinas, más fosilíferas y están mejor datadas. Para la realización de este estudio, se han visitado las sucesiones sedimentarias del Cretácico superior del borde meridional de la Unidad de La Demanda-Cameros de la Cordillera Ibérica (Santo Domingo de Silos, Hontoria del Pinar, etc.) y se han reconocido sobre el terreno las descripciones

y la organización estratigráfica de estos materiales de Floquet *et al.* (1982), Floquet (1990) y Alonso *et al.* (1993). Además, este trabajo, junto con los de Segura *et al.* (1996), García-Hidalgo *et al.* (*in lit.*) y García *et al.* (*in lit.*), forma parte de una extensa y reciente revisión del Cretácico superior de la zona central de España.

Algunos de los cuerpos sedimentarios que componen la sucesión estratigráfica del Cretácico de este borde meridional del Sistema Central, son los mismos que los que se reconocen en el borde septentrional (Alonso, 1981), en la Cordillera Ibérica suroccidental (Vilas *et al.*, 1982; Segura *et al.*, 1993; García *et al.*, 1993) y en la Cordillera Ibérica Septentrional (Floquet *et al.*, 1982). Pero la mayor parte de cada una de las sucesiones sedimentarias que se pueden observar en este área del Sistema Central, están formadas por cuerpos sedimentarios con facies que pueden llegar a ser muy diferentes a las que aparecen en la Cordillera Ibérica. Así, los litosomas arenosos de la parte inferior, en general, presentan más diferencias que similitudes con las características Arenas de Utrillas de la Cordillera Ibérica. Y por otro lado, la parte superior de estas sucesiones sedimentarias es también bastante peculiar, estando formada por un conjunto dolomítico, que en algunos afloramientos es bastante homogéneo. No obstante, un minucioso trabajo de campo, estudiando un elevado número de afloramientos, ha permitido reconocer en este conjunto dolomítico superior, las mismas o parecidas facies que en las zonas centrales del Surco Ibérico (Unidad de La Demanda-Cameros de la Cordillera Ibérica), pero reemplazadas y/o dolomitizadas. Ello ha permitido elaborar una sucesión tipo para este conjunto dolomítico, aunque evidentemente no en todos los afloramientos pueden individualizarse claramente todas las unidades que lo componen.

Parece claro por tanto, que esta sucesión de unidades dolomíticas del borde S del Sistema Central, tiene un paralelismo con la sucesión de unidades calizas de la Cordillera Ibérica (Unidad de La Demanda-Cameros). Por ello, para la mayor parte de estas unidades dolomíticas, que desde un punto de vista conceptual son Unidades Litoestratigráficas, se utiliza la nomenclatura estratigráfica establecida por Floquet *et al.* (1982) para el Cretácico superior de la «Plataforma Castellana».

En general, hay litosomas que por su gran homogeneidad en facies, constituyen auténticas unidades litoestratigráficas (p. ej., Margas de Picofrentes, Dolomías del Burgo de Osma). Otros tienen además, el carácter de niveles guía cartografiables y de correlación (p. ej., Margas de Alcorlo), ya que aunque varían lateralmente de facies de unas zonas a otras, son fácilmente individualizables en el conjunto de las sucesiones locales. Por último, un tercer

grupo de ellos tienden a ser también secuencias deposicionales, ya que a pesar de tener similitudes de facies con los conjuntos suprayacentes e infrayacentes, en ellos se reconocen determinadas etapas en la evolución de la cuenca, presentando unas características sedimentarias y evolutivas comunes (p. ej., Dolomías de la Tranquera).

Desde los afloramientos más orientales de Pálmaces de Jadraque (fig. 1) a los más occidentales de Valdemorillo, se identifican dieciséis cuerpos litológicos diferentes, que se pueden agrupar en un conjunto inferior terrígeno y en un conjunto superior carbonatado, separados en la zona oriental por una característica unidad margosa fosilífera (Margas de Picofrentes). Para facilitar la comprensión del texto, se indica la edad aproximada de cada unidad, aunque los datos para estas atribuciones cronoestratigráficas, se discuten en un capítulo posterior.

### Los litosomas terrígenos

Se diferencian entre ellos por la combinación de tres tipos de datos: diferencias de facies, aunque no siempre muy importantes; distinta posición en el registro estratigráfico, aunque en algunas áreas se superponen varias unidades; y en algunos casos además, desconexión paleogeográfica de sus litotopos. Por su posición estratigráfica a la base de las sucesiones sedimentarias, su edad cretácica, la presencia de facies arcósicas coloreadas, y su pequeño desarrollo, se les considera Miembros de la Formación Arenas de Utrillas (Fallot y Bataller, 1927) (fig. 2).

#### *Arenas de Atienza (García et al., 1989)*

Están compuestas por arenas blancas caoliníferas de grano medio, con cuerpos canalizados, superficies ferruginosas muy bien desarrolladas y pequeños restos vegetales completamente limonitizados. Se interpretan como depósitos costeros relacionados con llanuras de mareas siliciclásticas. Afloran en el sector nororiental del área de estudio. Su espesor varía entre los 46 m en Pálmaces de Jadraque (NE), a los escasos 4 m en Patones (sector central), en cuyas inmediaciones desaparecen. Esta disminución de espesor se realiza de manera brusca entre Valdesotos y el Barranco de la Concha. Su edad es Cenomanense superior.

#### *Areniscas de Patones (nueva unidad)*

Son areniscas y arenas de grano fino y tonalidades ocreas, con intercalaciones de margas y dolomías

arenosas. Se interpretan como depósitos costeros asociados a llanuras mareales mixtas terrígeno-carbonatadas. Afloran en el sector central del área de estudio, constituyendo la base de la sucesión cretácica o descansando sobre las Arenas de Atienza. Hacia el NE presentan un cambio lateral de facies progresivo con las Margas de Picofrentes. Hacia el SW aumenta su carácter arcósico y disminuye su espesor, pasando lateralmente al término inferior de las Arenas de Valdemorillo. Su edad es Cenomanense terminal-Turonense inferior. Se propone como región tipo la de Patones, y como corte tipo el del Barranco de las Cuevas.

#### *Areniscas de Tortuero (nueva unidad)*

Están formadas por una alternancia de areniscas dolomíticas y dolomías arenosas de tonos ocres, con intercalaciones de tramos de margas verdes y de niveles edafizados. Representan depósitos de llanuras de mareas. Son característicos los tonos rojizos de los niveles dolomíticos. Su espesor de 40 m se mantiene muy constante. Este litosoma está presente en el sector central, cambiando lateralmente de facies hacia el NE a las Dolomías de Muriel, y hacia el SW a las Arenas de El Molar. Turonense medio bajo. Se propone como región tipo la de Tortuero, y como corte tipo el del Barranco de la Concha.

#### *Arenas de El Molar (nueva unidad)*

Están compuestas por una alternancia de arenas grises y dolomías arenosas, que pasan progresivamente a techo a margas ocres y dolomías rojas, finalizando con un banco de arenas blancas de grano medio ricas en manganeso. Se interpretan como depósitos de zonas intermareales de llanura de mareas mixtas terrígeno-carbonatadas con facies de relleno de canales mareales. Presentes en el sector central (El Molar-Patones), cambian lateralmente de facies hacia el NE a las Areniscas de Tortuero. En el área de Valdemorillo (extremo SW) no aparecen. Su edad es Turonense medio bajo. Se propone como región tipo la del Molar y como corte tipo el de la autovía de Burgos.

