

EVOLUCION DE LA CUENCA SEDIMENTARIA DEL CRETACICO  
SUPERIOR SURPIRENAICO ENTRE LOS RIOS SEGRE  
Y NOGUERA RIBAGORZANA (NE ESPAÑA)

POR

E. CAUS \*, A. CORNELLA \* y A. GÓMEZ-GARRIDO \*

RESUMEN

Se identifican en el Cretácico superior surpirenaico seis secuencias deposicionales, separadas por superficies de erosión, entradas de terrígenos y/o niveles lacustres. Estas secuencias son: C<sub>1</sub> (Cenomaniense superior-Turonense), C<sub>2</sub> (Coniacense), C<sub>3</sub> (Santonense inferior y medio), C<sub>4</sub> (Santonense medio-superior y Campanense), C<sub>5</sub> (Campanense terminal-Maastrichtense) y C<sub>6</sub> (Maastrichtense-?).

Los dos momentos transgresivos más importantes se sitúan en el Cenomaniense superior y durante el Santonense medio y superior-Campanense. Los descensos del nivel del mar más generalizados tienen lugar al final del Turonense y durante el Maastrichtense.

La progradación máxima de la plataforma hacia el W-NW tiene lugar durante la deposición de la secuencia C<sub>5</sub> (Campanense terminal-Maastrichtense).

ABSTRACT

Six depositional sequences in the Pyrenean Upper Cretaceous are identified: C<sub>1</sub> (Upper Cenomanian-Turonian), C<sub>2</sub> (Coniacian), C<sub>3</sub> (Lower and Middle Santonian), C<sub>4</sub> (Middle and Upper Santonian-Campanian), C<sub>5</sub> (Upper Campanian-Maastrichtian) and C<sub>6</sub> (Maastrichtian-?). These sequences are separated by erosion surfaces, terrigenous wedges and/or lacustrine levels.

\* Departamento de Paleontología. Universitat Autònoma de Barcelona.

The two main transgressions are occurred during the Late Cenomanian and during the Late Santonian-Campanian. The more generalized sea falls took place in the Turonian-Coniacian boundary and during the Maastrichtian.

Platform progradation occurred to the WNW and the maximum was during the Late Campanian-Maastrichtian.

## INTRODUCCION

El Cretácico superior surpirenaico se sitúa, en este sector, en «la serie despegada de la Unidad Central Surpirenaica» (SEGURET).

Los afloramientos se distribuyen en tres bandas casi paralelas de dirección W-E (Fig. 1). El área más meridional, que denominamos zona de las Sierras Marginales, presenta afloramientos continuos

