

# *El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica*

M. AURELL \*, R. MAS \*, A. MELÉNDEZ \*\* y R. SALAS \*\*\*

\* Dpto. Geología (Estratigrafía). Univ. Zaragoza

\*\* Dpto. Estratigrafía. Univ. Comp. Madrid

\*\*\* Dpto. G. P. P. G. - Fac. Geología. Univ. de Barcelona

## RESUMEN

La interpretación estratigráfica secuencial y el análisis sedimentológico de los materiales correspondientes al Jurásico terminal y Cretácico basal en la Cordillera Ibérica, permite hacer precisiones en torno al papel jugado por los diferentes factores que determinaron la formación y relleno de la cuenca Ibérica durante este intervalo temporal. Los materiales analizados corresponden a una gran unidad limitada por discontinuidades, denominada Secuencia Titónico-Berriasiense. En este trabajo se describen los límites de esta secuencia, su extensión lateral y las diversas unidades litoestratigráficas que la configuran. El análisis sedimentológico de los materiales permite establecer dos reconstrucciones paleoambientales, correspondientes al Jurásico terminal y al Cretácico basal, definiendo asimismo la evolución de la línea de costa durante este intervalo temporal. Los sucesivos episodios de desplazamiento de la línea de costa mar adentro se han correlacionado con pulsos tectónicos. Se trata de un régimen tectónico extensivo que, en el sector Central de la Cordillera tuvo su máximo en el Titónico inferior y a partir del inicio del Berriasiense. Sin embargo, en las zonas orientales y noroccidentales, esta extensión se inició en el Kimmeridgiense y en el Titónico respectivamente. Respecto al papel del eustatismo, las observaciones realizadas son coherentes con una fase de descenso eustático de largo plazo para el Titónico-Berriasiense (equivalente al superciclo ZB-1 en Haq *et al.*, 1987). Sin embargo, no hay registro

de las discontinuidades intermedias o ciclos de tercer orden propuestos por estos autores durante este intervalo temporal.

**Palabras clave:** Cordillera Ibérica, Titónico-Berriasiense, Tectónica-sedimentación, Paleogeografía.

## ABSTRACT

Stratigraphical and sedimentological analysis carried out in the so-called Tithonian-Berriasian Sequence in the Iberian Chain (northeast Spain), resulted in further information about the origin and evolution of the accommodation in the basin at this time span. The lower boundary of the sequence has been related to the uplift of the western marginal areas (i.e., Meseta Massif), which also involved an important coastal silt basinwards. During Middle and Late Tithonian a low angle and homogeneous carbonate ramp developed in the central areas of the Chain. During Early and Middle Berriasian the ramp evolved into a mixed ramp, showing clastic units in southwestern areas of the basin which grade to the East into carbonate facies. This increase of the clastic input along with the coastal silt basinwards at the Jurassic-Cretaceous boundary are evidences for the tectonic uplift of the marginal areas of the basin at this time span. The generation of some subsident sedimentary furrows developed in the central part of the basin at the onset of the Berriasian, are the result of an increase of the tectonic extensional deformation at this time span. Tectonic extension from the Kimmeridgian and from the Tithonian onwards also involved the genesis of the Maestrat (to the East) and Cameros (to the Northwest) basins, respectively. To this tectonic effect, may be superimposed a long term eustatic fall, as proposed by Haq *et al.* (1987). However, none of the intermediate third order cycles proposed in the Exxon curve at this time span were evidenced in the Iberian basin.

**Key words:** Iberian Chain, Tithonian-Berriasian, Tectonics-sedimentation relationship, Palaeogeography.

## INTRODUCCION

Durante los períodos de máxima expansión marina del Mesozoico, las rampas someras desarrolladas al noreste de la Península Ibérica estuvieron conectadas con las zonas marinas abiertas tanto hacia el sureste (mar del Te-

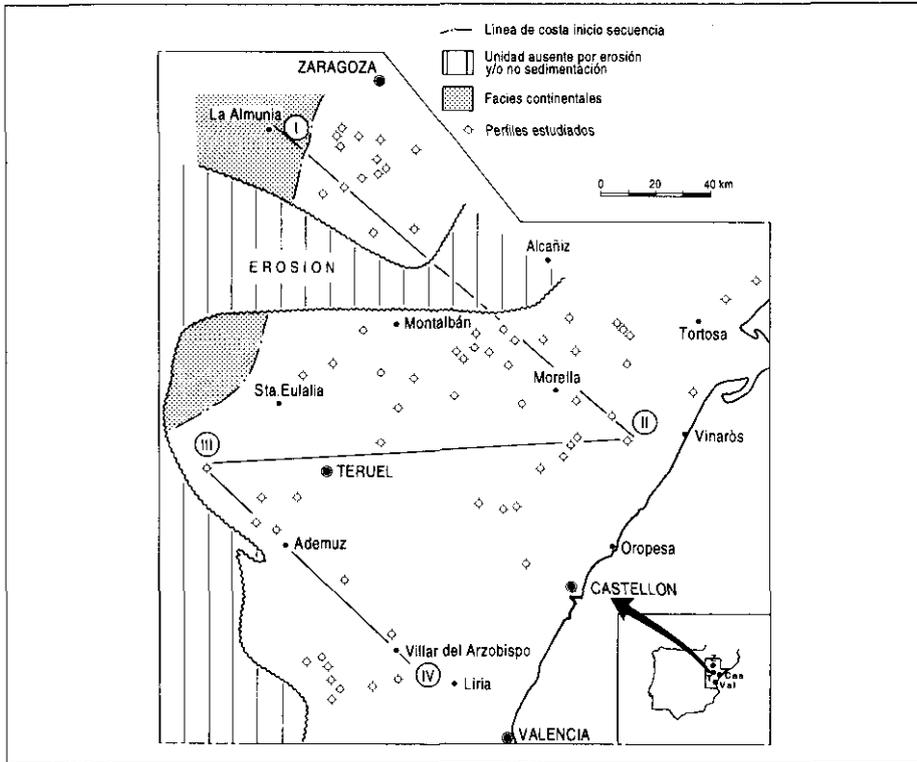


Fig. 1.—Situación de los perfiles estudiados y del panel de correlación de la Fig. 3. En el mapa se señala la extensión máxima de las facies marinas de la Secuencia Titónico-Berriasiense.

Fig. 1.—Map showing the distribution of the studied sections and the location of the cross-section represented in Fig. 3. The lateral extension of the marine facies of the Tithonian-Berriasian Sequence is also indicated.

tis) como hacia el noroeste (Atlántico Norte). La articulación de estas rampas durante el Jurásico superior se estableció en una zona que constituyó un estrecho de escasa batimetría flanqueado al sur y norte por los Macizos de la Meseta y del Ebro. Este estrecho fue denominado por Bulard (1972) Estrecho de Soria y estuvo inundado durante la mayor parte del Oxfordiense y del Kimmeridgiense (Alonso y Mas, 1990). La retirada del mar hacia dominios más orientales a partir del Kimmeridgiense superior dejó un registro correlativo de facies marinas someras y continentales, correspondientes al Jurásico terminal y al Cretácico basal.

Este estudio se centra en los depósitos registrados en el sector central y oriental de la Cordillera Ibérica durante la fase regresiva del intervalo Titóni

co-Berriasiense. Desde el punto de vista geográfico, los afloramientos objeto de estudio se extienden entre las provincias de Zaragoza y Valencia (Fig. 1). Estos materiales han sido objeto de numerosos estudios, tanto de carácter general, tratando cuestiones estratigráficas y paleogeográficas (Bulard, 1972; Canerot, 1974; Gómez, 1979; Giner, 1980; Mas y Alonso, 1983; Salas, 1987, 1989; Aurell, 1990), como específica, tratando ciertos aspectos sedimentológicos (Giner y Barnolas, 1979; Meléndez *et al.*, 1979; Díaz Molina *et al.*, 1984; Mas *et al.*, 1984; Aurell y Meléndez, 1986; 1987; Fezer, 1990).

Los objetivos propuestos en este trabajo son: 1) hacer una síntesis de las características estratigráficas de los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico; 2) exponer los dispositivos paleoambientales deducidos a partir del análisis sedimentológico de las facies reconocidas y expresados en dos estadios, correspondientes al Jurásico terminal y al Cretácico basal; 3) realizar precisiones en torno a la evolución de la línea de costa a lo largo del tránsito Jurásico-Cretácico; 4) discutir el papel jugado por la tectónica extensiva sinsedimentaria, aportes sedimentarios y eustatismo en la formación y relleno de la cuenca.

Los resultados y conclusiones expuestas en este trabajo están basados en el análisis de estos materiales a partir de 67 secciones, cuya localización se indica en la Fig. 1. En estas secciones se hicieron medidas de potencias, se observó la distribución vertical de litofacies y se tomaron muestras para el análisis sedimentológico de las facies mediante los métodos petrográficos tradicionales (secciones pulidas, láminas delgadas). Estas observaciones se extendieron a las áreas adyacentes a estos perfiles, a través del análisis en numerosos afloramientos intermedios.

## UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS EMPLEADAS

Existe cierta ambigüedad terminológica a la hora de designar el piso al que pertenecen los materiales objeto de estudio. De esta forma, el hecho de emplear en la Cordillera Ibérica las dos escalas temporales más extendidas en el continente europeo para subdividir el límite Jurásico-Cretácico, ha creado cierta confusión, máxime cuando ambas escalas utilizan términos idénticos, aunque con una amplitud temporal diferente. Tal es el caso del término Kimmeridgiense. En este trabajo adoptamos el término Kimmeridgiense de acuerdo con su definición en el sur de Francia, dentro de la provincia submediterránea. El intervalo temporal abarcado por este estadio corresponde a la parte inferior de las *Lower Kimmeridge clays* (Dorset, Inglaterra); es decir, el Kimmeridgiense en sentido francés, es equivalente al Kimmeridgiense inferior en sentido anglosajón (ver Cope, 1985).