#### *Arenas de Valdemorillo (nueva unidad)*

Conjunto arenoso que sólo aparece en el extremo más suroccidental del área estudiada. Están formadas por tres litosomas con notables diferencias y a los que se atribuyen distintas edades. *Arenas infe-*

*riores*: constituidas por 7 m de arenas rojizas, ricas en Fe, con un delgado nivel carbonatado a techo; se interpretan como depósitos costeros mareales; son la base del Cretácico en el extremo SW del área de estudio; su edad es Cenomanense terminal-Turonense medio. *Arenas intermedias*: son unas arenas ocre-rojizas de grano grueso a medio, con algún nivel de areniscas intercalado y frecuentes superficies erosivas; representan depósitos costeros mareales. Pasan lateralmente hacia el NE a las Dolomías de la Tranquera y tienen un espesor de 7,5 m; su edad es Turonense-Coniaciense. *Arenas superiores*: están formadas por un reducido conjunto de arenas finas, lajosas, con ripples y estratificación *flaser* y lenticular; son depósitos intermareales y/o supramareales de una llanura de mareas siliciclástica (Alonso y Mas en Portero *et al.*, 1990); Coniaciense-Santonense.

#### **Los litosomas margosos**

Son varios los litosomas margosos de la sucesión sedimentaria (pero muchos menos de los que cita la bibliografía precedente), sólo dos han sido individualizados como unidades estratigráficas, por presentar un importante espesor, una suficiente continuidad lateral y/o un significado evolutivo importante (figs. 2).

#### *Margas de Picofrentes (Floquet et al., 1982)*

Están formadas por margas grises y calizas micríticas nodulares muy bioturbadas. Contienen abundantes restos de ostreidos, equinodermos, pelecípodos y ammonites. Es un litosoma que tiene un espesor máximo de 52 m y aflora en el sector NE. Acusa una importante reducción de espesor hacia el SW, por donde cambia lateralmente de facies a las Areniscas de Patones. Son depósitos de plataforma externa, relativamente profundos y alejados de la línea de costa, originados por el desarrollo de una plataforma inundada (Read, 1982), como consecuencia de la mayor transgresión eustática mesozoica (Reyment y Bengtson, 1985). Son los depósitos más marinos de todo el registro estratigráfico del Cretácico del borde S del Sistema Central, y los únicos con fósiles cronoestratigráficamente válidos. Cenomanense terminal-Turonense inferior.

#### *Margas de Alcorlo (nueva unidad)*

Es un delgado nivel margoso, de unos 6 m de espesor, que está formado por una alternancia de

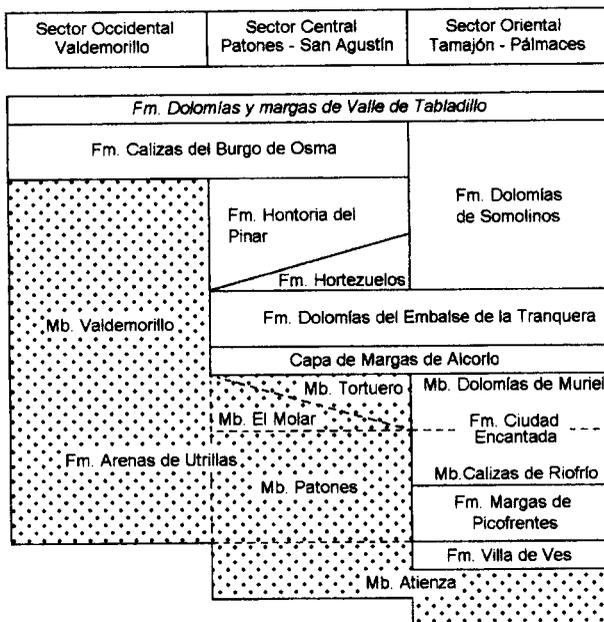


Fig. 2.—Cuadro síntesis de las unidades litoestratigráficas para el Cretácico superior del borde S del Sistema Central.

margas verdes y de dolomías arcillosas bioturbadas, en delgados bancos. En algunos puntos, presenta un delgado nivel de arenas hacia su techo. Su pequeño espesor y su naturaleza margosa, hace que sólo pueda observarse en los mejores afloramientos. Es un buen nivel guía de correlación, que se extiende por la mayor parte del área de estudio. Sedimentológicamente son depósitos intermareales a supramareales, con huellas de exposición subaérea. Para la estratigrafía secuencial es una cuña marginal de plataforma (*shelf margin wedge*) generada durante una importante caída eustática, que da lugar a una discontinuidad estratigráfica mayor. Su edad es Turonense medio alto. Se propone como región tipo la del Embalse de Alcorlo y como corte tipo el de la carretera a Congostrina.

### Los litosomas carbonatados

Constituyen la parte más voluminosa del registro estratigráfico del Cretácico de esta región. Algunas de las unidades que aquí se individualizan, tienen un espesor muy reducido, en el límite del concepto de unidad litoestratigráfica, y no pueden por ello ser representados en los mapas geológicos a escalas usuales (p. ej.: Dolomías de Villa de Vés). No obstante se les individualiza por: a) su valor como nivel guía regional de correlación; b) su importancia para la correlación de estas sucesiones sedimentarias del borde S del Sistema Central con las de la Cordillera

Ibérica; c) por su utilización para precisar aquí los límites de secuencias deposicionales; d) y por su importancia en las deducciones cronestratigráficas que pueden deducirse de la posición de dichos límites.

### *Dolomías de la Villa de Vés (Vilas et al., 1982)*

Son dolomías tableadas en finos bancos, con ostreidos hacia techo. Se interpretan como depósitos de llanuras mareales en el ápice terminal de una plataforma carbonatada somera. Es un litosoma que está presente en el sector NE, cuyo escaso espesor de poco más de 3 m, se reduce hacia el SW, adquiriendo un carácter más arenoso, para desaparecer en las proximidades de Tortuero (sector central). Su edad es Cenomanense superior.

En esta región, habría que considerar esta unidad litoestratigráfica como una Capa o como un Miembro de la Formación Margas de Picofrentes suprayacente. El escaso espesor que presenta, la hace incartografiable a la escala del Mapa Geológico Nacional, a menos que se considere como nivel guía de referencia.

### *Calcarenitas de Riofrío del Llano (nueva unidad)*

Miembro de la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada (Meléndez, 1971)

Están formadas al NE por unos 12 m de calcarenitas grises, con superficies de estratificación cruzada y dolomitizadas en su parte superior. Hacia el SW disminuyen progresivamente de espesor, cambian lateralmente de facies a dolomías arenosas y a areniscas dolomíticas. Corresponden a depósitos someros proximales de una plataforma carbonatada. A pesar de los cambios de facies, constituyen un buen nivel guía a lo largo de toda la región, identificándose fácilmente en cada sucesión. Presente en el sector NE sobre las Margas de Picofrentes, su espesor decrece progresivamente hacia el SW. Su edad es Turonense inferior. Se propone como región tipo la de Riofrío del Llano, y como corte tipo los afloramientos w de la Muela del mismo nombre.