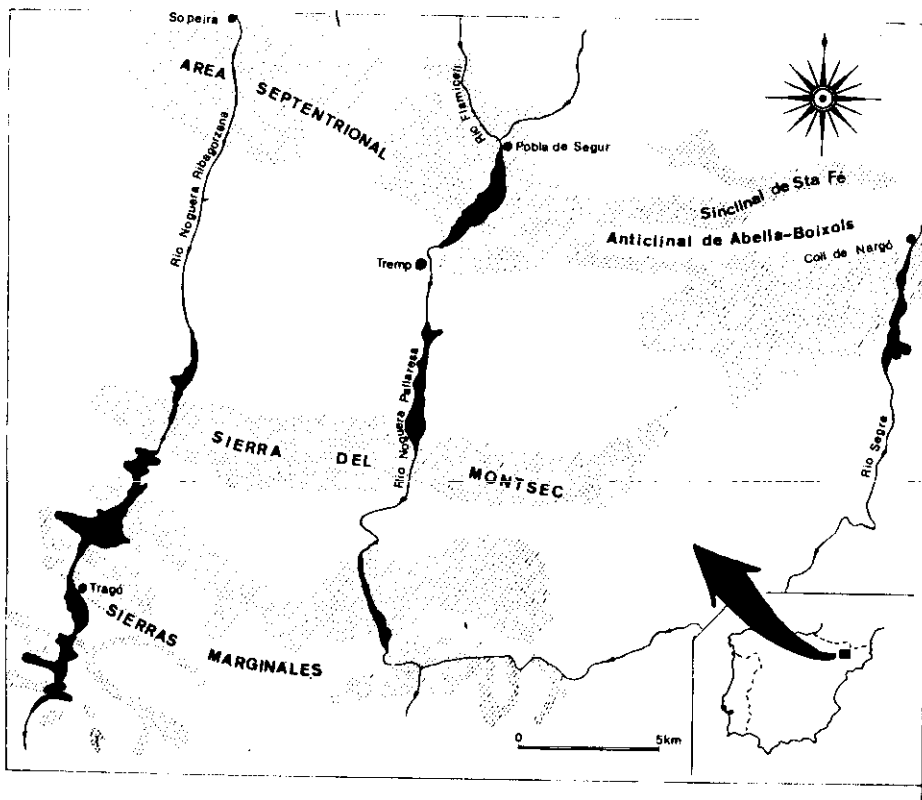


FIG. 1.—Localización de los afloramientos del Cretácico superior.

en su parte N mientras que al S forman parte de pequeñas unidades tectónicas discontinuas.

El área intermedia la situamos en la Sierra del Montsec, donde los afloramientos del Cretácico superior son continuos a lo largo de toda la sierra. Hacia el W estos materiales se continúan en los anticlinales de Tolva y Mediano, mientras que al E quedan cubiertos por los conglomerados de la Sierra de Comiols.

El área que denominamos septentrional es la situada en el paralelo de Pobla de Segur. Los afloramientos son continuos entre los ríos Noguera-Pallaresa y Noguera Ribargorzana, e incluso mucho más al W ya fuera de la zona estudiada, pero éstos aparecen afectados por la tectónica entre el Noguera Pallaresa y el Segre (zona del anticlinal de Abella-Boixols).

Los afloramientos del valle del Segre (zona situada al S de Coll de Nargó) los consideramos de tránsito entre los de la Sierra del Montsec y los del área septentrional.

Dado que la dirección de la cuenca sedimentaria es W-E, con la línea de costa situada al S, las tres áreas de afloramiento coinciden, a grandes rasgos, con los dominios deposicionales. Así, al S (Sierras Marginales y Sierra del Montsec) tenemos facies de borde de cuenca mientras al N (área septentrional) las facies son de mayor profundidad. Al E de Pobla de Segur (anticlinal de Abella-Boixols), aunque por su posición geométrica le correspondería facies de cuenca, la presencia de un umbral hace que se nos desarrollen, en algunos momentos, facies de borde de cuenca.

La excelencia de afloramientos y la abundancia de fósiles en la mayor parte de estos sedimentos ha hecho que fueran motivo de estudio ya desde el siglo pasado; no obstante, son los trabajos de SOUQUET (1967), ROSELL (1967, 70), van HOORN (1970) y PONS (1977) los que más datos han aportado sobre el conocimiento de la paleografía de la cuenca surpirenaica. Mención especial, sin embargo, merecen los trabajos de GARRIDO (1973, 75), donde, por primera vez, se utiliza la técnica secuencial para subdividir las series estratigráficas del Cretácico superior; en ellos define un conjunto de ciclos (secuencias o ritmos) que estarían en relación con pulsaciones tectónicas notables («cuerpos tectosedimentarios»).

En la presente nota, aunque se aborda al igual que en GARRIDO (1973, 75) el estudio del Cretácico superior mediante la descripción de las secuencias deposicionales se hace con una perspectiva algo diferente; se toma como base la definición que de secuencia deposicional dan MITCHUM *et al.* (1977): «Una secuencia deposicional es una unidad estratigráfica compuesta de una sucesión de estratos genéticamente relacionados, relativamente conformes y limi-

tados en su base y techo por disconformidades.» Hay que tener en cuenta además que nuestra área de trabajo es mucho más reducida, lo que nos ha permitido obtener precisiones de detalle en cuanto a la extensión de algunas facies particulares, dataciones y/o sucesos tectosedimentarios locales que escapan a un estudio regional más amplio. En contrapartida, resulta difícil en estas dimensiones dar una escala regional a nuestras conclusiones, ya que para ello sería necesario un estudio a nivel de toda la cuenca pirenaica y aún mayor.

## SECUENCIAS DEPOSICIONALES

La supersecuencia del Cretácico superior se divide en seis secuencias deposicionales, separadas por superficies de erosión, niveles terrígenos y/o de agua dulce. Estas secuencias son: Secuencia C<sub>1</sub> (Cenomaniense superior-Turoniense), Secuencia C<sub>2</sub> (Coniaciense), Secuencia C<sub>3</sub> (Santoniense inferior-medio), Secuencia C<sub>4</sub> (Santoniense medio superior-Campaniense), Secuencia C<sub>5</sub> (Campaniense terminal-Maastrichtiense) y Secuencia C<sub>6</sub> (Maastrichtiense).