Sobre este piso se encuentra el Titónico. Este término se utiliza en el suroeste de Europa o provincia submediterránea. En la provincia boreal, sus equivalentes laterales son el «Kimmeridgiense superior» y la parte inferior y media del Portlandiense. En trabajos precedentes, desarrollados en la Cordillera Ibérica, se ha utilizado generalmente el término Portlandiense, especialmente cuando éste ha sido determinado a partir del estudio de microfósiles bentónicos. Hay que tener en cuenta que a partir del final del Kimmeridgiense las cuencas del Este de la Península Ibérica se encontraban tan sólo comunicadas con el mar del Tetis (Bulard, 1972; Alonso *et al.*, 1989), de forma que el empleo del término Titónico resulta más apropiado para el ámbito estudiado. El piso basal del Cretácico, en el ámbito de la provincia submediterránea, es el Berriasiense. La parte inferior del Berriasiense es equivalente a la parte superior del Portlandiense.

En el sector estudiado, durante el intervalo Titónico-Berriasiense, predominan las facies marinas someras, en las que resulta muy excepcional el registro de fósiles de ammonoideos. En estas facies las precisiones acerca de los intervalos cronoestratigráficos se han establecido a partir de las biozonaciones debidas a algas calcáreas y foraminíferos bentónicos pertenecientes al grupo Litoulidae (e.g., Fourcade, 1970; Felgueroso-Coppel y Ramirez del Pozo, 1971; El Khouardy, 1974; Canerot, 1979; Bassoulet y Fourcade, 1979; Detraz y Mojon, 1989). La correlación de estas facies marinas someras con las facies continentales de ambientes lacustres o palustres, se han establecido a partir del estudio de las carofitas (biozonación establecida por Martín i Closas, 1990).

## LOS LÍMITES DE LA SECUENCIA TITÓNICO-BERRIASIENSE

Los materiales estudiados corresponden a una unidad limitada por discontinuidades, denominada por Salas (1989) Secuencia Titónico-Berriasiense. De acuerdo con este autor, esta secuencia es la superior de cuantas comprende la denominada Supersecuencia Jurasica. La Supersecuencia Jurasica es una unidad limitada por discontinuidades regionales, reconocidas en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica, que abarca desde el Hettangiense (Jurásico inferior) hasta el Berriasiense no terminal (Cretácico inferior).

### **El límite inferior**

El límite inferior de la Secuencia Titónico-Berriasiense presenta cierta variedad morfológica a lo largo del sector estudiado (Fig. 2). En las zonas

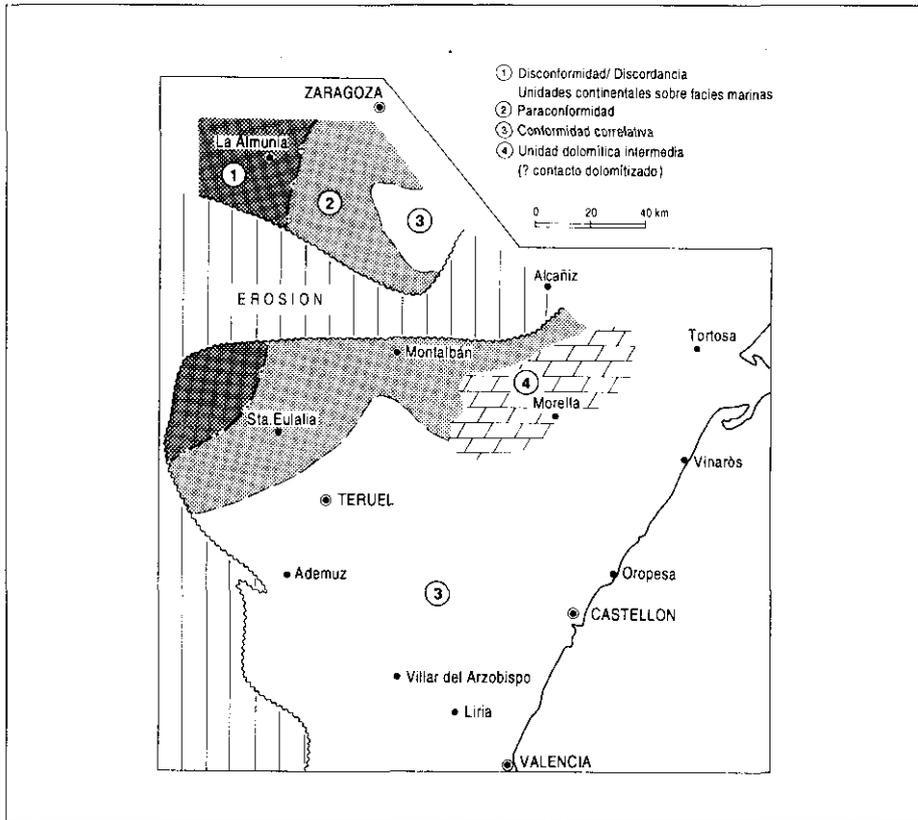


Fig. 2.—Características del límite inferior de la Secuencia Titónico-Berriasiense. 1) área donde se superponen facies continentales sobre marinas; 2) áreas donde se encuentra una paraconformidad; 3) contacto dolomitizado, 4) conformidad correlativa.

Fig. 2. Main features observed in the lower boundary of the Tithonian-Berriasian sequence. 1) area where continental facies overlain marine facies; 2) areas where the boundary is a paraconformable surface; 3) dolomitized boundary; 4) correlative conformity.

más marginales de la cuenca no se encuentran los depósitos marinos de esta secuencia de depósito (Fig. 2.1) y existen tres modalidades en esta discontinuidad: o bien es una discordancia angular, o bien es una superficie planar (paraconformidad) o bien es una superficie de erosión (disconformidad). Así, en las proximidades de la Sierra del Moncayo (región de Ciria-Bijuesca) se manifiesta como una discordancia angular (Alonso y Mas, 1989). En la región de Ricla se encuentran facies lacustres (atribuidas al Jurásico terminal o Cretácico basal) sobre sedimentos de origen marino somero de la secuencia Kimmeridgiense precedente, con una superficie de discontinuidad interme-

día (Martín i Closas, 1990; Aurell, 1990). Al sur, en la region de Sierra Menera, las facies oolíticas marinas del techo de la Secuencia Kimmeridgiense están coronadas por una superficie de erosión, sobre la que se apoyan, generalmente, las areniscas de la Fm. Utrillas (Albiense).

En zonas intermedias de la cuenca (Fig. 2.2) el límite entre ambas secuencias se manifiesta como una superficie planar, generalmente encostrada y con concentración de óxidos de hierro. Se trata de una paraconformidad, que se encuentra ligada a un salto brusco desde el punto de vista litológico y sedimentológico, con paso de calizas micríticas tableadas depositadas en zonas medias y distales de la rampa desarrollada durante el depósito de la secuencia Kimmeridgiense (Fm. Loriguilla), a calizas oncolíticas y oolíticas masivas, correspondientes a las facies marginales de la rampa desarrollada durante el Titónico (Fm. Higuieruelas).

En el margen septentrional de la cuenca del Maestrazgo este límite está generalmente dolomitizado (Fig. 2.3). En gran parte de los sectores centrales y meridionales del área de estudio se encuentra una conformidad correlativa como límite de secuencia (Fig. 2.4). De esta forma, entre las citadas facies micríticas tableadas y las granosostenidas oncolíticas y oolíticas, aparece una serie carbonatada con características litológicas intermedias, formada por parasecuencias de potencias métricas, con calizas micríticas hacia la base y calizas con oncolitos a techo (wackestone o floatstones). Esta conformidad correlativa también se da en la cuenca del Maestrazgo, donde la subsidencia es máxima y el registro sedimentario correlativo más continuo y potente.

Para datar este límite los datos paleontológicos más precisos proceden del estudio de las asociaciones de ammonoideos registradas en la secuencia infrayacente (Kimmeridgiense-Titónico basal). Así, dentro de esta secuencia, en el sector de Calanda se han reconocido todas las biozonas del Kimmeridgiense y la basal del Titónico (Biozona Hybonotum) (Atrops y Meléndez, 1985), encontrándose la serie interrumpida por la superficie de erosión intracretácica. Además también se ha identificado el Titónico inferior (Biozona Hybonotum) hacia el techo de esta secuencia en el depocentro de la cuenca del Maestrazgo (corte de la Salzedella, Fm. Mas d'Ascla). De acuerdo con estos datos, este límite se desarrolló con posterioridad al inicio del Titónico (Biozona Hybonotum). Por otra parte, la presencia de *Alveosepta jaccardi* en la parte inferior de los materiales de la Secuencia Titónico-Berriasiense sugiere que el inicio de esta secuencia tuvo lugar durante el Titónico inferior.

### El límite superior

El límite superior de la Secuencia Titónico-Berriasiense representa el final de la Supersecuencia Jurásica. Este límite es, en todo el área de estudio, una importante discontinuidad. En la región del valle del río Huerva es una paraconformidad, con una laguna estratigráfica que afecta al Berriasiense superior-Valanginiense (Martín i Closas, 1990). En la Sierra de Arcos y en el sector de Montalbán es una discordancia que implica un vacío erosional de amplitud variable sobre la serie Jurásica, desde la que se pasa a los materiales del Hauteriviense-Barremiense (cubeta de Oliete, facies Weald), o a los correspondientes a secuencias de depósito posteriores. En gran parte del margen occidental de la cuenca (Sierra Menera, Sierra de Albarracín), este límite es también una discordancia e implica una importante laguna estratigráfica, ya que sobre los materiales jurásicos se disponen, generalmente, las areniscas correspondientes a la Fm. Utrillas.