### *Dolomías de Muriel (nueva unidad)*

Miembro de la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada (Meléndez, 1971)

Conjunto de dolomías bien estratificadas y laminadas en tonos grises-ocres, con laminaciones de

algas y bioturbaciones. Se cargan en terrígenos hacia el SW, pasando a los niveles de dolomías arenosas rojizas de las Areniscas de Tortuero. Se reconocen bien en estas sucesiones sedimentarias, por el característico color rojizo de sus bancos dolomíticos. Se interpretan como depósitos litorales de una plataforma carbonatada somera. Este litosoma está presente en la zona nororiental, descansando sobre las Calcarenitas de Riofrío del Llano. Su máximo espesor es de 33 m y su edad es Turonense medio bajo. Se propone como región tipo la de Muriel, y como corte tipo el de la carretera a Arbanca, en las proximidades de Jocar.

Estas dos últimas unidades litoestratigráficas, Calcarenitas de Riofrío del Llano y Dolomías de Muriel, se las considera Miembros de la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada. Ello se hace por razones prácticas. En primer lugar para adecuar la nomenclatura estratigráfica a las posibilidades de cartografía de las unidades litoestratigráficas, tal como recomienda la Guía Estratigráfica Internacional (Salvador, 1994). El conjunto de estas dos unidades, que tienen una clara expresión morfológica como un resalte duro entre las Margas de Picofrentes infrayacentes y las Margas de Alcorlo suprayacentes, puede ser cartografiable en toda la región donde estos litosomas existen. Por el contrario, tan sólo en algunas zonas y/o afloramientos pueden ser cartografiados ambos litosomas individualizadamente. En segundo lugar, para procurar la simplicidad de la nomenclatura litoestratigráfica del Cretácico a nivel de toda la Cordillera Ibérica. Así se sigue el criterio de reservar el rango de Formación para los grandes conjuntos de materiales identificables en amplias áreas, y utilizar el rango de Miembro para aquellos litosomas que tienen un carácter más comarcal, al que se une normalmente el hecho de que su representación cartográfica suele presentar problemas a las escalas de trabajo habituales. Su individualización como unidad litoestratigráfica formal se considera necesaria dada su importancia en el registro estratigráfico del Cretácico de esta cuenca.

#### *Dolomías de la Tranquera (Floquet et al., 1982)*

Son dolomías tableadas y laminadas, en bancos bien definidos, en las que se reconocen ripples, laminaciones paralelas, niveles estromatolíticos, bioturbaciones y superficies ferruginosas. Se interpretan como depósitos litorales de una plataforma carbonatada somera. Mantiene constantes sus características litológicas, de facies y de espesor en buena parte del área de estudio. Este litosoma tiene un espesor de 45 m en las columnas de Alcorlo y

Pálmaces de Jadraque (NE). Hacia el SW, en la región de El Molar-Venturada, experimenta una brusca reducción de espesor y adquiere un carácter más limolítico. Pasa lateralmente a las Arenas Intermedias de Valdemorillo, y su edad es Turonense-Coniaciense.

#### *Dolomías de Hortezielos (Floquet et al., 1982)*

Homogéneo conjunto dolomítico, que sólo está presente en la zona central, pues hacia el E pasa lateralmente a las Dolomías de Somolinos, y hacia el W por su techo a las Dolomías de Hontoria del Pinar. Únicamente en los afloramientos de la región de Patones, donde está menos dolomitizado, se puede reconocer su característica estructura nodular, su típica expresión morfológica alomada, y su composición litológica biocalcarenítica, caracteres ellos que permiten incluir estos materiales en esta unidad litoestratigráfica, que tiene su mejor desarrollo en la Cordillera Ibérica (Floquet *et al.*, 1982). Está compuesta por calcarenitas y dolomías con rudistas a base, que pasan a calizas nodulares y margas hacia techo. Asimismo, es de señalar la presencia de un pequeño resalte morfológico en la base, que ha sido identificado en la misma posición estratigráfica e interpretado de igual forma por Floquet (1990) en el afloramiento de Hontoria del Pinar (Cordillera Ibérica septentrional). Estos materiales se interpretan como depósitos marinos de plataforma abierta. Su espesor (47 m) se mantiene más o menos constante en Las Cuestas de Torrelaguna (sector central), disminuyendo hacia el SW por paso lateral de facies por su techo a las Dolomías de Hontoria del Pinar, en una clara progradación de facies. Su edad más amplia es Coniaciense-Santonense.

#### *Dolomías de Hontoria del Pinar (Floquet et al., 1982)*

Son unas calcarenitas grises muy dolomitizadas, en las que se reconocen grandes superficies contrapuestas de estratificación cruzada (Patones de Arriba), conjuntos de megarripples (San Agustín de Guadalix) y otras estructuras tractivas de alta energía. Se las interpreta como el resultado de la migración de barras litorales a lo largo de una plataforma carbonatada. Está presente en el sector central, pues hacia el SW ha pasado a depósitos terrígenos (término superior de las Arenas de Valdemorillo), y hacia el NE cambian lateralmente a las Dolomías de Hortezielos en la región de Venturada (sector central), y a las Dolomías de Somolinos a partir de

Tamajón (sector NE). En los mejores afloramientos de esta última unidad, como el de San Andrés de Congosto, se identifican las estructuras sedimentarias tractivas de esta plataforma, hacia la parte media del monótono conjunto dolomítico. Su espesor varía mucho, pues hacia el E disminuye por paso lateral de facies por su base a la Formación Hortezielos, y hacia el W su disminución de espesor es debida a la truncación de las Calizas del Burgo de Osma, en una estructura de *top lap*. Por estos hechos, su espesor oscila en el entorno de 45-15 m. Su edad es Coniaciense-Santoniense.

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

Es un conjunto de calizas, calizas dolomitizadas/recristalizadas, y de dolomías, regularmente estratificadas en gruesos bancos, que presenta una gran homogeneidad en toda la zona. Está ausente en el sector oriental, por paso lateral de facies a la parte superior de las Dolomías de Somolinos. Alcanza un espesor máximo de unos 25 m en el sector central, que se reduce progresivamente hacia el SW, hasta los escasos 9 m registrados en el afloramiento de Valdemorillo, en donde presentan un marcado carácter terrígeno. La correlación de las columnas estratigráficas permite identificar un salto brusco de espesores a la altura de la Autovía de Burgos. Su base es una discordancia angular en el afloramiento de Valdemorillo y una espectacular disconformidad en el área de Patones (fig. 3). Este límite es interpretado como una discordancia costera producida durante una caída eustática importante. Su edad es Santoniense-Campaniense.

#### *Dolomías de Somolinos (Segura et al., 1996)*

En el sector oriental, por encima de las Dolomías de la Tranquera aparece un conjunto de dolomías masivas, cuyo espesor es del mismo orden de magnitud, que en el sector central tiene la suma de los espesores de las Dolomías de Hortezielos, Dolomías de Hontoria del Pinar y Calizas del Burgo de Osma. Observaciones detalladas en los mejores afloramientos, permiten reconocer una parte inferior con un cierto aspecto noduloso, una parte media con sombras de estructuras tractivas, y una parte superior con una estratificación más regular. En la generalidad de los afloramientos de estos depósitos, no es posible reconocer estas diferencias.

Es así evidente que las tres unidades citadas anteriormente están en cambio lateral de facies con este potente conjunto dolomítico, el cual tiene su mejor afloramiento al NE de la zona aquí estudiada, en el

área de Somolinos (Segura *et al.*, 1996). Por tanto, puede suponerse una edad Coniaciense a Campaniense para esta unidad.