A continuación se establecen las características de cada secuencia y la justificación de las mismas. Las potencias que se dan son siempre, para cada tramo, las máximas observadas.

### *Secuencia C<sub>1</sub>*

En toda el área pirenaica la base de la supersecuencia del Cretácico superior está constituida por calizas con Praealveolinas. En la Sierra del Montsec éstas descansan discordantemente sobre un substrato plegado y peneplanizado cuya edad varía del Jurásico al Clayanciense (PEYBERNES, 1976). En el área septentrional, las calizas son igualmente discordantes sobre un substrato Aptiense-Albiense o Albiense (PEYBERNES, 1976) a excepción del valle del Noguera Ribagorzana, donde éstas descansan, sin discontinuidad aparente, sobre «las margas de Sopeira», del Cenomaniense medio (PEYBERNES, 1976).

La secuencia C<sub>1</sub> está constituida en su tramo inferior, por lo tanto, por calizas con Praealveolinas (Fm. Sta. Fe, MEY *et al.*, 1968). La potencia y composición de estas calizas es variable. En la Sierra del Montsec tenemos sólo 20 m de calizas rosadas, pero esta potencia aumenta hacia el N, siendo máxima en el valle del Noguera Ribagorzana (180 m), donde además incluye un conjunto de brechas. Hacia el E, no obstante, disminuye rápidamente, de tal manera que en el valle del Flamicell encontramos ya sólo 42 m de calizas micríticas gris claro y en el sinclinal de Sta. Fe d'Organyà la potencia es de 25 m. Presentan un contenido faunístico uniforme: *Praealveolina*

*cretacea brevis*, *P. simplex*, *Ovalveolina ovum*, *Chrysalidina gradata*, *Montcharmontia apenninica*...

El tramo superior está constituido en la Sierra del Montsec, por calizas micríticas gris claro (28 m) con abundantes secciones de Pithonellas y algunas de foraminíferos planctónicos de la zona de *Praeglobotruncana helvetica*; en el anticlinal de Abelle-Boixols estas calizas son más margosas y contienen algunos Ammonites. En el valle del Flamicell la potencia aumenta considerablemente (240 m) y está constituido por una serie margo calcárea (Fm. Reguard, MEY *et al.*, 1968) con abundantes foraminíferos planctónicos de las zonas de *P. helvetica* en la base y *Marginotruncana schneegansi* en el resto (GOMEZ GARRIDO, 1981). En el valle del Noguera Ribagorzana la serie es más calcárea.

Al tramo inferior de la secuencia se le atribuye una edad Cenomaniense superior, por su posición estratigráfica entre las «margas de Sopeira» del Cenomaniense medio y la Fm. Reguard del Turoniense. El tramo superior es de edad Turoniense medio en el Montsec, mientras que en el área septentrional abarca hasta el Turoniense superior.

Es una secuencia «deepening upwards», que empieza con la sedimentación de las calizas con Praealveolinas en una plataforma estable y poco profunda, a excepción del valle del Noguera Ribagorzana, donde la presencia de un talud da lugar a brechas. La profundidad de la cuenca habría aumentado considerablemente al depositarse los materiales del tramo superior, que lo hacen en una plataforma abierta, alejada de la línea de costa.

El límite superior de la secuencia viene marcado por una superficie de erosión y/o no deposición visible en toda el área de la Sierra del Montsec donde falta el Turoniense superior. En el área septentrional hay una disminución brusca de la profundidad de la cuenca.

La presencia de un cambio brusco en la sedimentación entre el tramo inferior y el superior de esta secuencia nos sugiere la posibilidad de una subdivisión en dos subsecuencias, que corresponderían respectivamente al Cenomaniense superior y al Turoniense. El área estudiada es, sin embargo, demasiado pequeña para poder hacer precisiones en este sentido. Además, esta discontinuidad no ha sido señalada hasta el momento en la cuenca pirenaica, aunque sí lo ha sido en la cuenca cantábrica (RAMIREZ DEL POZO, 1971).

