

## ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL Y SEDIMENTOLOGIA DEL JURASICO SUPERIOR DEL NORESTE DE ALBACETE

B. Bádenas, M. Aurell y A. Meléndez \*

### RESUMEN

El Jurásico superior del noreste de Albacete se organiza en dos secuencias deposicionales que, por correlación con otros dominios de la cuenca Ibérica, se han denominado Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense. El análisis de las facies permite caracterizar el tránsito entre las zonas internas y externas de la rampa Kimmeridgiense, y reconocer tres estadios de evolución: (1) durante el cortejo de bajo nivel del mar tiene lugar la progradación de un complejo deltaico sobre dominios más externos dominados por una sedimentación margosa; (2) el cortejo transgresivo está constituido en las zonas proximales de la rampa por facies margosas y arenosas que pasan lateral y verticalmente a facies micríticas, definiendo un dispositivo retrogradante; (3) durante el cortejo de alto nivel del mar la rampa presentó un dominio sublitoral con sedimentación arenosa y oolítica, un dominio submareal somero con desarrollo de barras oolíticas y arenosas y un dominio externo con sedimentación de fango carbonatado. Durante el Titónico se produce una rápida progradación de las facies predominantemente bioclásticas y peloidales de rampa interna sobre las facies oncolíticas y oolíticas de rampa media.

El emplazamiento paleogeográfico particular del sector de Albacete durante el Jurásico superior explica el tipo de facies presentes y sus diferencias respecto a otros dominios marginales de la cuenca Ibérica. Sin embargo, la evolución de la acomodación deducida es similar a la observada en el conjunto de la cuenca Ibérica. Estas observaciones demuestran que la distribución de facies, cortejos sedimentarios y secuencias estuvo controlada tanto por factores de extensión local como regional.

**Palabras clave:** *Jurásico superior, cuenca Ibérica, rampa carbonatada, cortejos sedimentarios.*

### ABSTRACT

A Sequence Stratigraphic analysis carried out in the Upper Jurassic of the linking area between the Betics and Iberian Ranges (Albacete, SE Spain) has resulted in the identification of two depositional sequences (i.e., Kimmeridgian and Tithonian-Berriasian Sequences). Further division of systems tracts in the lower sequence was based on extensive facies analysis. This analysis also gave new information on the transition from inner to outer areas in the Kimmeridgian ramp. During lowstand systems tract, after a basinwards coastal shift, a deltaic prograding complex is observed in middle ramp areas. At the onset of the transgressive systems tract, flooding of the inner ramp areas was effective and fine grain carbonate deposition progressively covered the outer and middle ramp realms. Sandy and oolitic facies sharply prograded over middle ramp areas during highstand systems tract. During the Tithonian, a fast progradation of the bioclastic-peloidal facies (inner ramp) over the oncolitic-oolitic facies (middle ramp) took place.

The comparison between the results reported here to others reached in previous works, allows to state that the overall evolution of the accommodation during the Late Jurassic was similar in the Iberian basin and resulted in a similar distribution of sequences and systems tracts. The driving mechanism creating the accommodation in the basin is interpreted to be related to regional, tectono-eustatic changes. Local differences observed on the facies are controlled by intra-basinal factors. In contrast to other marginal areas of the Iberian basin, which were dominated by high-amplitude oolitic sand-waves and extensive coral growing, marine restriction and larger clastic input in the Albacete sector reduced the potential coral growing and diminished the effect of storms, as reflected by the lower amplitude of the oolitic bars.

**Key words:** *Late Jurassic, Iberian Basin, carbonate ramp, systems tracts.*

---

\* Departamento Ciencias de la Tierra (Estratigrafía). Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