#### *Dolomías del Valle de Tabladillo (Alonso, 1981)*

Las Calizas del Burgo de Osma y las Dolomías de Somolinos, constituyen el techo de la sucesión sedimentaria cretácica aquí estudiada. Por encima, un conjunto de pequeños relieves alomados, que se individualizan sobre las rampas definidas por el resto de la sucesión cretácica, marca en el paisaje la presencia de una unidad más alta del Cretácico. Esta es por lo general de muy difícil observación, y tan sólo en algunos pocos afloramientos puede observarse parcialmente sus materiales. Son dolomías, limos dolomíticos, margas dolomíticas y brechas dolomíticas, de colores claros. Facies similares y estratigráficamente equivalentes, se han interpretado al N del Sistema Central como depósitos asociados de sebkhas supramareales en climas muy áridos, y han sido encuadrados en la Formación Dolomías del Valle de Tabladillo (Alonso, 1981).

#### **Cambios de facies y arquitectura estratigráfica**

Todo el conjunto presenta una estructura deposicional bastante simple, con tres tendencias principales: a) hay una reducción hacia el SW en el espesor de la sucesión; b) hay también una reducción hacia el SW en el espesor de cada uno de los episodios sedimentarios; c) y excepto las dos unidades estratigráficas más modernas (Formaciones Burgo de Osma y Valle de Tabladillo) el resto de los litosomas carbonatados, también hacia el SW, pasan lateralmente a facies terrígenas o desaparecen por truncación (fig. 3).

Las Arenas de Atienza son los primeros depósitos cretácicos de esta región. Su desaparición hacia el SW es debida a una estructura de *on lap* sobre el zócalo hercínico, al SW de Valdesotos. Por su techo pasan en cambio de facies a las Dolomías de la Villa de Vés. Los niveles superiores de las Arenas de Atienza, son más extensivos, y alcanzan hacia el SW la región de Patones (corte del Barranco de las Cuevas). Ambos hechos son debidos al carácter transgresivo y extensivo del conjunto de estas dos unidades, como ya era conocido en la vecina Cordillera Ibérica (García *et al.*, 1993).

Las Margas de Picofrentes reducen su espesor muy considerablemente hacia el SW, también en las inmediaciones de Valdesotos. Muy bien localizadas estas margas sobre el terreno en las sucesiones sedimentarias, por encima de las Dolomías de la Villa

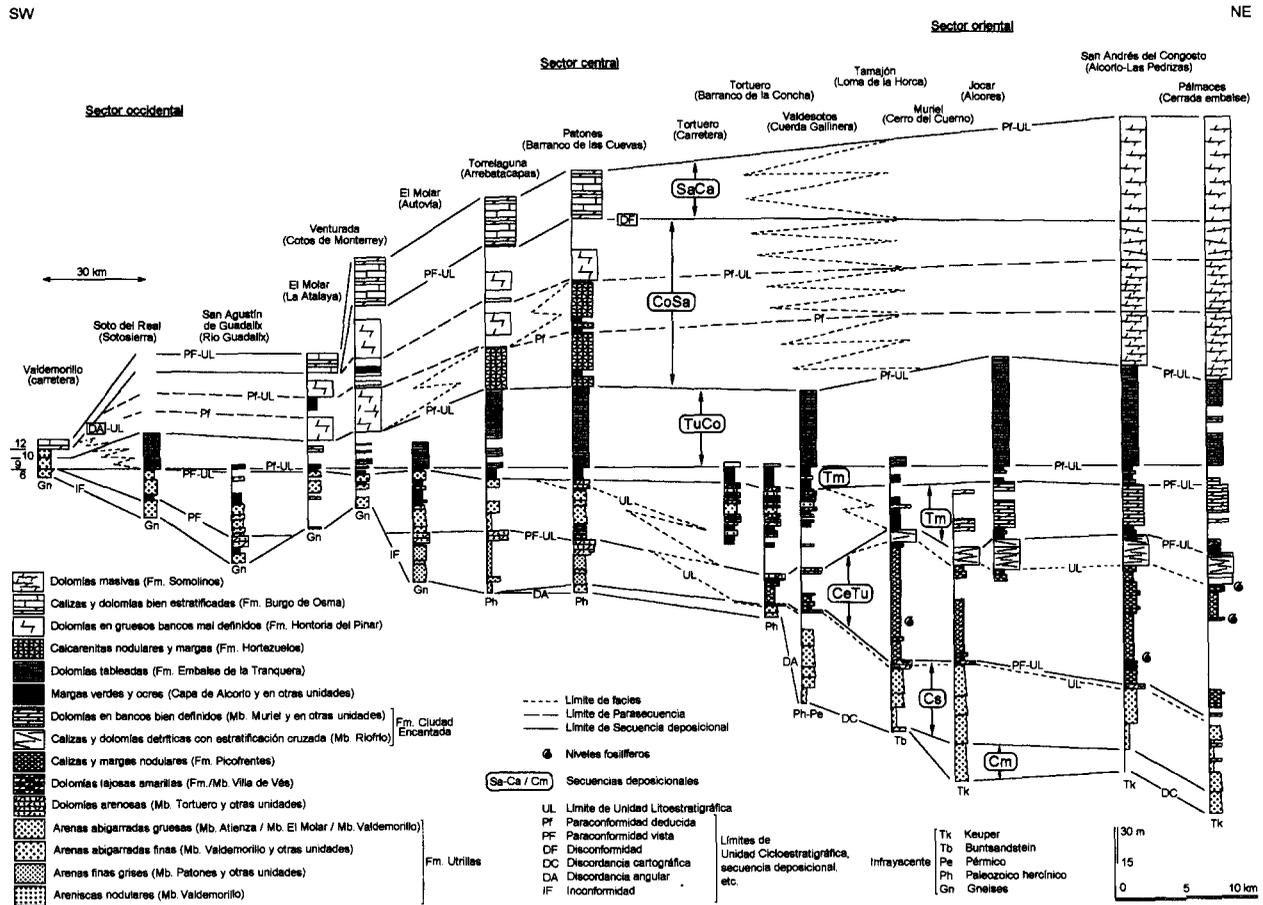


Fig. 3.—Sección estratigráfica del Cretácico del borde meridional del Sistema Central, sobre la base de las columnas estratigráficas resumidas, mostrando los límites y relaciones espacio-temporales entre los distintos cuerpos litológicos establecidos (unidades litoestratigráficas) y los diferentes cuerpos sedimentarios distinguidos (secuencias deposicionales), y la nomenclatura utilizada en ambos casos.

de Vés y las Arenas de Atienza, y por debajo de las Calcarenitas de Riofrío del Llano, puede constatar su cambio lateral a las facies terrígenas de las Areniscas de Patones. Siguiendo el mismo criterio de correlación, en los afloramientos más suroccidentales, la presencia de un delgado nivel carbonatado a techo de las Arenas inferiores de Valdemorillo, que se interpreta como el vestigio más hacia el SW del episodio sedimentario de las Calcarenitas de Riofrío del Llano, permite identificar el cambio lateral de facies entre ambas unidades arenosas. Resumiendo, de NE a SW, se sitúan en cambio lateral de facies, las Margas de Picofrentes, las Areniscas de Patones y las Arenas inferiores de Valdemorillo.

Las Calcarenitas de Riofrío del Llano se sitúan en la Cordillera Ibérica en paso vertical de facies con las Margas de Picofrentes, mediante una estructura de *down lap* (Segura *et al.*, 1993). Aquí no se observa ninguna relación de este tipo entre ambos litosomas. En las Calcarenitas de Riofrío del Llano, tam-

bién se pueden observar de NE a SW una reducción de espesor y un aumento de terrígenos, pasando lateralmente desde facies de calizas detríticas (regiones de Pálmaces y de Alcorlo) a facies de areniscas dolomíticas (regiones de Torrelaguna y El Molar).