### *Secuencia C<sub>2</sub>*

En la Sierra del Montsec está constituida por calcarenitas (27 m) con abundantes miliólidos, que hacia la parte superior contienen Rudistas y/o Carofitas. En el anticlinal de Abella-Boixols presenta

una litología similar a la de la Sierra del Montsec, pero más potente (60 m observados, pero puede ser superior), sin carofitas, menor abundancia de miliólidos y abundantes secciones de un macroforaminífero porcelanado (*Broeckina* ?). En el valle del Flamicell está constituido por un complejo calcáreo (180 m) (Fm. calizas del Congost, MEY *et al.*, 1968), constituido por arcillas margosas, calizas coralinas y calizas con rudistas (NAGTEGAAL, 1972). En el valle del Noguera Ribagorzana tenemos una alternancia de margas y calizas.

A la secuencia C<sub>2</sub> se le atribuye una edad Coniaciense, aunque en el borde S este límite es algo impreciso dada la ausencia de fósiles característicos. La Fm. Calizas del Congost es de edad Coniaciense, ya que la base de las arcillas suprayacentes posee foraminíferos planctónicos de la zona de *Dicarinella concavata*, que representa la parte superior del Coniaciense y el Santoniense inferior.

Durante la deposición de la secuencia C<sub>2</sub> la cuenca pirenaica en este sector empieza a perder uniformidad y a, siguiendo la tónica marcada en la secuencia anterior, profundizarse hacia el W. Es en este momento cuando se inicia al E el levantamiento precoz del anticlinal del Abella-Boixols, lo que genera una disminución brusca de la profundidad de la cuenca en este sentido y hace posible el des-

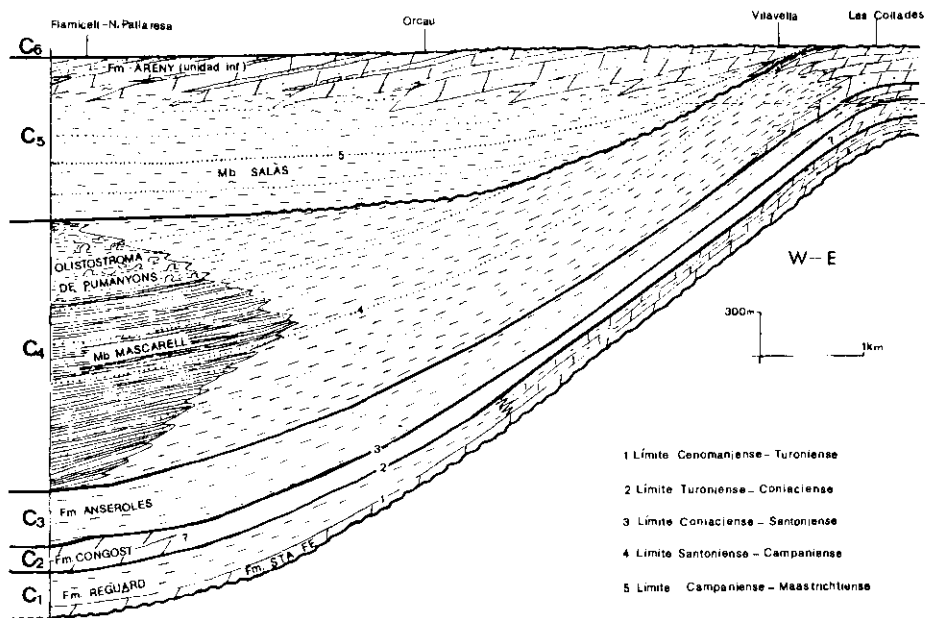


FIG. 2.—Desarrollo de las facies de plataforma en la zona del anticlinal de Abella-Boixols y su relación con las facies de cuenca.

arrollo en el margen de facies arrecifales. Hacia el W estas facies pasan progresivamente a facies de «off-shore» y turbiditas, mientras al E se nos depositan sedimentos litorales.

El límite superior de la secuencia está marcado en el borde S por la presencia de niveles lacustres y/o silicococlásticos.

### *Secuencia C<sub>3</sub>*

En el borde S presenta en su base un marcado detritismo provocado, posiblemente, por la reactivación del sistema fluvial procedente del «Macizo del Ebro» como consecuencia de su levantamiento. Este detritismo es mucho más acusado hacia el E. Por el contrario hacia el W y en su parte superior la serie es mucho más carbonatada e incluye abundantes fósiles (CAUS *et al.*, 1981). En la zona del anticlinal de Abella-Boixols la secuencia es mucho más compleja por cuanto los cambios de facies se suceden en muy poco espacio geográfico variando de calizas con rudistas, corales y estromatopóridos a calizas margonodulosas con equínidos, braquiópodos, ammonítidos, inocerámidos... (CAUS *et al.*, 1981). En el valle del Flamicell la secuencia es eminentemente margoarcesosa (Fm. Anseroles, MEY *et al.*, 1968) mientras que en el valle del Noguera Ribagorzana está constituida por una alternancia de arcillas y areniscas.