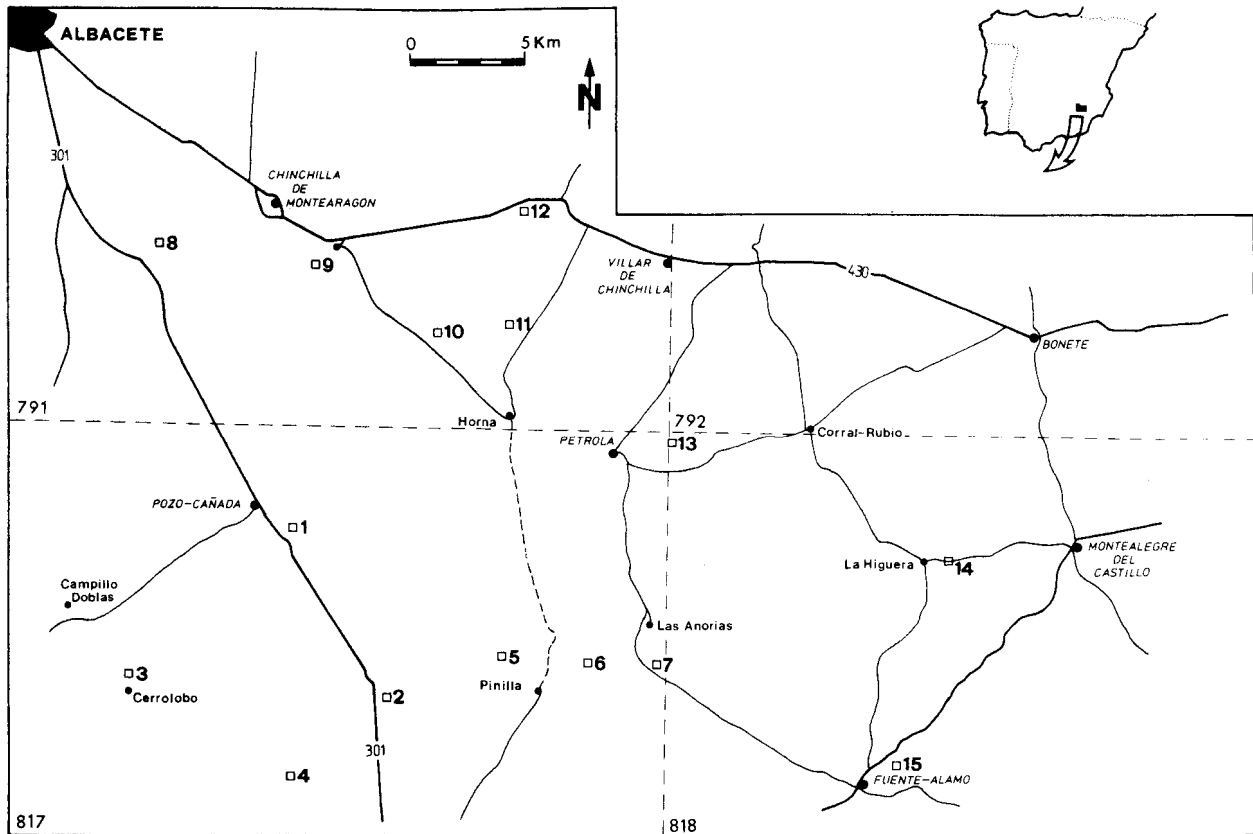


Fig. 1.—Esquema de localización de los perfiles estudiados (números 1 a 15) con referencia a las hojas escala 1:50.000 del Mapa Topográfico.

## Introducción

Durante el Mesozoico, al este de las zonas emergidas del Macizo Ibérico o de la Meseta, se desarrolló una cuenca intracontinental que genéricamente se denomina cuenca Ibérica. Los afloramientos del Jurásico superior de la provincia de Albacete constituyen un punto de especial interés para entender la evolución sedimentaria de esta cuenca, ya que constituyen el registro de la sedimentación en sus zonas marginales. Por su relación estructural con las Cordilleras Béticas, el área de Albacete ha sido tradicionalmente incluida en los dominios ibéricos del Prebético externo (Foucault, 1971; Linares, 1976; García-Hernández y López-Garrido, 1988; López-Galindo *et al.*, 1992). Sin embargo, estos materiales presentan claras relaciones paleogeográficas con los dominios del Macizo Ibérico, por lo que independientemente de sus características estructurales, forman parte de los dominios de sedimentación de la cuenca

Ibérica (Fourcade, 1970, 1971; Azéma *et al.*, 1974; Arias, 1978).