En el depocentro de la cuenca del Maestrazgo se registra la entrada de carbonatos de agua dulce entre esta unidad y la Secuencia Valanginiense suprayacente, mientras que en las zonas marginales (sector de Cantavieja-Mirambell) las facies lacustres barremienses fosilizan una importante superficie de erosión que afecta a la Fm. Bovalar. En la parte septentrional de la provincia de Valencia, al Norte de la depresión de Utiel-Requena y en el sector de Villar del Arzobispo, sobre la Secuencia Titónico-Berriasiense yace discordantemente la Fm. Cortés (Mas, 1981; Mas y Alonso, 1983; Mas *et al.*, 1984) que debe corresponder al Valanginiense. La situación es equivalente al Sur de la provincia, en el sector de Tabernes de la Valdigna-Xaraco (Pérez del Campo y Zavala, 1982).

El estudio de la flora de carofitas en los márgenes lacustres y palustres del techo de esta secuencia, localizados en el borde septentrional de la cuenca del Maestrazgo (proximidades de Castellote), indican una edad Berriasiense inferior y medio para los materiales suprayacentes de esta unidad (Martín i Closas, 1990). Estos datos son coherentes con los obtenidos del estudio de las facies marinas someras equivalentes laterales a partir del estudio de microfósiles, especialmente algas calcáreas y lituólidos (Canerot, 1974). De acuerdo con estos datos y con los procedentes de las unidades suprayacentes, situamos este límite en torno al tránsito Berriasiense medio a superior.

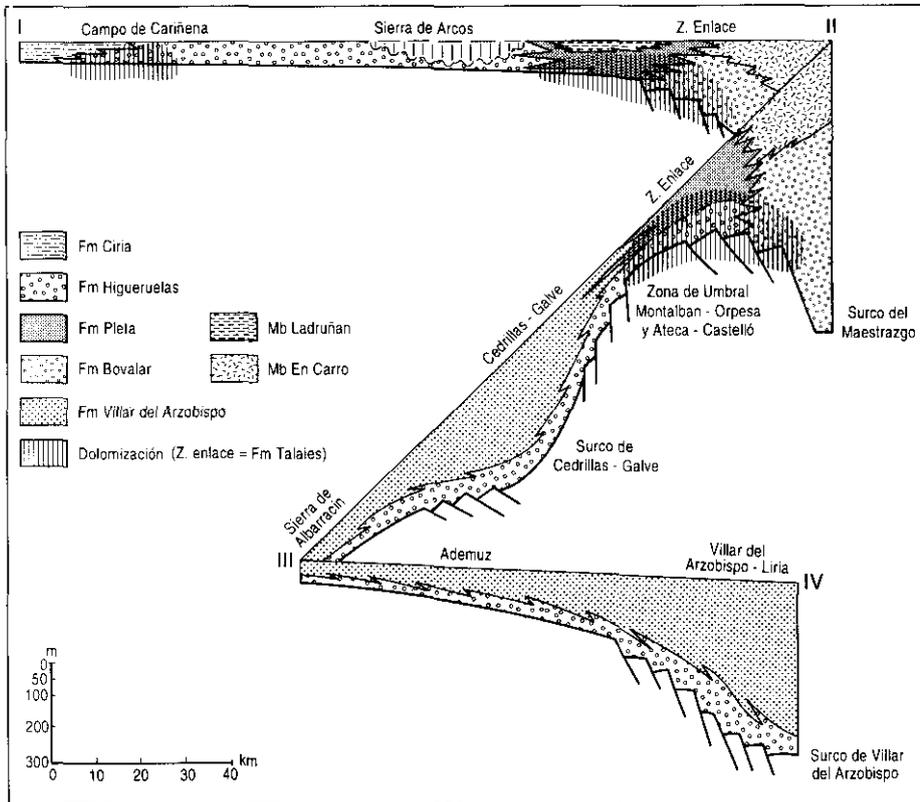


Fig. 3.—Distribución de las unidades litoestratigráficas en la Secuencia Titónico-Berriasiense en un panel de correlación, cuya situación se indica en la Fig. 1. El datum es la discontinuidad finiberriasiense.

Fig. 3.—Cross-section showing the distribution of the lithostratigraphic units of the Tithonian-Berriasian Sequence in the Iberian basin (see Fig. 1 for location). The datum is the finiberriasian unconformity.

### EXTENSIÓN LATERAL DE LA SECUENCIA TITÓNICO-BERRIASIENSE

La Secuencia Titónico-Berriasiense tiene una importante extensión en la Cordillera Ibérica Central y Oriental. Hacia el Este se extiende desde la Zona de Enlace entre el Maestrazgo y Cordillera Costera Catalana (Fms. Bovalar y La Pleta, Salas, 1987) hasta el sector levantino (Fms. Higuieruelas y Villar del Arzobispo, Gómez y Goy, 1979; Mas y Alonso, 1983; Mas *et al.*, 1984). Sus potencias son muy variables. En la Cordillera Ibérica Central rara

vez sobrepasa los 100 m (Fm. Higuieruelas, Aurell, 1990). Los espesores máximos se registran en la Zona de Enlace (Surco del Maestrazgo, Fig. 3), donde esta secuencia puede alcanzar hasta 1.000 m de potencia (Fm. Bóvalar y Mb. En Carro). En el límite de las provincias de Teruel y Valencia (surcos de Galve-Cedrillas y de Villar del Arzobispo) se encuentran potencias superiores a los 600 m.

A partir del comienzo de esta secuencia y durante todo el Cretácico inferior, las cuencas localizadas en el sector más septentrional de la Cordillera Ibérica (Sierras de la Demanda y de los Cameros) siguieron en su relleno una evolución muy diferente a las del margen oriental de Iberia (Cordillera Ibérica Central y Oriental), con un claro predominio de las formaciones continentales, que sólo de forma muy ocasional presentan influencia marina (Mas y Alonso, 1991). En concreto, la Secuencia Titónico-Berriasiense, que como se muestra en este trabajo, en la mayor parte de la Cordillera corresponde a depósitos marinos someros y litorales, en su sector septentrional sin embargo está representada esencialmente por depósitos aluviales y lacustres que en algún punto llegan a alcanzar los 1000 m de espesor (Clemente *et al.*, 1991) y que sólo de forma muy esporádica pueden presentar cierta influencia marina (Schudack, 1987).

## LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

En la Fig. 3 se muestra la distribución de las unidades litoestratigráficas de la Secuencia Titónico-Berriasiense en la Cordillera Ibérica central y oriental, expresadas en un panel de correlación cuya posición se indica en la Fig. 1. A continuación se describen las formaciones que configuran la secuencia Titónico-Berriasiense.

### **Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas**

El Jurásico superior en facies carbonatadas de gran parte de la Cordillera Ibérica se encuentra coronado por una unidad de calizas masivas o estratificadas en gruesos bancos, que contiene una alta proporción y variedad de componentes aloquímicos, entre los que destacan los oncoides. Esta unidad fue definida formalmente por Gómez y Goy (1979), bajo la denominación de Calizas con oncolitos de Higuieruelas. En la Fig. 4 se muestra la distribución de potencias y la extensión geográfica de esta unidad. Sus afloramientos más septentrionales se encuentran al sur de Zaragoza, entre Muel y Belchite.

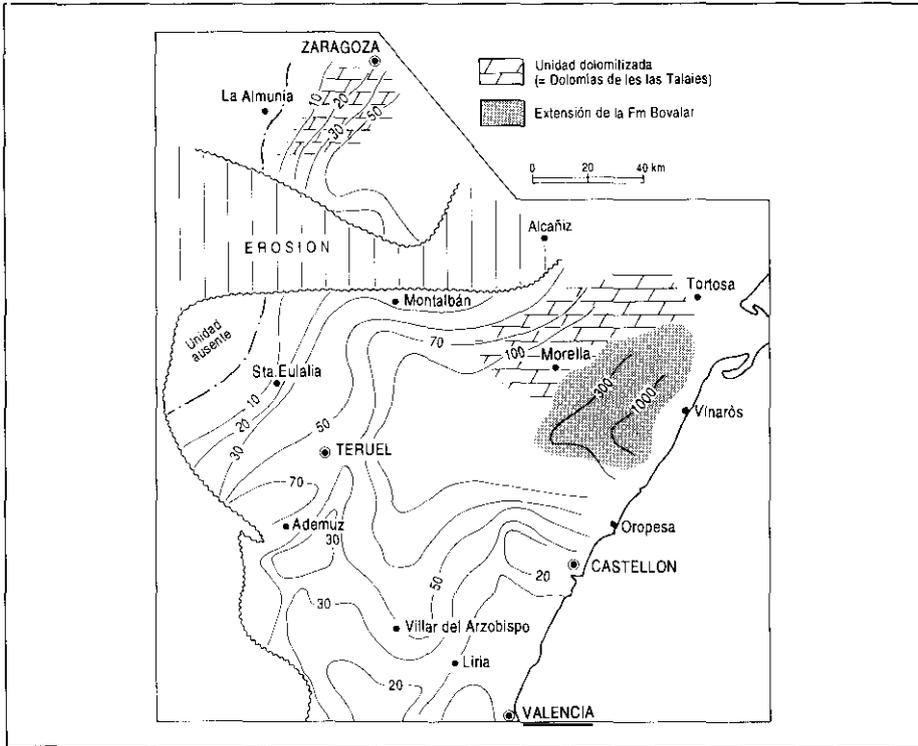


Fig. 4.—Mapa de isopacas de la Fm. Higuieruelas y de extensión lateral de las Fms. Bovalar y Les Talaies. Las isopacas del sector levantino tomadas de Gómez (1979).

Fig. 4.—Thickness distribution of the Higuieruelas Fm. The map also shows the lateral extension of the Bovalar and Les Talaies Fms. Data in the southern area from Gómez (1979).