Se trata de una secuencia «deepening upwards», aunque está ganada de profundidad de la cuenca está contrarrestada en el borde SE, en su inicio, por los aportes silicococlásticos; es precisamente cuando cesan estos aportes detríticos y quedan las masas fangosas cuando se desarrollan los rudistas (PONS, 1977). En los lugares donde las aguas son más limpias tenemos deposición de carbonato e intensa vida. Se trata de una pequeña plataforma carbonatada principalmente, pero con un importante contenido detrítico que progresa hacia el W-NW. En el área N, las facies arrecifales instaladas en el margen del umbral sufren un retroceso hacia el E debido al aumento de profundidad de la cuenca mientras los antiguos arrecifes quedan fosilizados por depósitos de «off-shore» (Fig. 2).

El límite superior de esta secuencia está marcado en la Sierra del Montsec por una superficie de no deposición y/o erosión (superficie ferruginosa) y por un cambio brusco en la sedimentación en la zona del anticlinal de Abella-Boixols.

### *Secuencia C<sub>4</sub>*

A diferencia de las secuencias anteriores, cuyo límite de costa se situaba inmediatamente al S del Montsec, durante la secuencia C<sub>4</sub> el mar alcanzó posiciones situadas más al S (Sierras Marginales). Es precisamente durante esta secuencia cuando la transgresión hacia el S fue máxima.

En todo el borde S (Sierras Marginales y Sierra del Montsec) esta secuencia está constituida por dos tramos: uno inferior margoarcilloso principalmente, de edad Santoniense, y uno superior calcáreo, de edad Campaniense. El tramo inferior está constituido en la parte N de las Sierras Marginales por calizas detríticas con abundantes terrígenos de cuarzo en la base (facies de Tragó de Noguera, SCHLUMBERGER, 1899). La potencia de este tramo (50 m en Tragó) disminuye rápidamente hacia el S llegando a desaparecer y descansando el tramo superior de la secuencia sobre materiales ante-cretácicos. En la Sierra del Montsec este tramo inferior está constituido por margas amarillentas y/o grisáceas («Arcillas y Margas de la Font de les Bagasses», PONS, 1977), cuya potencia es relativamente constante (300 m) y que en la parte alta presentan intercalaciones, cada vez más frecuentes, de limolitas. Son muy fosilíferas (BATALLER, 1937; HOTTINGER, 1967; PONS, 1977; CAUS *et al.*, 1978, entre otros).

El tramo superior está formado en las Sierras Marginales por calizas y calcarenitas conteniendo rudistas (PONS, 1977; POCOVI, 1978). En la Sierra del Montsec forma las «Calizas de Terradets» (PONS, 1977). Se trata de un conjunto (510 m) de calizas arenosas en la base a las que suceden calcarenitas y calizas de aspecto masivo con abundante fauna. Presentan laminación cruzada unidireccional hacia el W-NW a gran escala, lo que implica una progradación de la plataforma carbonatada en el mismo sentido.

Esta secuencia en el área septentrional está constituida por una alternancia de areniscas y arcillas en facies turbidíticas (Mb. Mascarell de la Fm. Vallcarga, MEY *et al.*, 1968) coronada por niveles de «slumping» y olistostrómicos (Mb. Olistostroma de Pumanyons, MEY *et al.*, 1968). Para la descripción del miembro Mascarell véanse los trabajos de MUTTI y ROSELL (1968, 69), van HOORN (1970)... El Mb. Olistostroma de Pumanyons corresponde a las localidades fosilíferas clásicas de Torallola, Serrat de Sta. Magdalena, Sensui..., y existe abundante bibliografía paleontológica (VIDAL, 1875; DALLONI, 1930; BATALLER, 1937; PONS, 1977; WANNIER, 1980); sedimentológicamente ha sido estudiado por ROSELL *et al.* (1972) y NAGTEGAAL (1972). Estas facies pasan hacia el E a arcillas y margas nodulosas grises (Fm. Anseroles), cuya parte inferior pasa incluso más al E (anticlinal de Abella-Boixols) a margas nodulosas y calizas con rudistas, corales, foraminíferos bentónicos... y a calcarenitas.