Por encima de las Calcarenitas de Riofrío del Llano, y por debajo de las Dolomías de la Tranquera, se localizan las Dolomías de Muriel, conjunto sedimentario bien delimitado en las sucesiones sedimentarias de campo. Presenta un espesor bastante constante y una gran variación de facies. A su base y a su techo se sitúan dos niveles margosos, que genéticamente relacionados con sendas discontinuidades estratigráficas, señalan la imposibilidad de cambios laterales o verticales de facies, de este conjunto sedimentario con las Calcarenitas de Riofrío del Llano infrayacentes, y con las Dolomías de la Tranquera suprayacentes. El nivel margoso inferior no ha sido individualizado como unidad estrati-

gráfica por su pequeño espesor. Al nivel margoso superior, de mayor espesor y continuidad regional, se le denomina Margas de Alcorlo. Queda entonces así bien acotado, el cambio lateral de facies de NE a SW, de las Dolomías de Muriel, las Areniscas de Tortuero y las Arenas de El Molar (fig. 3).

Las unidades carbonatadas superiores, Dolomías de la Tranquera, Dolomías de Hortezielos, Dolomías de Hontoria del Pinar, Calizas del Burgo de Osma y Dolomías del Valle de Tabladillo, se disponen en agradación simple, con contactos netos. Por su parte, el conjunto de materiales formado por las Dolomías de Hortezielos, Dolomías de Hontoria del Pinar y Calizas del Burgo de Osma pasan lateralmente hacia el NE a las Dolomías de Somolinos.

A la base de las Calizas del Burgo de Osma, se identifica una discontinuidad estratigráfica muy importante, puesta de manifiesto por una disconformidad en la región de Patones (Barranco de las Cuevas) y por una discordancia angular en la región Valdemorillo. Al techo de esta misma unidad, también se sitúa otra discontinuidad estratigráfica, que en la región de Torrelaguna (carretera de subida a Arrebatacapas) se materializa en una superficie ligeramente erosiva, tapizada por una costra ferruginosa.

Las Dolomías de Hortezielos y las Dolomías de Hontoria del Pinar, se disponen en la Cordillera Ibérica en paso vertical de facies. Aquí puede observarse cómo sus variaciones de espesor se compensan, para dar una variación de espesor más acorde con las variaciones de espesor del resto de litosomas.

En la región de Valdemorillo, por encima del pequeño nivel carbonatado correlacionable con las Calcarenitas de Riofrío del Llano, y por debajo de la discordancia basal de las Calizas del Burgo de Osma, aparecen dos litosomas terrígenos, que son bastante diferentes. En el contexto de esta sucesión estratigráfica, en la que se pueden reconocer muchos litosomas diferentes (Riofrío del Llano, Burgo de Osma, Valle de Tabladillo, y tres unidades terrígenas, pero con espesores muy reducidos), se interpreta que cada uno de los litosomas terrígenos, representa el paso lateral de facies hacia el SW, de un litosoma carbonatado de las áreas más nororientales. Como las Dolomías de Muriel y las Areniscas de Tortuero ya han pasado a las Arenas de El Molar, y este episodio sedimentario se sitúa hacia un mínimo eustático (Ruiz *et al.*, 1994), parece oportuno considerar que este conjunto sedimentario sea menos extensivo, y no esté representado en la sucesión de Valdemorillo. Ya se ha indicado antes que las Dolomías de Hortezielos y las Dolomías de Hontoria del Pinar forman un mismo conjunto sedimentario. Por todo ello, se correlacionan las Arenas

intermedias de Valdemorillo con las Dolomías de la Tranquera, y las Arenas superiores de Valdemorillo con el conjunto de las Dolomías de Hortezielos y las Dolomías de Hontoria del Pinar (fig 3).

Todas estas relaciones entre los distintos litosomas, conforman una estructura estratigráfica convergente. Hay también una disposición de *on lap* en la base, aunque poco marcado. Existe una truncación interna en las Dolomías de la Tranquera (y sus equivalentes terrígenos laterales) sobre las Calcarenitas de Riofrío del Llano, que si hubiese una mayor continuidad de afloramientos, debiera de manifestarse como una discordancia cartográfica. También existe otra importante truncación sedimentaria, entre el conjunto de las Dolomías de Hortezielos-Dolomías de Hontoria del Pinar (y sus equivalentes terrígenos laterales) y las Calizas del Burgo de Osma.

### Secuencias deposicionales y edad de los depósitos

Las Arenas de Atienza y las Dolomías de Villa de Vés, se sitúan en el Surco Ibérico en cambio lateral de facies, formando parte del desarrollo de cinco plataformas carbonatadas, durante el Albense y Cenomanense (García *et al.*, 1994). En esta parte del Sistema Central, no existen en estos materiales datos paleontológicos ni estudios de ciclicidad, que permitan correlacionar detalladamente estas sucesiones sedimentarias con las de la Cordillera Ibérica, y saber exactamente qué episodios sedimentarios se hallan aquí representados, de los cinco antes indicados. El más moderno de todos ellos, es seguro que está representado por el delgado nivel de las Dolomías de la Villa de Vés y los últimos metros de las Arenas de Atienza. Comparando el espesor de las Arenas de Atienza aquí y en la región de Sigüenza, donde existen intercalaciones dolomíticas de los episodios sedimentarios superiores, puede deducirse la casi segura presencia del 4.º episodio. Si estas deducciones son válidas, la edad de las Arenas de Atienza es Cenomanense medio y superior, como ha podido determinarse en la Cordillera Ibérica. De este modo, las Dolomías de la Villa de Vés tienen en la zona de estudio una edad Cenomanense superior.

Otra secuencia deposicional bastante bien conocida en el Surco Ibérico, es la formada por las Margas de Picofrontes y las Dolomías de la Ciudad Encantada (Segura *et al.*, 1993). En este borde meridional del Sistema Central, se incluyen también en dicha secuencia deposicional las Areniscas de Patones y las Arenas inferiores de Valdemorillo, y la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada está representada por el Miembro Calcarenitas de Riofrío del

Llano. Las Margas de Picofrentes han aportado en esta región ammonites tan sólo del Turonense inferior (Segura y Wiedmann, 1982), aunque hay varias colecciones y afloramientos sin estudiar detalladamente. En la zona más oriental (Pálmaces y Alcorlo), se reconocen la alternancia de tramos calcáreos y margosos, que definen en la Cordillera Ibérica las cuatro secuencias deposicionales inferiores de 4.º orden, de edades desde el Cenomanense superior al Turonense inferior (Segura *et al.*, 1993). Por ello puede deducirse aquí, esa misma edad para las Margas de Picofrentes. Esta secuencia deposicional tiene en esta región una estructura agradacional, por lo que se puede atribuir una edad Turonense inferior para las Calcarentas de Riofrío del Llano, Areniscas de Patones y Arenas inferiores de Valdemorillo.

El Miembro Dolomías de Muriel de la Formación Ciudad Encantada, junto con las Areniscas de Tortuero y las Arenas de El Molar, forman una secuencia deposicional muy clara, delimitada a base y a techo por dos discontinuidades estratigráficas, y con estructura de apilamiento gradacional en esta área (es progradacional a lo largo del Surco Ibérico; Segura *et al.*, 1996). No existe ningún hallazgo paleontológico con valor bioestratigráfico, que precise la edad de estos materiales. Por su posición en la sucesión estratigráfica se le atribuye una edad Turonense medio bajo.