Las mayores potencias de esta unidad en el área de estudio se registran entre Galve y Cedrillas, donde alcanza espesores superiores a 100 m.

### Formación Calizas de Bovalar

En la Zona de Enlace el ciclo Jurásico está coronado por una unidad de calizas bien estratificadas en bancos métricos continuos, definida por Salas (1987) como Fm. Calizas de Bovalar. La extensión de esta unidad se indica en la Fig. 4. Los máximos espesores se registran en el corte de Salzedella, con potencias próximas a los 1.000 m. La presencia de *Anchispirocyclina lusitánica* hacia la base de la unidad y, hacia el techo, de *Feurtillia frequens*, permiten asignar una edad Titónico-Berriasiense para esta formación.

### **Formación Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo**

Esta unidad fue definida por Mas y Alonso (1983) en el Sector Levantino de la Cordillera Ibérica y se encuentra en relación de cambio lateral y vertical de facies con su unidad infrayacente, que es la Fm. Higuieruelas. Desde el punto de vista litológico se trata de una sucesión mixta, carbonatada-siliciclástica con intercalación de niveles arcillosos y margosos de potencias métricas. En la Fig. 5 se muestra la extensión y distribución de potencias de esta unidad. La unidad no se reconoce al norte de la Cordillera Ibérica. En la Sierra de Albarracín, donde la unidad está afectada por un vacío erosional de amplitud variable, rara vez sobrepasa los 50 m. En Cedrillas la unidad alcanza potencias superiores a los 400 m, mientras que en Galve su potencia es próxima a los 200 m. Los máximos espesores se encuentran en las proximidades de Villar del Arzobispo (hasta 550 m). La presencia de determinados litóolidos en esta unidad, indican una edad de Titónico superior-Berriasiense medio (Felgueroso Coppel y Ramírez del Pozo, 1971; Mas y Alonso, 1983; Mas *et al.*, 1984; Martín, 1985; Díaz Molina *et al.*, 1985).

### **Formación Calizas y dolomías de La Pleta**

Esta unidad fue definida formalmente por Salas (1987). Se extiende en la Zona de Enlace y al sur de la Cordillera Costero Catalana (Fig.5). Se trata de una unidad muy característica, constituida por mudstones y dolomicritas laminadas, de tonalidades oscuras, estratificadas en bancos de potencias decimétricas. La edad propuesta por Salas (1989) es berriasiense.

En el sector septentrional de la cuenca del Maeztrazgo, esta unidad se encuentra sobre la Fm. Higuieruelas o sobre su equivalente lateral dolomitizado, la Fm. Les Talaies. En este sector la unidad puede presentar una facies atípica, con predominio de bancos calcáreos biomicroíticos y calcareníticos bien estratificados y alternancia de tramos margosos, que representan la transición hacia las facies más siliciclásticas de la Fm. Villar del Arzobispo.

En el sector de Ladruñán-Jaganta, a techo de esta formación, se reconoce una unidad de naturaleza predominantemente margosa, con abundante flora de carofitas. Estas margas se encuentran en relación de cambio lateral y vertical de facies con las calizas laminadas de la Fm. La Pleta. Su potencia oscila entre los 20 y 50 m. Canerot (1974) y Martín i Closas (1990) asignan a estas margas una edad de Berriasiense inferior y medio a partir del estudio de la flora de carofitas. El último autor empleó el término informal de «unidad de

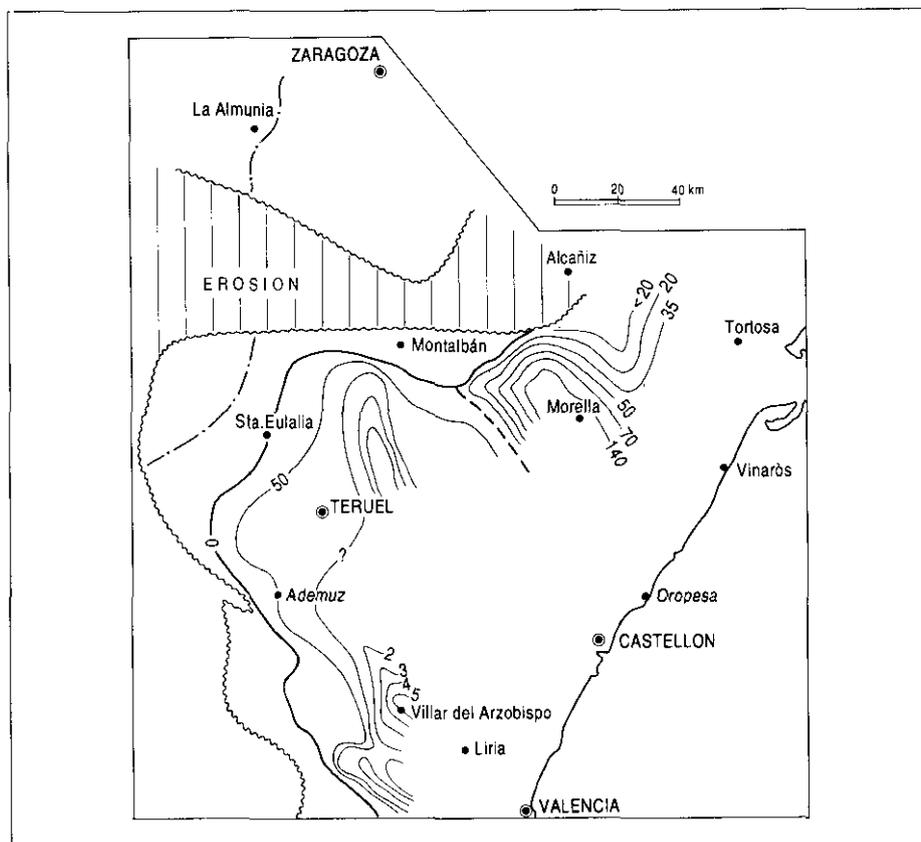


Fig. 5.—Mapa de isopacas de las Fms. Villar del Arzobispo y la Pleta. La línea de trazos discontinuos al E de Teruel separa los dominios de ambas unidades. Potencia en el sector levantino en centenares de metros.

Fig. 5.—Map showing thickness variation of the Villar del Arzobispo and La Pleta Fms. Dashed line East to Teruel separates the domains of both units. Thickness in southern area is in a hundred meters.

Ladruñán» para designar esta unidad. Formalmente se podría considerar como un miembro de la Fm. Pleta.

### Formación Dolomías de les Talaies d'Alcala

Esta unidad fue definida por Salas (1987), en la Cordillera Ibérica oriental. Su empleo está justificado por la importancia de las dolomitizaciones en el límite Jurásico-Cretácico, entre los sectores del Montsià y la Serra d'Espa-

dà. Esta unidad se extiende además hacia el sector septentrional de la cuenca del Maestrazgo, entre las localidades de Jaganta y Aguaviva. Se trata de dolomías o doloesparitas de grano grosero y aspecto masivo. El proceso de dolomitización es considerado por este autor como probablemente de tipo hidrotermal. Respecto a la edad de esta unidad, es Titónico-Berriasiense, pues esta dolomitización afecta, generalmente, a las calizas masivas de esta edad, si bien, localmente puede alcanzar la parte superior de la Secuencia Kimmeridgiense (Fm. Loriguilla). Además, las dolomías de esta unidad quedan cortadas por la superficie de erosión prevalanginiense, que constituye el límite superior de la secuencia, como ocurre en la zona del Tossal d'Orenga (cuenca del Maestrazgo), situada sobre el umbral de Montalbán-Orpesa.

### **Formación Calizas y margas de Ciria**

En el sector de Ciria-Bijuesca, sobre los tramos conglomeráticos, arenosos y lutíticos de la Fm. Bijuesca (Schudack, 1987), se encuentra un conjunto carbonatado, constituido por calizas masivas o estratificadas en bancos discontinuos y niveles margosos, que pueden contener una abundante flora de carofitas. Schudack (1987) denomina Fm. Ciria a esta unidad cuya edad es de Berriasiense inferior y medio. De acuerdo con criterios sedimentológicos y de afinidad litológica, las facies lacustres localizadas de Ricla (proximidades de La Almunia, Fig. 1) se han consideran también pertenecientes al la Fm. Ciria. Sin embargo, de acuerdo con los datos pacontológicos, la serie continental de Ricla podría también pertenecer a cualquiera de las secuencias de depósito posteriores (Secuencia Hauteriviense o Hauteriviense superior-Barremiense basal: Martín i Closas, 1990 y Aurell, 1990).

### **ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y MODELOS DEPOSICIONALES**

Tal y como han puesto de manifiesto los autores que han estudiado los materiales del límite Jurásico-Cretácico en áreas suficientemente representativas de la Cuenca Ibérica, la distribución vertical de facies observada en esta unidad muestra un configuración general progradante o somerizante, sin discontinuidades sedimentarias significativas intermedias (Gómez, 1979; Giner, 1980; Mas y Alonso, 1983; Mas *et al.*, 1984; Aurell y Meléndez, 1986, 1987; Salas, 1987, 1989; Aurell, 1990). A la hora de abordar el análisis sedimentológico de esta secuencia, con el objeto de hacer una exposición más clara, hemos considerado dos estadios evolutivos dentro de esta secuencia. Entre ambos se encuentra una entrada de materiales detríticos en un amplio sector de la cuenca.