En el valle del Segre está representada por una alternancia de margas y calizas margosas con abundantes foraminíferos planctónicos; en la base hemos identificado la zona de *Marginotruncana carinata* mientras en la parte superior corresponden a la zona de *Globotruncana calcarata*.



La base de la secuencia C<sub>4</sub> es intra-Santonense medio. Este límite se sitúa en el Santonense medio y no en el límite Santonense medio-superior (GARRIDO, 1975) por la presencia en las arcillas y margas del tramo inferior de fósiles típicamente del Santonense inferior y medio, no apareciendo los típicamente del Santonense superior hasta la mitad superior de este tramo inferior. En el valle del Segre la presencia de foraminíferos planctónicos de la zona de *Marginotruncana carinata* nos indica una edad Santonense medio.

La disposición sedimentológica de esta secuencia nos recuerda las facies de tipo kuffeliano. En las Sierras Marginales las facies corresponden a depósitos muy litorales con abundantes silicococlásticos en la base (base de la transgresión del Santonense medio-superior) y sedimentos carbonatados de poca profundidad en el resto. En la zona de la Sierra del Montsec la influencia terrígena no se deja sentir más que en algunos casos esporádicos y las «arcillas y margas de la Font de les Bagasses» se habrían depositado en una plataforma poco profunda, abierta, aguas tranquilas y abundantes hierbas marinas. Las «Calizas de Terradets» corresponderían al desarrollo en la zona del margen de plataforma de un complejo sistema de barras bioclásticas progradantes hacia el W-NW que nos darían taludes lo-

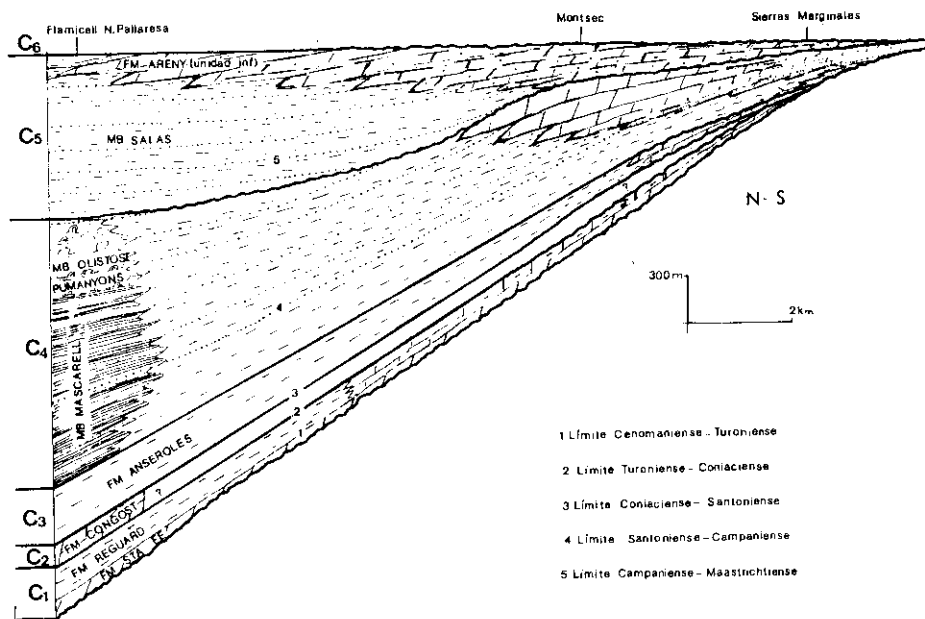


FIG. 3.—Secuencias deposicionales y repartición de facies en el conjunto plataforma-cuenca.

cales de poca inclinación donde se acumularía una gran cantidad de fauna diversa (bioconstructora y no), frecuentemente fragmentada. La fauna bioconstructora procedería de las zonas estabilizadas («inter-ripples») donde la energía del agua fuera menor y la vida pudiera desarrollarse en «patch reef». Esta disposición se repite varias veces a lo largo y ancho del margen. La presencia de pequeños «slumps» y la misma disposición de las barras nos hace pensar en la existencia de pequeñas «growth faults». Hacia el interior de la cuenca las facies serían típicamente de «off-shore» e incluso turbidíticas (Fig. 3). Esta uniformidad de la cuenca se altera en la zona del anticlinal de Abella-Boixols y precisamente a consecuencia de su levantamiento. La creación de una zona elevada da lugar en esta zona a dos subcuencas, al S la zona restringida comprendida entre el borde de cuenca y la zona elevada del anticlinal y al N la cuenca propiamente dicha (Fig. 4).