Las Margas de Alcorlo tampoco han aportado ningún dato bioestratigráfico importante para precisar su edad. Son facies de margas verdes, que en el Cretácico del Surco Ibérico están relacionadas con episodios sedimentarios que presentan baja tasa de sedimentación y están ligados a discontinuidades estratigráficas importantes (García *et al.*, 1993). Por correlación con las sucesiones estratigráficas de la Cordillera Ibérica constituyen el cambio lateral de facies de las Dolomías de Rello, y hacia su parte basal y terminal se localizan sendas discontinuidades estratigráficas importantes. Son por tanto, las facies terminales hacia el Macizo Hespérico de una plataforma carbonatada del Surco Ibérico, y pueden ser consideradas como una cuña de margen de plataforma (*shelf margin wedge*). Por todo ello, su edad puede considerarse Turonense medio alto.

En el conjunto dolomítico suprayacente, que se ha incluido en el concepto de Formación Dolomías de la Tranquera, tan sólo se ha reconocido una microfauna bioestratigráficamente banal. Ocupa una posición en la sucesión estratigráfica del Cretácico de este borde S del Sistema Central, equivalente a la que ocupan las Calizas de Muñecas en la Unidad de La Demanda-Cameros de la Cordillera Ibérica. Estas últimas forman allí una secuencia deposicional bien diferenciada (Alonso *et al.*, 1993), de edad Turonense superior.

El conjunto superior, formado por las Calizas de Hortezielos y las Dolomías de Hontoria del Pinar, se correlaciona fácilmente con las sucesiones sedimentarias de la Cordillera Ibérica septentrional (sectores septentrionales de la Rama Aragonesa y Unidad de La Demanda-Cameros), en donde se observan tres litosomas: calizas inferiores de Hortezielos, calizas superiores de Hortezielos y Calizas de Hontoria del Pinar (Floquet, 1990). La pobreza de estos materiales en fauna bioestratigráficamente significativa, junto con la homogeneidad de facies en muchos afloramientos, hace difícil la interpretación secuencial y cronoestratigráfica de este segmento de la sucesión cretácica, que Alonso *et al.* (1993) y Gil *et al.* (1993) distribuyen en dos secuencias deposicionales. Los recientes y detallados trabajos realizados en las zonas centrales de la Cordillera Ibérica permiten obtener una nueva perspectiva de este problema, y así se considera ahora, que las Dolomías de Hortezielos y las Dolomías de Hontoria del Pinar del borde S del Sistema Central forman parte de una secuencia deposicional bien desarrollada, en la que pueden reconocerse claramente tres parasecuencias. Todo este conjunto sedimentario tendría una edad Coniaciense superior-Santonense inferior.

Las Arenas superiores de Valdemorillo se correlacionan con el conjunto sedimentario tratado en el párrafo anterior. A tenor de los pocos datos que es posible obtener, lo que resulta más problemático, es precisar esa correlación a nivel de parasecuencia. De los tres litosomas ya citados, el que presenta unas características algo más marinas es el inferior, y aplicando la Ley de Walter, se le puede suponer el más extensivo. Por ello, y en espera de nuevos datos y/o argumentos, se correlacionan estas Arenas superiores de Valdemorillo con el litosoma inferior de las Dolomías de Hortezielos, y por ello se las supone una edad Coniaciense superior.

Las Calizas del Burgo de Osma son también aquí bioestratigráficamente azoicas. Constituyen una secuencia deposicional neta, limitada por dos discontinuidades estratigráficas importantes, que han dejado huellas inequívocas en el registro estratigráfico de esta región, con disconformidades (área de Patones) y discordancias a base (área de Valdemorillo), y superficies ferruginosas a techo (área de Torrelaguna). Su correlación con la Cordillera Ibérica es clara, y allí se admite una edad para esta secuencia deposicional Santoniense superior-Campaniense inferior (García *et al.*, 1996, etc.).

Respecto a la Formación Dolomías de Somolinos, es en este margen del Surco Ibérico donde puede precisarse su relación estratigráfica en cambio lateral de facies con las Dolomías de Hortezielos, Dolomías de Hontoria del Pinar y Calizas del

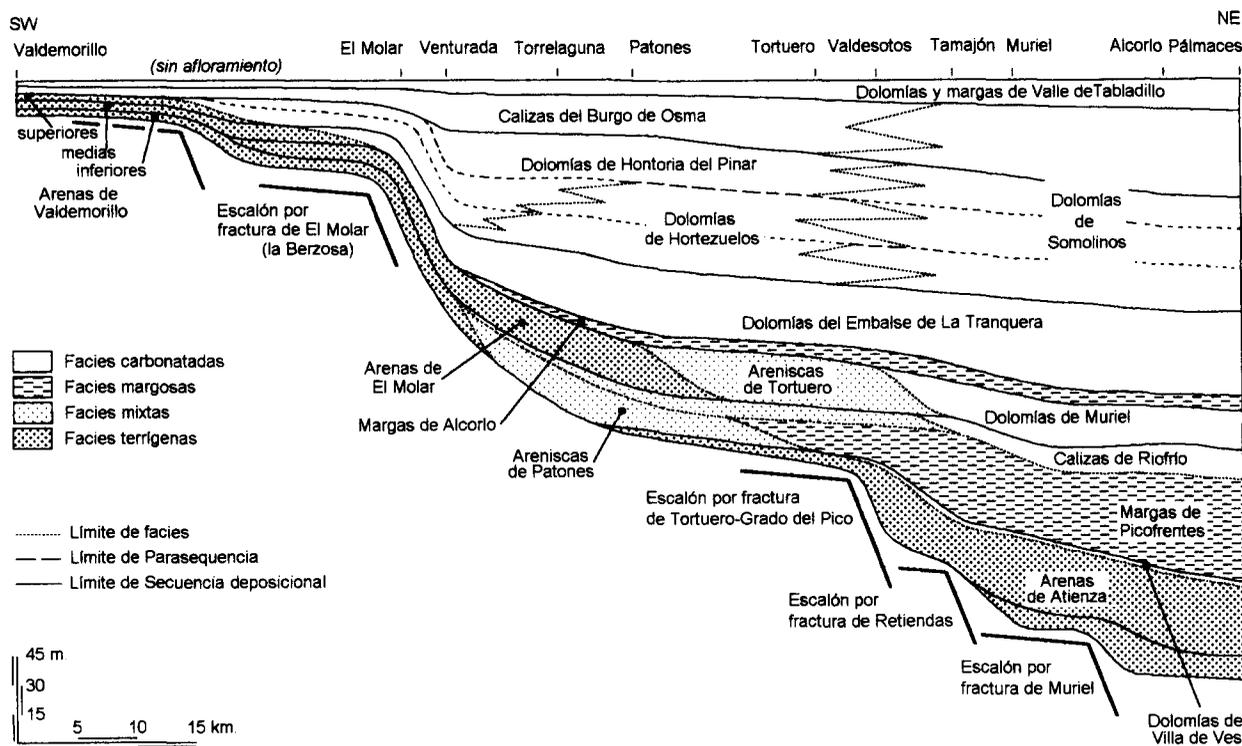


Fig. 4.—Perfil estratigráfico del Cretácico del borde meridional del Sistema Central, mostrando la relación entre la distribución de facies y espesores de las secuencias deposicionales, y la presencia de elementos paleogeográficos de origen tectónico, activos durante la sedimentación.