En el presente trabajo se presentan los resultados del análisis estratigráfico secuencial y sedimentológico realizado en los materiales del Jurásico superior del noreste de la provincia de Albacete (fig. 1). El conocimiento de las características estratigráficas y paleogeográficas de estos materiales fue abordado en los trabajos regionales de Behmel (1970), Fourcade (1970) y Arias (1978). Con posterioridad, se ha generalizado el empleo de nuevas técnicas de análisis de cuencas sedimentarias, como son las propuestas por la Estratigrafía Secuencial (Haq *et al.*, 1987). La aplicación de esta metodología de trabajo en el Jurásico superior de Albacete ha permitido obtener un marco estratigráfico más preciso, en el que se integran las unidades litoestratigráficas y bioestratigráficas previamente definidas. Este conocimiento estratigráfico aporta nuevos datos en torno a las correlaciones entre las facies y, de esta forma, permite al-

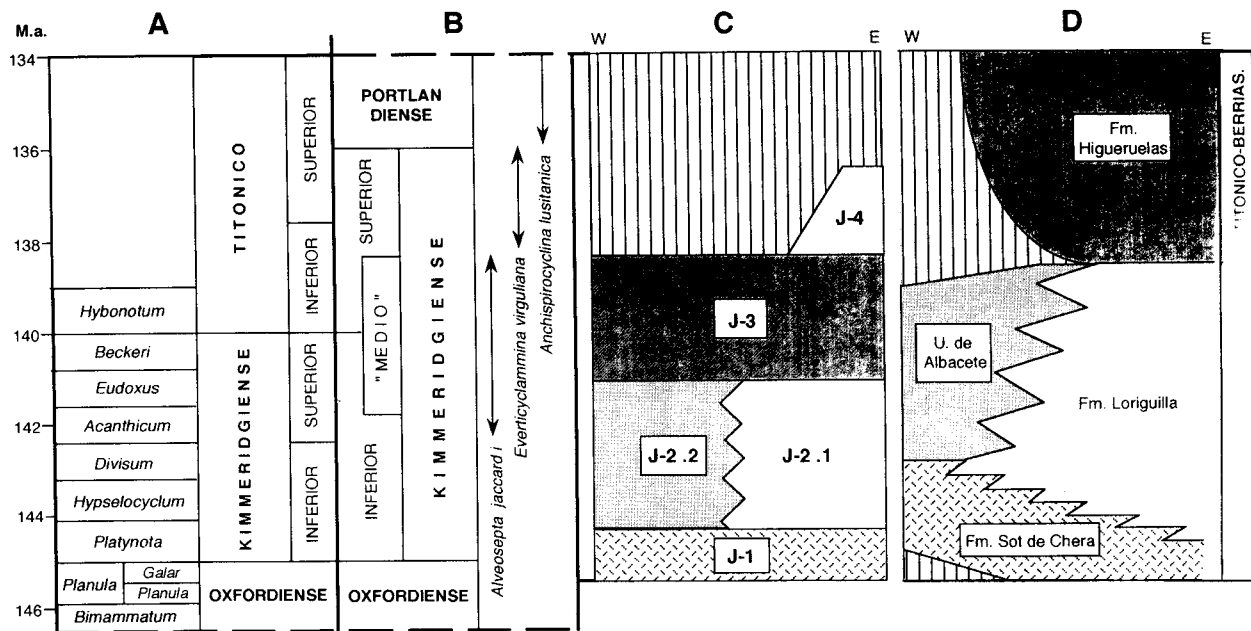


Fig. 2.—A: Distribución de biozonas de ammonites (Atrops y Meléndez, 1985) y pisos definidos para los dominios Mesogeos. B: Distribución de biozonas de foraminíferos bentónicos (Fourcade, 1970) y pisos definidos para los dominios Boreales. C: Distribución cronoestratigráfica de las unidades litoestratigráficas definidas para el sector de Albacete por Arias (1978). D: Distribución cronoestratigráfica de las unidades litoestratigráficas propuestas en este trabajo.

canzar esquemas paleoambientales y paleogeográficos más precisos.

**Unidades estratigráficas**

*Biozonaciones*

La división bioestratigráfica más precisa del Jurásico superior de Albacete es la ofrecida por Behmel (1970). En el perfil de Fuente-Alamo (perfil 15, fig. 1), que incluye los sedimentos más distales del sector estudiado, este autor reconoce gran parte de las biozonas de ammonoideos establecidas para el dominio mesogeo del sur de Europa. Estas corresponden, con ligeras variaciones, a las reconocidas por Atrops y Meléndez (1985) para el Oxfordiense terminal, Kimmeridgiense y Titónico basal de la región de Calanda (Cordillera Ibérica oriental) (fig. 2.A).