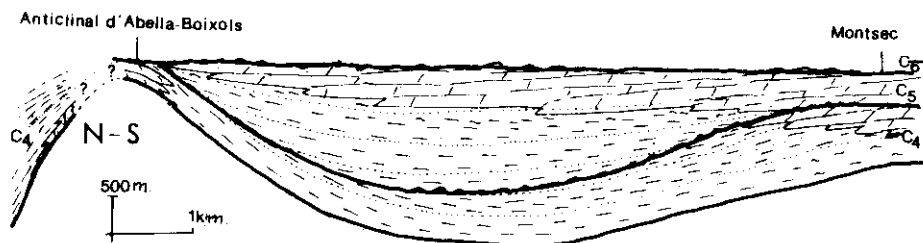


FIG. 4.—La cuenca sedimentaria a partir del Santoniense medio-superior. (El esquema ha sido realizado por el meridiano que pasaría unos 4 km al W de Isona.)

Es en la zona restringida donde se desarrolla una pequeña zona arrecifal (GILI, en prensa). Estas construcciones arrecifales, constituidas principalmente por rudistas, progradan hacia el W donde pasan a facies de «off-shore» en un espacio geográfico muy corto. En la parte correspondiente a la cuenca se nos depositan facies de «off-shore».

El límite superior de la secuencia está marcado por una superficie de erosión que provoca la truncación de la parte superior de la secuencia (Figs. 2 y 3).

#### Secuencia C<sub>5</sub>

En las Sierras Marginales esta secuencia está constituida por escasos metros de calcarenitas con rudistas. En la Sierra del Montsec está constituida por calizas arenosas y areniscas con abundantes foraminíferos. En el área septentrional está constituida por arcillas y

margas (Mb. Salàs de la Fm. Vallcarga, MEY *et al.*, 1968) con abundantes foraminíferos planctónicos en la base de la zona de *Globotruncana calcarata* y de la zona de *Globotruncana gansseri* en la parte superior. Hacia la mitad hay intercalaciones más areniscosas con abundante fauna (GALLEMI, 1977; CAUS *et al.*, 1981). Esta parte correspondería ya a la Unidad Inferior de la Fm. Areny, MEY *et al.*, 1968.

La base de esta secuencia que onlapa el paleorrelieve de la secuencia anterior y fosiliza la superficie de truncación es de edad intra-Campaniense superior de acuerdo con GARRIDO (1975), ya que la base presenta aún foraminíferos planctónicos de la zona de *Globotruncana calcarata* del Campaniense superior. Es una secuencia «shallowing upwards» donde observamos la presencia de una plataforma mixta, carbonatada y terrígena, progradante hacia el W-NW y que pasa a facies de poca profundidad. La progradación de la plataforma en este momento es máxima.

#### *Secuencia C<sub>6</sub>*

Comprende la Fm. Areny *s. str.*, MEY *et al.* (1968) o sus equivalentes laterales, y los sedimentos continentales suprayacentes. No será estudiada en este trabajo y para su descripción véanse los trabajos de GHIBAUDO *et al.* (1973, 74). La base de esta secuencia es localmente erosiva.

## CONCLUSIONES

La cuenca sedimentaria durante el Cretácico superior constituye un surco W-E, de inclinación atlántica, con la línea de costa situada al S y SE, respectivamente.

Se han caracterizado un conjunto de seis secuencias deposicionales que nos han conducido a diferenciar unos complejos plataforma-cuenca, así como sus características sedimentarias y edad. La progradación máxima de la plataforma hacia el W-NW tuvo lugar durante la deposición de la secuencia C<sub>5</sub> (Campaniense terminal-Maastrichtiense).

Los dos momentos transgresivos más importantes se sitúan en el Cenomaniense superior, en que el mar llega a la Sierra del Montsec y durante el Santoniense medio superior-Campaniense en que alcanza las Sierras Marginales. Los descensos del nivel del mar más generalizados tuvieron lugar al final del Turoniense y durante el Maastrichtiense.