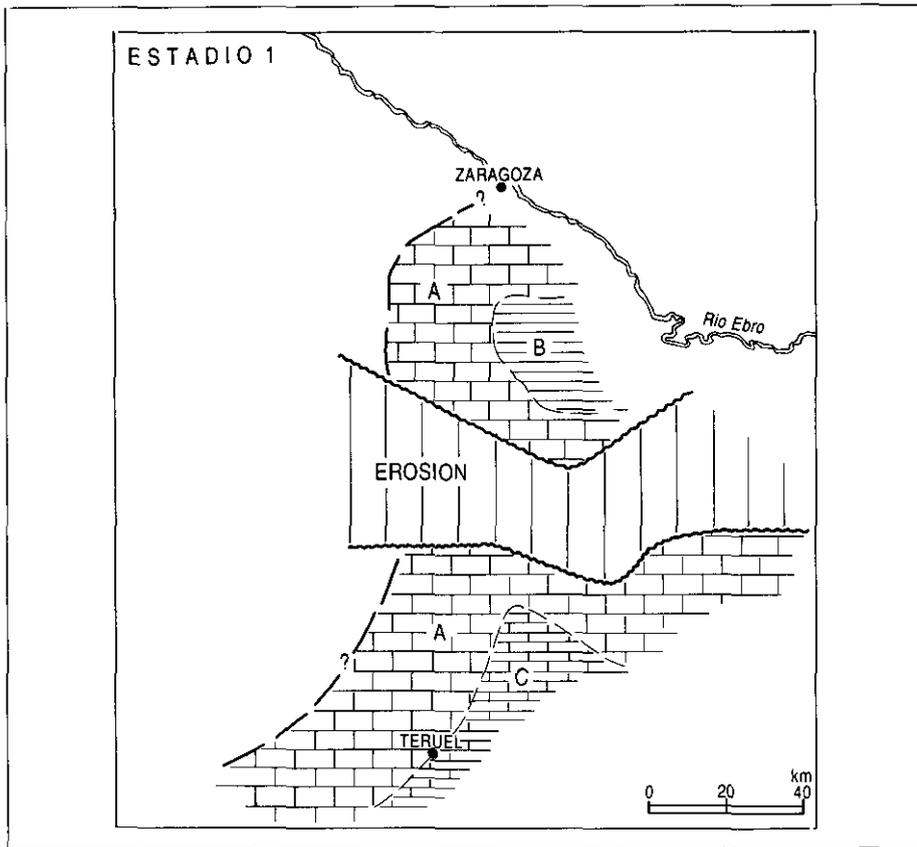


Fig. 6.—Distribución espacial de facies durante el Titónico en el sector central de la cuenca: A: predominio de facies granosostenidas; B: presencia de facies micríticas con montículos de fango; C: presencia de facies micríticas con oncoides.

Fig. 6.—Facies distribution during Tithonian in the central part of the basin. A: grain-supported facies; B: presence of micritic facies and mud mounds; C: presence of micritic facies bearing oncoids.

El primer estadio corresponde, a grandes rasgos, a la Fm. Higuieruelas y parte inferior de la Fm. Bovalar. Sus depósitos, que son predominantemente carbonatados, están representados en un amplio dominio de la cuenca, desde el Campo de Cariñena hasta el Maestrazgo hacia el Norte, y desde Sierra de Albarracín hasta el Sector Levantino hacia el Sur. La edad supuesta para este primer estadio es Titónico. El segundo estadio corresponde a las Fms. Pleta, Villar del Arzobispo y parte superior de la Fm. Bovalar. Se encuentran depósitos margosos, carbonatados y siliciclásticos, cuyo ámbito espacial está redu-

cido a sectores más meridionales respecto al Estadio 1. Suponemos que la edad de este segundo estadio es Berriasiense inferior y medio, si bien no debe descartarse que el inicio de su depósito se diera a partir del Titónico superior.

Entre ambos estadios existe una continuidad sedimentaria hacia las zonas externas de la cuenca, mientras que hacia los márgenes de la plataforma, entre las calizas bioclásticas del techo de la Fm. Higueruelas (Estadio 1) y las margas de la Fm. Villar del Arzobispo (Estadio 2), se reconoce una superficie planar ferruginizada, interpretada como una discontinuidad de menor orden (Aurell, 1990).

### **Estadio 1 (Titónico p.p.)**

En la Fig. 6 se muestra la distribución de las principales asociaciones de facies dentro del Sector Central de la Cordillera Ibérica. Hacia el Sur, entre las localidades de Galve y Cedrillas (Fig. 6.C) y hacia la base de la Secuencia Titónico-Berriasiense se encuentran facies con un alto contenido en micrita. La facies se organiza en una serie de bancos tabulares, de 0,2 a 0,6 m. de potencia, que pueden formar una serie de secuencias estrato y granocrecientes (de mudstones a wackestones o floatstones de oncoides), de potencias comprendidas entre 1 y 3 m., y que generalmente están coronadas por una superficie endurecida y ferruginizada. El tipo de oncoides presentes indican un medio somero, oxigenado, con fondos localizados dentro de la zona fótica de baja energía (Dahanayake, 1978).

Al Norte del área estudiada, entre las localidades de Fuendetodos y Lércera (Fig. 6.B), se reconocen facies biomicríticas, con predominio de mudstones a wackestones con escasos fósiles. Entre estas facies se encuentran depósitos lenticulares con un alto contenido en micrita. Sus potencias oscilan entre 1 y 10 m y su extensión lateral es superior al centenar de metros. Se encuentran fósiles dispersos, entre los que predominan los bivalvos y corales. El emplazamiento de de estos montículos se ha interpretado en relación con la presencia de zonas protegidas dentro de la plataforma, por efecto de barreras energéticas oolíticas y peloidales (Aurell y Meléndez, 1986, 1987).

A lo largo de todo el área estudiada se reconocen las facies granosostenidas con oncoides, peloides y bioclastos más características de la Fm. Higueruelas. En los dominios más proximales de la cuenca esta facies configura la base y la mayor parte de la Secuencia Titónico-Berriasiense (Fig. 6.A). En las zonas más externas se encuentra sobre las facies micríticas descritas en los

apartados anteriores. Las facies reconocidas son muy diversas y se pueden agrupar en secuencias de potencias métricas (Aurell y Meléndez, 1986). Predominan las facies con peloides y contenido variable en micrita. Las facies oncolíticas están intercaladas, formando cuerpos tabulares o lenticulares de decenas a centenas de metros de extensión lateral, con bases planares y potencias medias entre 0,5 a 1 m. Esta facies supone una buena comunicación con las zonas marinas abiertas expresada en la variedad de los organismos bentónicos. El tipo de oncoide reconocido es indicativo de medios someros y agitados (Dahanayake, 1978). Su lugar de formación preferente son las barras y canales submareales. Los depósitos de grainstones oncolíticos con geometrías tabulares, se interpretan como cuerpos resedimentados y acumulados en la plataforma, probablemente por el efecto de tormentas. Entre estas facies oncolíticas, peloidales y bioclásticas pueden encontrarse bioconstrucciones de corales de dimensiones variables. Estas son especialmente abundantes en el sector del Campo de Cariñena (entre Mezalocha y Aguilón, Aurell y Meléndez, 1987), en Sierra de Arcos (Aurell, 1990) y en la Sierra de Albarracín, donde alcanzan un mayor desarrollo vertical (Giner y Barnolas, 1979; Fezer, 1988).

A lo largo de amplios dominios del sector de estudio, sobre las facies con oncolitos y corales descritas anteriormente, se reconocen grainstones oolíticos bien clasificados, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo. La potencia de esta facies oscila entre los 5 y 15 m, y se interpreta como depositada en zonas litorales y sublitorales batidas por el oleaje y corrientes. Sobre esta facies oolítica se encuentran, localmente, facies biomicríticas (wackestones y packstones) con gasterópodos, lamelibranquios, foraminíferos bentónicos, ostrácodos y ooides de estructura fibroso-radial, interpretados como depositados en un medio submareal de carácter restringido (Aurell y Meléndez, 1987; Aurell, 1990).

En síntesis, el medio de depósito para el Titónico se interpreta como una plataforma somera de escasa pendiente, abierta hacia el Este, de tipo de rampa homoclinal. Se trata de un dispositivo claramente progradante. Las facies más externas, en las que predomina los procesos de decantación del fango micrítico, se encuentran hacia el Este. Sobre estas facies progradan otras más someras y de mayor régimen hidrodinámico, caracterizada por la presencia de facies peloidales y oncolíticas, con colonización local de los fondos por los corales coloniales (patches). Sobre estas facies se encuentran barras oolíticas litorales que pueden proteger una zona interna o lagoonar, que es de carácter discontinuo y está colonizado por organismos bentónicos, tales como lituólidos, ostrácodos o gasterópodos. Se trata de un lagoon somero, afectado ocasionalmente por la acción de tempestades.

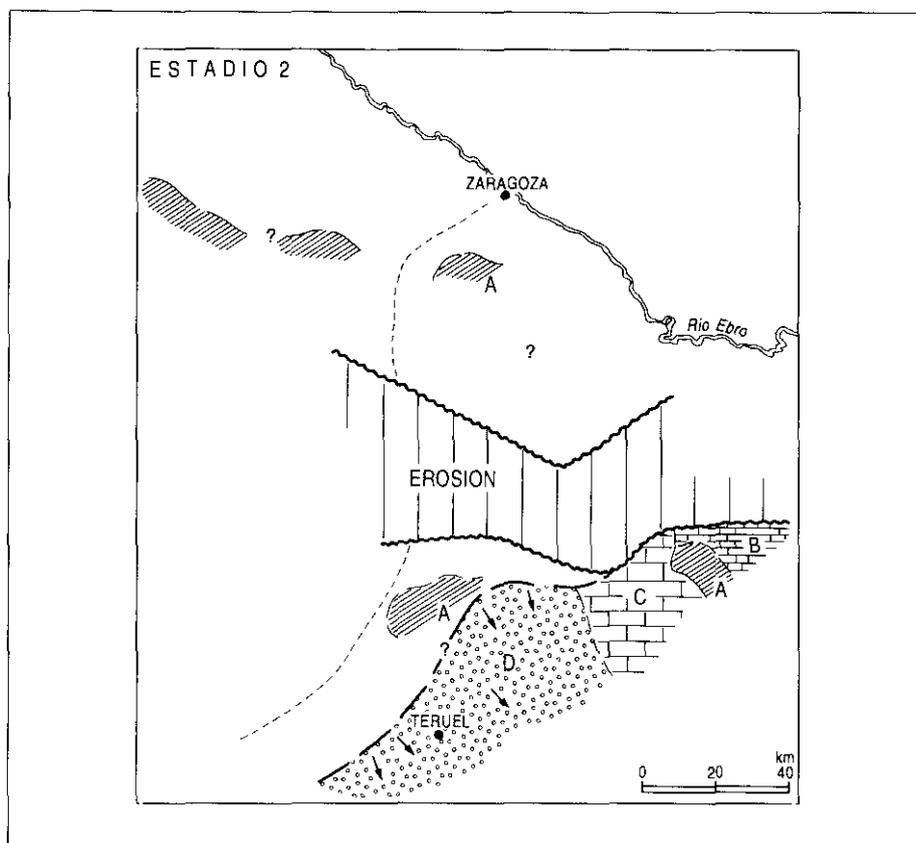


Fig. 7.—Distribución espacial de facies durante el Berriasiense inferior en el sector central de la cuenca. A: margas (supramareal y lacustre); B: mudstones laminados; C: calizas biomicríticas; D: margas, lutitas y siliciclásticos.