Paralelamente, Fourcade (1970) establece la división del Jurásico superior del sector de Albacete en base a la zonación por foraminíferos bentónicos. En concreto, diferencia tres zonas sucesivas de foraminíferos: *Zona de Alveosepta jaccardi*, *Zona de Evericyclammina virguliana* y *Zona de Anchispirocyclina lusitanica* y establece su distribución cronoestratigráfica tomando como referencia los pisos definidos en el dominio boreal (fig. 2.B). La correlación entre

ambas biozonas presenta cierta problemática, puesto que cada una de ellas tiene en consideración diferentes escalas cronoestratigráficas. En concreto, el Kimmeridgiense inferior del dominio boreal corresponde al Kimmeridgiense del dominio mesogeo, y el Titónico es equivalente temporal del Kimmeridgiense superior y del Portlandiense p.p. (Harland *et al.*, 1990). Debido a la afinidad paleogeográfica de los materiales estudiados, en el presente trabajo se utiliza la escala definida en el dominio mesogeo.

*Unidades litoestratigráficas*

La subdivisión en unidades litoestratigráficas del Jurásico superior de la región de Albacete fue establecida por Arias (1978) (fig. 2.C). La unidad basal (J-1) está constituida por margas con ammonites y belemnites, que hacia el oeste presentan intercalaciones arenosas. A techo de esta unidad aparecen ammonites de la biozona *Platynota* (Behmel, 1970; Fourcade, 1970). La unidad suprayacente o J-2 está formada por dos unidades que se encuentran en cambio lateral de facies. La unidad J-2.1 se localiza en los sectores más orientales y está formada por una alternancia rítmica de calizas y margas, cuya edad no sobrepasa el Kimmeridgiense superior (Fourcade, 1970). Sin embargo, Behmel (1970) considera que

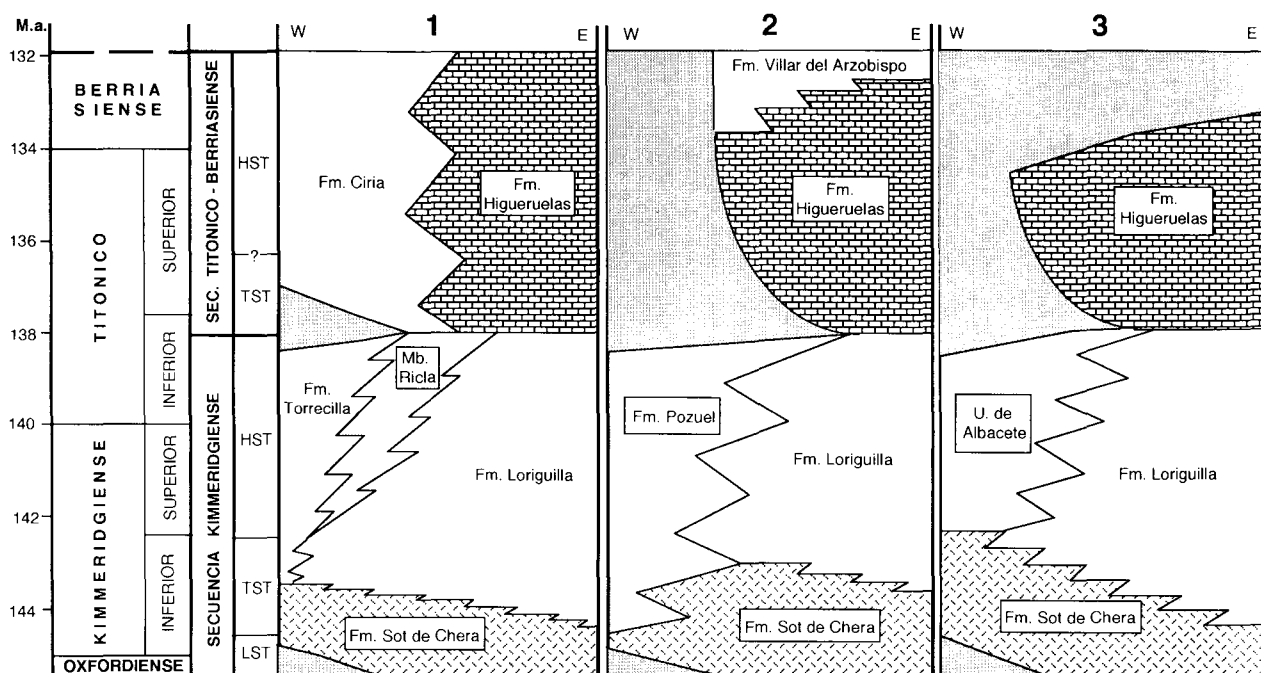


Fig. 3.—Distribución cronoestratigráfica de las unidades litoestratigráficas y cortejos sedimentarios de las Secuencias Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense, para los sectores 1 (provincia de Zaragoza), 2 (provincia de Teruel) y 3 (provincia de Albacete). Ver figura 13 para la situación de los sectores.