## BIBLIOGRAFIA

- BATALLER, J. R. (1937): La fauna coral·lina del Cretàcic de Catalunya i regions limitrofes. *Arxius de l'Escola Sup. d'Agricultura*, 3, 1-299.
- CAUS *et al.* (1978): Foraminíferos bentònics del Santoniense Surpirenaico. Nueva adscripci3n genérica de *Dictyopsella chalmasi* SCHLUMBERGER. *Rev. Esp. Micropal.*, X (3), pp. 435-460.
- (1981): Field guide: Excursions to Coniacian-Maastrichtian of South Central Pyrenees. *Publ. Geol. U. A. B.*, 13, 1-70.
- DALLONI, M. (1930): Etude géologique des Pyrénées de Catalogne. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, XXVI (3), 1-373.
- GALLEMI, J. (1977): Los yacimientos con equínidos del nivel «Homes morts» entre los ríos N. Pallaresa y N. Ribagorzana (Cret. Sup. Prepirineo de Lérida). *Publ. Geol. U. A. B.*, 6, 1-92.
- GARRIDO, A. (1973): Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. Huesca y Lérida). *Tesis doctoral*, Granada.
- (1975): El Cretácico superior de la vertiente surpirenaica dentro del contexto de la cadena pirenaica. *I col. Estr. y Pal. de Esp. (Trempl)*. Ser., 7, n. 1.
- GHIBAUDO *et al.* (1973): Facies y Paleogeografía de la Arenisca de Aren (Nota preliminar). *Acta Geol. Hisp.*, VIII (3), 13-15.
- (1974): Le spiagge fossile delle Arenaria di Aren (Cretacico superiore) nella vale Noguera Ribagorzana (Pirinei Centro Meridional, prov. di Lérida, Spagna). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, XIII, 497-537.
- GILI, E. (en prensa): Análisis sedimentológico e interpretaci3n ambiental de una formaci3n de Rudistas (Santoniense, zona Sudpirenaica). *Cuadernos de Geologia*.
- G3MEZ-GARRIDO, A. (1981): Foraminíferos planct3nicos de la Fm. Reguard (Turoniense) en el valle del Flamicell (Prepirineo de Lérida). *Publ. de Geol. N. A. B.*, 16, 1-48.
- HOORN, B. van (1970): Sedimentology and paleogeography of an Upper Cretaceous turbidite basin in the South Central Pyrenees, Spain. *Leid. Geol. Meded.*, 45, 73-154.
- HOTTINGER, L. (1966): Foraminifères rotaliformes et Orbitoididés du S3nonien inf3rieur Pyrénéen. *Ecl. Geol. Helv.*, 59 (1), 277-301.
- MEY *et al.* (1968): Lithostratigraphic subdivision of Post-Hercynian deposits in the South Central Pyrenees, Spain. *Leid. Geol. Meded.*, 41, 221-228.
- NAGTEGAAL, P. (1972): Depositional history and Clay mineral of the Upper Cretaceous Basin in the South Central Pyrenees, Spain. *Leid. Geol. Meded.*, 47 (2), 251-275.
- PEYBERNES, B. (1976): Le Jurassique et le Crétacé inf3rieur des Pyrénées Franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. *Tesis doctoral*, Toulouse, 1-459.
- POCOVI, A. (1978): Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas. *Tesis doctoral*, Barcelona, 1-191.

- PONS, J. M. (1977): Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos de rudistidos del Cretácico superior del Prepirineo de la prov. de Lérida. *Publ. Geol. U. A. B.*, 3, 1-105.
- RAMÍREZ DEL POZO, A. (1971): Biostratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España. *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, 78.
- ROSELL, J. (1967): Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y N. Ribagorzana (prov. Lérida). *Pirineos*, XXI (75-78), 9-214.
- (1970): Explicación a la hoja n.º 252 TREMP, mapa geológico de España 1 : 50.000. *Inst. Geol. y Min. Esp.*, 1-16, 1 mapa.
- SEGURET, M. (1972): Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées. *Publ. Univ. Sci. et Tec. du Languedoc. Pub. Ust. sér. géol. struct.*, 2, 1-167.
- SCHLUMBERGER, F. (1899): Note sur quelques Foraminifères nouveaux ou peu connues du Cretacé del 'Espagne. *Bull. S. R. F.*, 456-465.
- SOUQUET, P. (1967): Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. *Tesis doctoral*, Toulouse, 1-529.
- VIDAL, L. M. (1875): Geología de la prov. de Lérida (Región central). *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, IV, 257-372.