Burgo de Osma. Es por tanto una unidad litoestratigráfica cuya homogeneidad tiene un origen postsedimentario y diagenético, que comprende dos secuencias deposicionales mayores y que contiene varias discontinuidades estratigráficas importantes. Su edad se extiende desde el Coniaciense superior al Campaniense basal.

Por último las Dolomías del Valle de Tabladillo sólo han sido reconocidas como unidad y mapeadas. Se las supone una edad Campaniense inferior, a la espera de nuevos estudios.

### Evolución tectónica y sedimentaria

La arquitectura estratigráfica y la distribución de facies del Cretácico en este borde S del Sistema Central, muestran la evolución de un margen de una cuenca intracontinental en un contexto tectónico en principio distensivo. Las secuencias deposicionales se apilan en agradación, y muestran una progresiva reducción de espesor hacia el borde de la cuenca sedimentaria (fig. 4). Del Cenomanense al Campaniense, la cuenca sedimentaria se hace más amplia, y depósitos cada vez más modernos se apoyan sobre el zócalo hercínico del Macizo Hespérico.

Hay una retrogradación generalizada de las facies carbonatadas (marinas y litorales) sobre las facies terrígenas (litorales y continentales), y varios litosomas terrígenos se suceden de NE a SW, precediendo a los litosomas carbonatados. Hay un predominio de ambientes sedimentarios litorales y marinos someros.

Pero también hay algunas desviaciones respecto al esquema evolutivo mostrado antes, provocados por acontecimientos geológicos de rango más amplio, a nivel de la Placa Ibérica o a nivel global. La gran diferencia en litologías y en ambientes sedimentarios, entre las Arenas de Atienza-Dolomías de la Villa de Vés y las Margas de Picofrentes, no puede explicarse sólo por el continuado ascenso del nivel del mar durante todo el Cretácico, ni por la suave y continua subsidencia tectónica de la región. Se combinan en ese momento del Cenomanense superior: el vuelco de la Placa Ibérica (y con ella, del Surco Ibérico) hacia el N (Vilas *et al.*, 1983), en relación con los primeros episodios de compresión en la Cordillera Bética; y la excepcional subida eustática del Cenomanense superior (Reyment y Bengston, 1985).

La menor extensividad de la secuencia deposicional del Turonense medio bajo (Dolomías de Muriel,

Areniscas de Tortuero y Arenas de El Molar), y la escasa representación sedimentaria de la secuencia deposicional del Turonense medio alto (Margas de Alcorlo), frente a la mayor extensividad de las secuencias deposicionales infrayacentes y suprayacentes (Cenomanense-Turonense y Turonense superior), están sin duda causadas por la importante caída eustática de finales del Turonense, que limita dos ciclos de 2.º orden (Haq *et al.*, 1988), y que puede reconocerse en el Surco Ibérico (Ruiz *et al.*, 1994).

La discontinuidad intracretácica tectónicamente más importante en el área de alcance de este trabajo, es la que separa los depósitos del Coniaciense-Santonense (Dolomías de Hontoria, etc.) de los materiales del Santoniense-Campaniense (Calizas del Burgo de Osma), y que llega a materializarse en una discordancia angular en Valdemorillo, está en relación con el nuevo vuelco de la Placa Ibérica, esta vez hacia el S, en relación con las primeras etapas compresivas en el orógeno pirenaico y que vuelve a comunicar el dominio Atlántico y el Tethysiano a través del Surco Ibérico (Alonso *et al.*, 1984).

Por ello, la mayor parte de los depósitos cretácicos del borde S del Sistema Central, están relacionados paleogeográficamente con el dominio atlántico, a través de la cuenca Vascocantábrica.

En la distribución de los depósitos, se puede observar que las variaciones de facies y de espesores, no tienen un carácter gradual. Estas tienen lugar en puntos concretos, en los que las series cretácicas aparecen con pliegues más apretados y/o más fracturados. Estos puntos coinciden con los sectores, en que la banda de afloramientos cretácicos, que bordea el Sistema Central por el S, sufre inflexiones en su traza cartográfica. Esas zonas corresponden a accidentes tectónicos alpinos, que en parte pueden ser reheredados de la estructura hercínica del zócalo (Gil *et al.*, 1993). De todo ello, se deduce la existencia de escalones paleogeográficos durante el Cretácico, probablemente debidos a la existencia de fracturas sinsedimentarias, aunque éstas no hayan podido ser identificadas por ahora, a escala de afloramiento sobre el terreno. De NE a SW, las más importantes son: la zona de fracturación de Muriel; la Falla de Retiendas; la alineación (supuesta falla) de Tortuero-Grado del Pico; la zona de fractura de la Falla de la Berzosa; y probablemente, una o más fracturas entre Soto del Real y Valdemorillo, no identificadas aún. Estas fracturas sinsedimentarias, también limitan la edad de los materiales sobre los que descansa el Cretácico, que de NE a SW, pasan de Triásico superior, a Triásico inferior, Pérmico y Paleozoico, Paleozoico inferior, y gneises (fig. 4).

Las fracturas sinsedimentarias tienen su actividad

más importante diacrónicamente. Las fallas más orientales (Muriel, Retiendas y Tortuero) hacen variar los espesores de los materiales cenomanenses y turonenses. Por el contrario, en las áreas más occidentales, donde sólo se ha identificado por falta de afloramiento la Falla de la Berzosa, varían de espesor los materiales senonenses, que no lo hacen en el sector oriental. Esto puede considerarse normal en un ambiente tectónico distensivo, en el que las fracturas que van abriendo la cuenca, son más modernas hacia las zonas más externas de la misma.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto de investigación de la DIGICYT n.º PB93-0191 (Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM). Nuestro agradecimiento a J. García-Hidalgo y M. Segura (Universidad de Alcalá) por su colaboración en la interpretación de algunos afloramientos en campo y en los comentarios críticos del manuscrito.

#### Referencias

- Alonso, A. (1981). El Cretácico de la provincia de Segovia (borde N del Sistema Central). *Sem. Estratigrafía, Ser. Monografías*, 7, 271 págs.
- Alonso, A., y Mas, R. (1982). Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al N y al S del Sistema Central. *Cuadernos Geol. Iber.*, 8, 145-166.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R., y Meléndez, A. (1984). Origine et évolution du détroit ibérique au crétacé supérieur. *Mém. Géol. Univ. Dijón*, 11, 79-80.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R., y Meléndez, A. (1993). Late Cretaceous Platforms: Origin and Evolution, Iberian Range, Spain. En: J. A. Toni Simo *et al.* (eds.), *Cretaceous Carbonate Platforms*, AAPG Memoir, 56, 297-313.
- Arias, C. (1969). Estudio estratigráfico y sedimentología del Cretácico de los alrededores de Guadalix de la Sierra (Madrid). *Cuadernos Geol. Iber.*, 1, 309-333.
- Bascones, L., González-Lodeiro, F., y Martínez-Alvarez, F. (1980). Hoja 460 Hiendelancina. *Mapa Geológico de España MAGNA*, IGME.
- Bellido, F., Casquet, C., González-Lodeiro, F., Martín, L. M., Martínez, J., Navidad, M., y Del Olmo, A. (1987). Hoja 509 Torrelaguna. *Mapa Geológico de España MAGNA*, IGME.
- Bellido, F., Escuder, J., Klein, E., Del Olmo, A., Casquet, C., Navidad, M., y Peinado, M. (1988). Hoja 484 Buitrago de Lozoya. *Mapa Geológico de España MAGNA*, IGME.
- Boillot, G., Montardert, L., Lemoine, M., y Biju-Duval, B. (1984). *Le margers continentales actuelles et fossiles autour de la France*, Masson, 342 págs.
- Capote, R. (1978). Tectónica española. *Asoc. Esp. de Ing. Sísmica*, Madrid, 30 págs.
- Capote, R., De Vicente, G., y González-Casado, J. M. (1990). Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (SCE). *Geogaceta*, 7, 20-22.
- Debelmas, J., y Mascle, G. (1991). *Les Grandes Structures Géologiques*, Masson, 299 págs.