puede alcanzar el Titónico inferior (perfil de Fuente-Alamo; perfil 15, fig. 1). La unidad J-2.2 se encuentra en las zonas más occidentales y está constituida principalmente por arenas y areniscas con intercalaciones de niveles carbonatados con proto-ooloides. En ella sólo se han reconocido ammonites del Kimmeridgiense inferior (Behmel, 1970). La unidad J-3 está formada por calizas oolíticas y oncolíticas con abundantes restos bioclásticos y según Fourcade (1970) pertenece a la biozona de *Alveosepta jaccardi*. La unidad J-4 está formada por arcillas y arenas con intercalaciones de calcarenitas, bioesparitas y ooesparitas ricas en ostreidos y corresponden a la biozona de *Everticyclammina virguliana*. Esta unidad únicamente aparece en los dominios más orientales.

En un trabajo posterior, Gómez y Goy (1979) establecen tres unidades litoestratigráficas con rango de Formación para el Jurásico superior de la Cordillera Ibérica: la Fm. margas de Sot de Chera, de edad Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, la Fm. ritmita calcárea de Loriguilla, de edad Kimmeridgiense inferior en su parte inferior y media, aunque en algunas áreas la parte alta corresponde al Titónico inferior (Atrops y Meléndez, 1985), y la Fm. calizas con oncolitos de Higuieruelas, de edad Titónico. Hacia las zonas proximales, los equivalentes laterales de las Fms. Sot de Chera y Loriguilla son las calizas oolíticas y arrecifales de la Fm. Torrecilla

(Cordillera Ibérica septentrional; Alonso y Mas, 1990) y la Fm. Pozuel (suroeste de Teruel, Aurell, 1990). Los equivalentes laterales y verticales de la Fm. Higuieruelas son los depósitos lacustres y transicionales de las Fms. Ciria y Villar del Arzobispo (Aurell, 1990). Gómez y Goy (1979) citan la presencia de las Fms. Sot de Chera, Loriguilla e Higuieruelas en el sector de Albacete, aunque con características peculiares. Así, la Fm. Loriguilla presenta en este sector un progresivo enriquecimiento en terrígenos hasta estar constituida por areniscas, y la Fm. Higuieruelas también aparece localmente con elementos detríticos.

Los datos obtenidos en este trabajo han permitido precisar la división litoestratigráfica realizada por Arias (1978) y establecer la equivalencia de estas unidades con las formaciones definidas en la Cordillera Ibérica. Teniendo en cuenta la edad y litología de las unidades del sector de Albacete proponemos la siguiente correlación (fig. 2): las unidades J-1 y J-2.1 de Arias (1978) se corresponden respectivamente con la Fm. margas de Sot de Chera y la Fm. Loriguilla; al equivalente lateral de la unidad J-2.1 hacia el oeste en facies arenosas y oolíticas, la hemos diferenciado como Unidad de Albacete.

Este esquema litoestratigráfico conlleva una serie de precisiones respecto al establecido por Arias (1978): (1) La parte inferior de la unidad J-2.1 (Fm.

Loriguilla) es considerada equivalente lateral de la unidad J-1 (Fm. Sot de Chera); (2) La unidad J-2.1 (Fm. Loriguilla) puede alcanzar la edad Titónico inferior en las zonas más orientales (Behmel, 1970); (3) La Unidad de Albacete es equivalente lateral de la unidad J-2.1 (Fm. Loriguilla) y está constituida tanto por la unidad J-2.2, como por parte de la unidad J-3. Las facies oolíticas de la unidad J-3 pertenecen a la Unidad de Albacete, mientras que los términos predominantemente oncolíticos se han considerado como Fm. Higuieruelas. Como se justificará en un apartado posterior, ambas unidades están separadas por una discontinuidad sedimentaria de manera que no son equivalentes laterales entre sí; (4) La Fm. Higuieruelas incluye la parte superior de la unidad J-3 y la unidad J-4 y, de acuerdo con las dataciones realizadas por Fourcade (1970), tiene una edad Titónico.