Fig. 7.—Facies distribution during Early Berriasian in the central part of the basin. A: marls (supratidal and lacustrine), B: laminated mudstones, C: biomicrites, D: marls, lutites and siliciclastics.

### Estadio 2 (Berriasiense inferior y medio)

En la Fig. 7 hemos representado la distribución de las facies durante el inicio del Berriasiense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica. En las zonas emergidas, durante este estadio, se encuentra el registro local de facies lacustres y palustres con carofitas (Fig. 7.A).

Dentro de las facies marinas de este estadio, se reconocen dos dominios bien diferenciados. Al Oeste predomina la sedimentación margosa y lutítica,

con intercalación de bancos silicilásticos y carbonatados (Fig. 7.D). En el sector de Cedrillas, estos sedimentos se han interpretado como depositados en una amplia llanura inter a submareal, de tipo lagoon, en un área controlada por una fuerte subsidencia y altos aportes siliciclásticos (Meléndez *et al.*, 1979). Mas al Sur predomina la sedimentación en una llanura de tipo mixto (Mas *et al.*, 1984). Se trata de una plataforma carbonatada somera con fuerte influencia de aportes siliciclásticos. Los términos carbonatados representan situaciones submareales tranquilas, dentro de una plataforma de tipo lagoon. Sobre estos términos progradan llanuras mareales siliciclásticas con canales mareales bien representados. Además se encuentran lóbulos siliciclásticos, correspondientes a las barras de desembocadura de un sistema distributivo deltaico (Díaz Molina *et al.*, 1984). Hacia el techo, predomina la sedimentación en una llanura intermareal fangosa.

Al Sureste del área de estudio predominan las facies carbonatadas (Fig.7.B). Se reconocen secuencias de facies interpretadas como depositadas en una llanura mareal carbonatada (Salas, 1987). Las secuencias presentan con un término basal submareal de packstone a wackestone, con foraminíferos bentónicos, algas verdes calcareas y lamelibránquios. A continuación se reconoce un término intermareal de mudstone laminado, con porosidad fenestral, que puede estar bioturbado, con la destrucción total de la laminación original. Hacia techo se reconocen facies supramareales, de margas verdosas con carofitas, que pueden presentar huellas de raíces. Entre estas facies se reconocen grainstones de oncolitos, que se disponen en cuerpos lenticulares de base erosiva y que se han interpretado como depósitos de canales de marea.

En una zona intermedia, entre los dominios de las dos facies descritas anteriormente (Fig. 7.C), predominan las facies de wackestones de fósiles: gasterópodos, ostrácodos, equínidos, escasas carofitas y foraminíferos bentónicos. La facies contiene asimismo escaso limo de cuarzo disperso, y se organiza en bancos tabulares de potencias decimétricas, a veces bioturbado, y con interestratos margosos. Localmente se reconocen facies de grainstone oolítico, que forman lóbulos de gran extensión lateral, en los que puede reconocerse estratificaciones cruzadas. Esta facies carbonatadas, que se pueden encontrar intercaladas entre los materiales agrupados en las dos facies precedentes, se generaron en un medio submareal restringido, de escasa agitación, de tipo lagoon. Los lobulos con facies granosostenidas se interpretan como bajíos y barras que se encuentran en las zonas más energéticas de esta llanura.

En síntesis, la sedimentación durante este segundo estadio tuvo lugar en una extensa llanura submareal somera restringida, de tipo lagoon, con extensas llanuras de marca hacia sus márgenes. Al Oeste la influencia siliciclástica

es mayor, encontrándose llanuras mareales siliciclásticas, progradando sobre las facies biomicríticas depositadas en la plataforma marina restringida. Las facies siliciclásticas más groseras se encuentran rellenando canales de marea, que normalmente son muy laxos, y reflejan cursos meandriformes de una alta sinuosidad. Asimismo, se encuentran lóbulos detríticos de gran extensión lateral, que pueden corresponder a las barras de desembocadura de un complejo deltaico, dentro de la bahía. Al Este domina la sedimentación en una llanura mareal carbonatada. El tránsito entre estas facies carbonatadas y con intercalaciones siliciclásticas es de carácter gradual. Los términos más distales de esta plataforma se reconocen en las proximidades de Coves de Vinromà (cuenca del Maestrazgo), donde se reconocen facies de calizas con *Calpionella Alpina* (Canerot, 1974).

## EVOLUCIÓN DE LA TECTÓNICA EXTENSIVA SINSEDIMENTARIA

Las importantes variaciones de potencias y facies de las sucesiones estratigráficas de la Secuencia Titónico-Berriasiense permiten deducir una estructura formada por un sistema complejo de umbrales y surcos (Fig. 3). A ello cabe añadir la emersión y erosión de los materiales Titónico-Berriasienses en las áreas de altos paleogeográficos, sobre los que se produce el posterior recubrimiento expansivo (onlap) progresivo de los materiales postberriasienses. Todo ello nos lleva a interpretar una estructura sinsedimentaria de tectónica de bloques con subsidencia diferencial. Esta estructura se enmarcaría dentro del contexto general de rift intracontinental de la etapa Kimmeridgiense-Albiense medio para las cuencas Mesozoicas del Este de Iberia deducido del estudio de la subsidencia (Salas, 1991; Salas *et al.*, 1991). A continuación se describen las situaciones más relevantes en relación con los puntos comentados.

En el borde occidental de la Cuenca Ibérica, durante la sedimentación del Jurásico superior, se encuentra una extensa área emergida que ha sido denominada Macizo Ibérico o de la Meseta. Por otra parte, hacia el Norte de las provincias de Soria y Zaragoza, se ha postulado la presencia de zonas emergidas de menor dimensión, denominadas Macizo del Ebro. Entre ambos macizos quedo un estrecho inundado hasta el Kimmeridgiense, denominado Estrecho de Soria (Bulard, 1972; Gómez, 1979; Alonso *et al.*, 1989). En la Fig. 8 se muestra la evolución de la línea de costa supuesta para diversos estadios del Jurásico superior. Hay que notar la progresiva retirada de la línea de costa hacia dominios más orientales durante el transcurso del Jurásico terminal y el Cretácico basal.

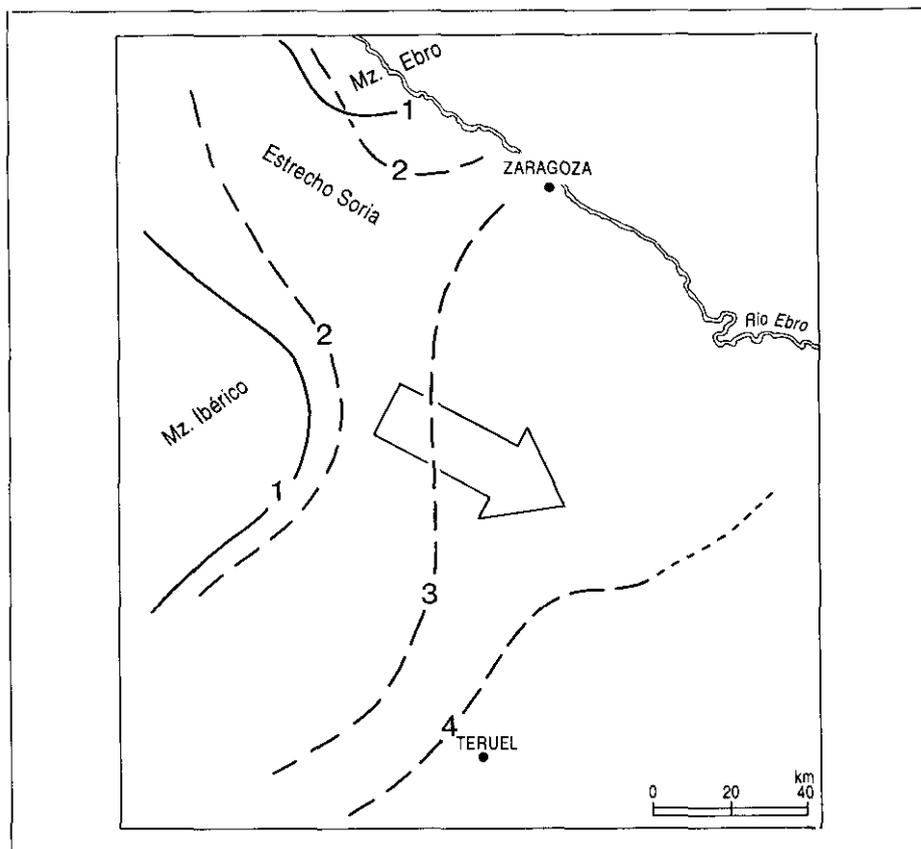


Fig. 8.—Posiciones de la línea de costa en el transcurso del Jurásico superior: 1, Oxfordiense superior; 2, Kimmeridgiense superior; 3, Titónico inferior; 4, límite Titónico-Berriasiense. La flecha indica el sentido general de desplazamiento.