- Fallot, F., y Bataller, J. R. (1927). Sur le bordure nord-est du Masif Crétacé du Bas-Aragón. *CR Acad. Sc. Paris*, 184, 1467-1470.
- Floquet, M., Alonso, A., y Meléndez, A. (1982). Cameros-Castilla. El Cretácico superior. En: A. García *et al.* (eds.), *El Cretácico de España*, Univ. Complutense de Madrid, 387-453.
- Floquet, M. (1990). La plate-forme Nord-Castellane au Crétacé supérieur (Espagne). *These. Mém. Geól. Univ. Dijon*, 14, 925 págs.
- García, A., Segura, M., Carenas, B., y Pérez, P. (1989). Correlaciones y equivalencias de las unidades litoestratigráficas del ciclo Albense superior-Cenomanense medio en la Cordillera Ibérica. *XII Congreso Español de Sedimentología*, 203-206.
- García, A., Segura, M., García-Hidalgo, J. M., y Carenas, B. (1993). Mixed siliciclastic and carbonate platform of Albain-Cenomanian age from the Iberian Basin, Spain. En: J. A. Toni Simo *et al.* (ed.), *Cretaceous Carbonate Platforms*, AAPG Memoir, 56, 255-269.
- García, A., Segura, M., y García-Hidalgo, J. (1994). Cyclostratigraphy of the Upper Albian-Upper Cenomanian Carbonate platforms in the Iberian Ranges (Spain). *Géol. Méditerranéenne*, 21, 69-72.
- Gil, J. (1994). *Estratigrafía secuencial del Cretácico del borde meridional del Sistema Central en el sector de San Agustín de Guadalix-Pálmaces de Jadraque (provincias de Madrid y Guadalajara)*, tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid, 280 págs.
- Gil, J., García, A., y Segura, M. (1993). Secuencias deposicionales del Cretácico en el flanco S del Sistema Central. *Geogaceta*, 13, 43-45.
- Gischler, E., Gräfe, K. U., y Wiedmann, J. (1994). The Upper Cretaceous *Lacazina* Limestone in the Basco-Cantabrian and Iberian Basins of Northern Spain: Cold-water Grain Associations in Warm-water Environments. *Facies*, 30, 209-246.
- Gräfe, K. U., y Wiedmann, J. (1993). Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous of the Basco-Cantabrian Basin (northern Spain). *Geol. Rundsch.*, 82, 327-361.
- Haq, B. U., Handbol, J., y Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. En: C. K. Wilgus, C. K. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross y J. C. van Wagoner (eds.), *Sea level changes. An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42, 71-78.
- Martín-Algarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*, tesis doctoral, Univ. Granada, 1.171 págs.
- Meléndez, F. (1971). Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. *Publicaciones de la Facultad de Ciencias*, tesis doctoral, Univ. Complutense, A-153-154, 245 págs.
- Nodal, M. T., y Agueda, J. A. (1976). Características de la sedimentación Cretácico-Terciaria en el borde septentrional de la Cuenca del Tajo. *Estudios Geol.*, 32, 115-120.
- Portero, J. M., Aznar, J. M., Pérez-González, A., y González-Lodeiro, F. (1982). Hoja 485 Valdepeñas de la Sierra. *Mapa Geológico de España MAGNA*, IGME.
- Portero, J. M., y Aznar, J. M. (1983). Hoja 486 Jadraque. *Mapa Geológico de España MAGNA*, IGME.
- Portero, J. M., Cancar, G., Peinado, M., Casquet, C., Villaseca, C., y Pérez-González, A. (1990). Hoja 558 Maja-dahonda. *Mapa Geológico de España MAGNA*, IGME.
- Read, J. F. (1982). Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81, 196-212.
- Reyment, R., y Bengston, P. (1985). Mid Cretaceous events: Report on results, 1974-1983. *Publications from the Paleontological Institution of the University of Uppsala*, volumen especial 5, 132 págs.
- Ruiz, G., Segura, M., y García-Hidalgo, J. (1994). Carbonate platforms a second order transgressive-regressive Cycle in the Upper Cretaceous of the Iberian Ranges (Spain). *Géol. Méditerranéenne*, 21, 163-166.
- Salvador, A. (ed.) (1994). *International Stratigraphic Guide, a Guide to Stratigraphic Classification, terminology and Procedure*, Int. Subc. on Strat. Class. of IUGS, Int. Comm. on Strat., Geol. Soc. of America, 214 págs.
- Segura, M. (1982). *Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de la Cordillera Ibérica en la provincia de Guadalajara*, tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid.
- Segura, M., y Wiedmann, J. (1982). La transgresión del Cretácico superior en el sector de Atienza-Sigüenza (Guadarrama, Cordillera Ibérica) y el significado de la fauna ammonitífera. *Cuadernos Geol. Iber.*, 8, 293-307.
- Segura, M., García-Hidalgo, J. M., Carenas, B., y García, A. (1993). Late Cenomanian-Early Turonian from Central Eastern Iberia, Spain. En: J. A. Toni Simo *et al.* (eds.), *Cretaceous Carbonate Platforms*, AAPG Memoir, 56, 283-296.
- Segura, M. *et al.* (1994). El Cretácico superior de la Cordillera Ibérica. *I Congr. Franc. Strat.*, Toulouse.
- Segura, M., García, A., García-Hidalgo, J. F., Carenas, B., Ruiz, G., y Gil, J. (1996). Relaciones genéticas entre las unidades litoestratigráficas del Cretácico medio y superior de la Cordillera Ibérica Occidental. *Geogaceta*, 20, 54-57.
- Sopeña, A. (1980). Mapa Geológico del borde suroriental del Sistema Central: Sector Tamajón-Pálmaces de Jadraque. *Cuadernos Geol. Iber.*, 6.
- Vicente, G. de, y González-Casado, J. M. (eds.) (1991). Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *III Reunión de la Comisión de Tectónica Soc. Geol. Esp.*
- Vilas, L., Mas, R., García, A., Alonso, A., Meléndez, N., y Rincón, R. (1982). Ibérica Suroccidental. En: A. García *et al.* (eds.), *El Cretácico de España*, Univ. Complutense de Madrid, 457-508.
- Vilas, L., Alonso, A., Arias, C., García, A., Mas, R., Rincón, R., y Meléndez, N. (1983). The Cretaceous of the Southwest Iberian Ranges. *Zitteliana*, 10, 245-254.
- Warburton, J., y Alvarez, C. (1989). A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. *Libro homenaje a Rafael Soler*, As. Geol. y Geof. Esp. del Petr., 148-155.

Recibido el 27 de marzo de 1996  
Aceptado el 25 de abril de 1996