Fig. 8.—Evolution of the shoreline at the end of the Jurassic. 1: Late Oxfordian, 2: Late Kimmeridgian, 3: Early Tithonian, 4: Tithonian-Berriasian boundary. The arrow points to the general shift trend of the shoreline.

Existen evidencias de la reactivación tectónica del margen occidental de la cuenca en el transcurso del Jurásico superior y Cretácico basal. Así, al final del Oxfordiense se registra la entrada de material siliciclástico de forma significativa en las zonas adosadas al borde meridional del Macizo del Ebro (Fm. Aldealpozo, Alonso y Mas, 1989; Aurell, 1990). A partir del Kimmeridgiense se produce el levantamiento de la zona más septentrional del Macizo Ibérico, de forma que, localmente, se detectan facies siliciclásticas en las zonas meridionales del estrecho de Soria (Díaz Molina *et al.*, 1983; Alonso y

Mas, 1989). La progradación hacia el Este de edificios arrecifales frangeantes (Fm. Torrecilla en Cameros en su localidad tipo) se ha relacionado asimismo con este basculamiento (Alonso *et al.*, 1986). Por otra parte, entre las facies marinas de la Secuencia Kimmeridgiense y las continentales de edad Titónico-Berriasiense se encuentran discordancias angulares y truncaduras erosionales en las zonas marginales de la cuenca (sector de Ciria-Bijuesca, Mas y Alonso, 1988). En este momento se inicia la creación del margen oriental de la cuenca de los Cameros.

En la cuenca del Maestrazgo, la tectónica extensiva se reactivó notablemente a partir del depósito de la Secuencia Kimmeridgiense (Fms. Polpis y Mas d'Ascla) y durante el depósito de la Secuencia Titónico-Berriasiense (Fm. Bovalar), registrándose además un aumento significativo de los aportes terrígenos al final de la secuencia (Mb. En Carro) (Salas, 1989, 1991). Los espesores de estas unidades son muy superiores a los observado en sus equivalentes laterales localizados en el sector central de la cuenca (Fms. Loriguilla e Higuieruelas) (Fig. 3).

En el sector Central de la Cordillera Ibérica, durante la sedimentación del Titónico, los aportes detríticos son prácticamente nulos y las distribuciones de potencias observadas muy homogéneas (Fm. Higuieruelas, Figs. 3 y 4). Sin embargo, a partir del límite Titónico-Berriasiense, entre los denominados Estadios 1 y 2, se detecta una entrada muy significativa de materiales detríticos en los márgenes de la cuenca de sedimentación (Fm. Villar del Arzobispo), así como la creación de surcos muy subsidentes (surcos de Galve-Cedriillas y de Villar del Arzobispo: Fig. 3). Por lo tanto, a diferencia de las zonas noroccidentales (cuenca de Cameros) y orientales (cuenca del Maestrazgo) de la cuenca Ibérica, la tectónica extensiva en este sector fue más tardía, y se desarrolló significativamente a partir del Berriasiense.

En la Fig. 8 se representa la evolución de la línea de costa en el tránsito Jurásico-Cretácico. La migración hacia centro de cuenca de esta línea de costa a lo largo tiempo, muestra el probable levantamiento progresivo del margen occidental de la cuenca Ibérica (borde oriental de la Meseta), de acuerdo con el dispositivo en hombrera característico de los márgenes de las áreas de rift. Así, el desplazamiento de la línea de costa observado hacia el Norte entre las Secuencias Oxfordiense y Kimmeridgiense (líneas 1 y 2, Fig. 8) se interpreta como de origen tectónico, de acuerdo con lo dicho acerca del basculamiento del Macizo de la Meseta a partir del Kimmeridgiense. Estos procesos tectónicos son mucho más acusados y generalizados a partir del límite entre las dos secuencias terminales del Jurásico superior (Secuencias Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense) produciéndose la retirada de las zonas marinas hacia dominios más orientales (líneas 2 y 3, Fig. 8). La retira-

da de la línea de costa reconocida en el límite Titónico-Berriasiense (líneas 3 y 4, Fig. 8) se correlaciona con la fase terminal de levantamiento del Macizo de la Meseta. Esta fase se relaciona igualmente con la entrada significativa de materiales detríticos, ya que implicaría un importante rejuvenecimiento de las áreas madre, así como la creación de surcos muy subsidentes en las zonas de cuenca adyacentes (surcos de Galve-Cedrillas, de Villar del Arzobispo y Maestrazg: Fig. 3).

#### DISCUSIÓN: RELACIÓN ENTRE LA ACOMODACIÓN Y LOS APORTES SEDIMENTARIOS

En la cuenca Ibérica, durante el intervalo Titónico-Berriasiense, las facies se distribuyen según una configuración progradante, mostrando que la producción de carbonatos y/o aportes sedimentarios ha sido mayor que el espacio de acomodación creado en la cuenca de sedimentación. El espacio de acomodación se interpreta como función de la combinación de dos factores: tectónica sinsedimentaria (subsistencia tectónica) y eustatismo. De acuerdo con lo expresado anteriormente, la tectónica sinsedimentaria ha jugado un papel de primer orden en la evolución de la línea de costa y su retirada progresiva mar adentro, así como en la creación de cuencas de sedimentación muy subsidentes, tanto a partir del Kimmeridgiense (cuenca del Maestrazgo), como del Titónico (cuenca de los Cameros) o como del Berriasiense (cuencas de Galve-Cedrillas y de Villar del Arzobispo).

En el sector Central de la Cordillera Ibérica, durante el Titónico (Estadio 1), predomina la sedimentación carbonatada, con una distribución de potencias homogénea y una configuración progradante muy neta. En claro contraste con los sectores noroccidentales y orientales de la cuenca, esta distribución homogénea en las potencias refleja una creación de acomodación muy homogénea en su parte central. Si asumimos que, de acuerdo con la curva global Exxon, durante el Titónico se produce una caída eustática, el espacio de acomodación creado en la cuenca durante este intervalo temporal es función de una subsistencia tectónica regional relativamente homogénea. Suponiendo un descenso eustático medio para el Titónico de 0,4 cm/1.000 años (valor tomado de Haq *et al.*, 1987), Aurell (1990) obtiene valores medios de creación de acomodación en la cuenca de 2 cm/1.000 años. La configuración progradante se explica como consecuencia de una alta tasa de producción de carbonatos, sensiblemente mayor que el espacio de acomodación creado en la cuenca.

Hay que notar que, en este contexto de subsidencia homogénea relativamente baja (2 cm/1.000 años) y alta productividad de carbonatos, tendrían que poderse identificar las discontinuidades o límites de ciclos eustáticos de tercer orden propuestos en la curva Exxon (Haq *et al.*, 1987) durante el Titónico. Haq *et al.* (1987) proponen tres ciclos de tercer orden durante el Titónico (ZB-1.1, 1.2 y 1.3). Estos ciclos están limitados por discontinuidades de tipo I (con erosión importante por caída eustática) y sin embargo no hay evidencias de su existencia en el sector Central (superficies de exposición subaérea, karst...). Hay que notar que los ciclos de tercer orden del intervalo Titónico-Berriasiense en la curva Exxon fueron establecidos a partir de observaciones realizadas en las cuencas del el mar del Norte y que, según algunos autores, estos ciclos reflejan la tectónica sinsedimentaria de las cuencas donde fueron definidas (Underhill, 1991).

El inicio del Berriasiense (Estadio 2) supone la retirada del mar de amplios dominios del sector Central de la Cordillera. Esta pudo estar activada por dos procesos: (1) La aceleración de la deformación extensiva en este sector, que implicó el levantamiento de las zonas marginales emergidas y (2) la colmatación de la cuenca a partir de una alta producción de carbonatos y/o aportes siliciclásticos, que procederían de la reactivación de los relieves creados. Para el Estadio 2 se encuentran distribuciones de potencias muy irregulares, con aparición de surcos muy subsidentes. La configuración estratigráfica es progradante, pero con una componente agradacional notable, de forma que la sedimentación se mantiene en condiciones muy someras durante un registro sedimentario muy dilatado. Esta agradación refleja la importancia de la tectónica extensiva creadora de la acomodación en las cuencas.

En resumen, durante el Berriasiense el espacio de acomodación creado en la cuenca es función, fundamentalmente, de la tectónica extensiva sinsedimentaria. Los aportes sedimentarios son capaces de compensar el espacio de acomodación creado. El depósito de este estadio está condicionado, fundamentalmente, por un basculamiento del bloque de la Meseta, que implica el levantamiento de sus zonas marginales, con activación de los aportes sedimentarios, que tienden a compensar los surcos sedimentarios correlativamente creados hacia el Este.

## CONCLUSIONES

La interpretación estratigráfica secuencial y el análisis sedimentológico del tránsito Jurásico-Cretácico en la cuenca Ibérica, permite hacer precisiones en torno al papel jugado por los diferentes factores que determinaron la

formación y relleno de esta cuenca, así como las causas de la retirada del mar hacia dominios más orientales durante el intervalo Titónico-Berriasiense:

1. En el intervalo Titónico-Berriasiense, la configuración progradante observada es consecuencia de tasas de sedimentación mayores que las tasas de acomodación. Los aportes sedimentarios o producción de carbonatos determinan el tipo de configuración sedimentaria observada, de manera que la distribución de facies es función de la relación entre las tasas de acomodación y de sedimentación.

2. La tectónica extensiva sinsedimentaria es la responsable de la creación de la acomodación en la cuenca. Esta tectónica extensiva produjo cuencas muy subsidentes en diversos puntos de la cuenca. A partir del Kimmeridgiense se formó la cuenca del Maestrazgo, mientras que la cuenca de Cameros se formó con posterioridad, a partir del Titónico. Los surcos de Galve-Cedrillas y Villar del Arzobispo, se desarrollaron durante el Berriasiense.

3. La migración del margen occidental de la cuenca Ibérica hacia el Sureste se interpreta como una consecuencia del progresivo levantamiento del borde occidental de la zona de rift. Los distintos episodios de desplazamiento de la línea de costa mar adentro observados, se han correlacionado con pulsos tectónicos. Asumiendo que existe una relación directa entre la magnitud del desplazamiento y la intensidad de la deformación extensiva, ésta experimenta un incremento significativo a partir del inicio del Titónico y en torno al límite Titónico-Berriasiense.

4. Respecto al papel del eustatismo, las observaciones realizadas podrían correlacionarse con una fase de descenso eustático a largo plazo, tal y como se propone en la curva Exxon (superciclo ZB-1 en Haq *et al.*, 1987). Sin embargo, no se han encontrado evidencias de las discontinuidades intermedias o ciclos de tercer orden propuestos por estos autores durante el intervalo Titónico-Berriasiense.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto «Evolución de las cuencas intracratónicas del Este de Iberia (Cordillera Ibérica) durante el Jurásico superior y el Cretácico basal» (CICYT, proyecto PB89-0230).

## BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, A.; AURELL, M.; MAS, J. R.; MELÉNDEZ, A., y NIEVA, S. (1989): Estructuración de las plataformas del Jurásico superior en la zona de enlace entre la cuenca Ibérica y el estrecho de Soria. *X Congreso Español de Sedimentología, Bilbao*, vol. comun., 1: 175-178.
- ALONSO, A., y MAS, J. R. (1988): La transgresión aptiense al sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza). *II Congreso Geológico de España, Granada*, 1: 11-14.
- ALONSO, A., y MAS, J. R. (1990): El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuad. Geol. Ibérica*, 14: 173-198.
- ALONSO, A.; MAS, J. R., y MELÉNDEZ, N. (1986): Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de Cameros (La Rioja, España). *Acta Geol. Hispánica*, 21-22: 293-306.
- ATROPS, F., y MELÉNDEZ, G. (1985): Kimmeridgian and lower Tithonian from the Candalan-Berge area (Iberian Chain, Spain): Some biostratigraphic remarks. *Proc. Ist. Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy, Earlangen, 1984*: 377-392.
- AURELL, M. (1990): *El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Análisis de cuenca. Tesis Doctoral, Serv. Publ. Univ. Zaragoza, 389 pp.
- AURELL, M., y MELÉNDEZ, A. (1986): Sedimentología de la Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas (Malm) en la región de Muel-Belchite (prov. de Zaragoza). *Acta Geol. Hispánica*, 21-22: 307-312.
- AURELL, M., y MELÉNDEZ, A. (1987): Las bioconstrucciones de corales y sus facies asociadas durante el Malm en la Cordillera Ibérica Central (prov. de Zaragoza). *Est. Geol.*, 43: 261-269.
- BASSOULET, J. P., y FOURCADE, E. (1979): Essai de synthése de répartition de foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mesogéen. *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 2: 69-71.
- BULARD, P. F. (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)*. These Doct. Fac. Sc. Univ. Nice, 2 vols., 702 pp.
- CANEROT, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des Chaines Ibérique et Catalane (Espagne)*. Enandisa Ed., 4, 514 pp.
- CANEROT, J. (1979): Les Ibérides: Essai de synthése structurale. *Act. Geol. Hispánica (Homenaje a Lluís Solé i Sabaris)*, 14: 167-171.
- CIEMENTE, P.; ALONSO, A., y PÉREZ ARLUCEA, M. (1991): Secuencias de depósito en la parte occidental de la cuenca de los Cameros. Jurásico terminal-Cretácico inferior. *III Coloq. Cret. España, Resum. comunic.*, 21.
- COPE, J. C. W. (1985): Report of the terminal Jurassic stage working group. In Eds. Michelsen, O. & Zeiss, A., *Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy, Earlangen (I. U. G. S.)*, 1984, 1: 111-117.
- DAHANAYAKE, K. (1978): Sequential position and environmental significance of different types of oncoids. *Sedimentary Geology*, 20: 301-316.
- DETRAZ, H., y MOJÓN, P. O. (1989): Evolution paléogéographique de la marge jura-

- sienne de la Téthys du Tithonique-Portlandien au Valanginien: corrélations biostratigraphique et séquentielle des facies marins a continentaux. *Eclogae Geol. Helv.*, 82/1: 37-112.
- DIÁZ, M.; YÉBENES, A.; GOY, A., y SANZ, J. L. (1984): Landscapes inhabited by Upper Jurassic-Lower Cretaceous archosaurs (Galve, Teruel, Spain). *3rd Symp. on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Tubingen*, 67-72.
- EL KHOUDARY, R. H. (1974): Beitrage zur stratigraphie und Palaontologie des Jura von Ostspanien, VI. Untersuchungen im Oberjura der sudwestlichen Iberischen Kordillere unter besonderer Bercksichtigung des Mikrofaune (Provinz. Teruel und Rincón de Ademuz). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 144: 296-341.
- FELGUEROSO COPPEL, C., y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971): Estratigrafía de Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo). *Cuad. Geol. Iber.*, 2: 439-488.
- FEZER, R. (1988): Die Oberjurassische Karbonatische Regressionsfazies im sudwestlichen Keltiberikum zwischen Griegos und Aras de Alpuente (Prov. Teruel, Cuenca, Valencia; Spanien). *Arb. Inst. Geol. Palaont. Univ. Stuttgart*, 84: 1-119.
- FOURCADE, E. (1970): *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaines Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)*. These Doct. Univ. Paris, 427 pp., 39 láminas, 1 mapa.
- GINER, J. (1980): *Estudio sedimentológico y diagenético de las facies carbonatadas del Jurásico de las Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Dpto. Geología Universidad de Barcelona, 315 pp. (inérita).
- GINER, J., y BARNOLAS, A. (1979): Las construcciones arrecifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín. *Cuad. Geol.*, 10: 73-82. Granada.
- GÓMEZ, J. J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doct., Univ. Comp. Madrid, Sem. Estratigrafía (Serie Monografías), 4: 686 pp.
- GÓMEZ, J. J., y GOY, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Est. Geológicos*, 35: 569-598.
- HAO, B. H.; HANDEMBOL, J., y VAIL, P. R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- MARTIN i CLOSAS, C. (1990): *Els caròfits del Cretaci inferior de las conques periferiques del bloc de l'Ebre*. Tesis Doct. Univ. de Barcelona. 581 pp., 13 láms. (inérita).
- MAS, J. R. (1981): *El Cretácico inferior de la región noroccidental de Valencia*. Tesis Doct., Univ. Comp. Madrid, Sem. Estratigrafía (Serie Monografías), 8: 408 pp., 32 láms.
- MAS, J. R., y ALONSO, A. (1983): Jurásico terminal y Cretácico. In: *Memoria de la Hoja Escala 1:200. 000 de Liria (núm. 55)*. IGME ed. Madrid.
- MAS, J. R., y ALONSO, A. (1991): Sistemas lacustres/costeros del Cretácico inferior de la cuenca de los Cameros: controles tectónico y eustático. *III Coloq. del Cretácico de España, Resum. Comunic.*, 47.
- MAS, J. R.; ALONSO, A., y MELÉNDEZ, N. (1984): La Formación Villar del Arzobispo: un ejemplo de llanuras de marea siliciclásticas asociadas a plataformas carbonatadas. Jurásico terminal (NW de Valencia y E de Cuenca). *Publicaciones de Geolo-*

- gía (*Universidad Autónoma de Barcelona*), 20: 175-188.
- MELÉNDEZ, A.; PARDO, G.; PENDON, G. y VILLENA, J. (1979): Las facies terminales del Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol.*, 10: 137-148. Granada.
- PÉREZ DEL CAMPO, P., y ZAVALA MORENCOS, L. (1982): Los primeros episodios de la sedimentación cretácica en el extremo suroriental del sistema Ibérico. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 411-429.
- SALAS, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. Anàlisi de conca*. Tesis Doct. Universitat de Barcelona. Dpt. de Geoquímica, Petrologia i Prospecció geològica, 3 tomos, 345 pp., 133 figs. (inédita).
- SALAS, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las Cordilleras Ibérica Oriental y Costero Catalana Meridional. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 121-157.
- SALAS, R. (1991): Historia de la subsidencia durante el Mesozoico y evolución tectonosedimentaria Cretácica de las cuencas del margen oriental de Iberia. *III Coloq. Cret. España, Resum. comunic.*, 61.
- SALAS, R.; MARTÍN CLOSAS, C.; QUEROL, X.; GUIMERA, J. y ROCA, E. (1991): Evolución tectonosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa durante el Cretácico inferior. *III Coloq. Cret. España (Morella)*. Guía de Campo, 137 pp.
- SCHUDACK, M. (1987): *Charophytenflora und fazielle entwicklung der grenzschichten mariner Jura/Wealden in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (Mit Verliechen zu Asturien und Kantabrien)*. *Palaeontographica Abt. B.*, 204: 1-180. Stuttgart.
- UNDERHILL, J. R. (1991): Control on Late Jurassic seismic sequences, Inner Moray Firth, UK North Sea: a critical test of a key segment of Exxon's original global cycle chart. *Basin Research*, 3 (2): 79-98.

*Recibido: 28 de Enero de 1992.*

*Aceptado: 3 de Mayo de 1994.*