#### *Secuencias deposicionales del Jurásico superior de la Cordillera Ibérica*

En los sectores centrales y septentrionales de la cuenca Ibérica se dispone de conocimientos precisos acerca de los límites, extensión y edad de las secuencias deposicionales del Jurásico superior (Salas, 1989; Alonso y Mas, 1990; Aurell, 1990, 1991). El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica está constituido por tres secuencias deposicionales (fig. 3). La inferior o Secuencia Oxfordiense abarca desde el Calloviense terminal hasta el Oxfordiense terminal (Biozona Planula, subzona Planula). La intermedia o Secuencia Kimmeridgiense se extiende hasta el Titónico inferior. En las zonas medias y distales de la cuenca esta secuencia está formada por dos unidades, la Fm. Sot de Chera y la Fm. Loriguilla que, hacia las zonas proximales, pasan a las calizas oolíticas y arrecifales de la Fm. Torrecilla (Cordillera Ibérica septentrional) y de la Fm. Pozuel (suroeste de Teruel). En esta secuencia se diferencian tres cortejos sedimentarios (Aurell y Meléndez, 1993). El cortejo de bajo nivel del mar (LST) presenta un dispositivo progradante, comprende la parte inferior de la Fm. Sot de Chera y se extiende desde el Oxfordiense terminal hasta el Kimmeridgiense basal. El cortejo transgresivo (TST) está caracterizado por un dispositivo retrogradante (superposición de los términos de rampa distal de la Fm. Loriguilla sobre los términos más proximales de la Fm. Sot de Chera) y abarca el Kimmeridgiense inferior. El cortejo de alto nivel del mar (HST) representa la progradación de las facies oolíticas y arrecifales de las Fms. Pozuel y Torrecilla sobre las facies micríticas de la Fm. Loriguilla y se extiende desde el Kimmeridgiense superior hasta el Titónico inferior p.p.

La secuencia superior o Titónico-Berriasiense se encuentra en clara relación de offlap sobre la secuencia precedente y está formada, en amplios dominios de la cuenca, por la Fm. Higuieruelas y en las zonas marginales por las Fms. Ciria y Villar del Arzobispo (fig. 3). Se extiende hasta el Berriasiense medio, tal y como muestra el análisis de la flora de carofitas y la presencia de *Anchispirocyclina lusitanica* hacia la parte superior de la unidad. Los datos paleontológicos disponibles y la evolución vertical y lateral de facies observada en esta secuencia no permiten establecer un esquema preciso de la distribución de los cortejos sedimentarios. Por lo general, esta unidad presenta un marcado dispositivo progradante (cortejo de alto nivel del mar, HST), si bien los materiales de la base muestran un dispositivo retrogradante, que podría corresponder al cortejo transgresivo (TST).

#### *Las secuencias deposicionales del sector de Albacete*

En el sector de Albacete, el análisis de las discontinuidades sedimentarias de carácter regional ha permitido realizar la división de los materiales estudiados en secuencias deposicionales. En concreto, se han identificado dos secuencias deposicionales que, en función de su edad y evolución sedimentaria, se consideran equivalentes laterales a las Secuencias Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense definidas previamente en la Cordillera Ibérica (fig. 3).

Al igual que en otros dominios más septentrionales, la Secuencia Kimmeridgiense está constituida por las Fms. Sot de Chera y Loriguilla en sus dominios de sedimentación medios y distales (este de la zona de estudio). Estas unidades pasan lateralmente hacia las zonas marginales (hacia el oeste) a las calizas oolíticas y arenosas de la Unidad de Albacete (fig. 3.3). De acuerdo con esta distribución, la Unidad de Albacete ocuparía una posición estratigráfica similar a la de las Fms. Pozuel y Torrecilla.

El límite inferior de la Secuencia Kimmeridgiense corresponde, en los perfiles más orientales, al contacto entre las calizas bioclásticas y con esponjas del Oxfordiense superior y las margas de la Fm. Sot de Chera. Se trata de un brusco cambio litológico y de facies, que marca un importante cambio en las condiciones y tipo de sedimentación. Al igual que ocurre en la Cordillera Ibérica, esta discontinuidad se encuentra hacia la parte media de la Biozona *Planula* (Behmel, 1970; perfil 15, fig. 1). En las zonas más occidentales, este límite presenta evidencias de exposición subaérea, ya que a techo de las calizas con esponjas del Oxfordiense se encuentra una superficie de paleokarstificación (perfiles 2 y 3, fig. 1). Localmente, esta discontinuidad se sitúa sobre una serie predominantemente arenosa y margosa de espesor

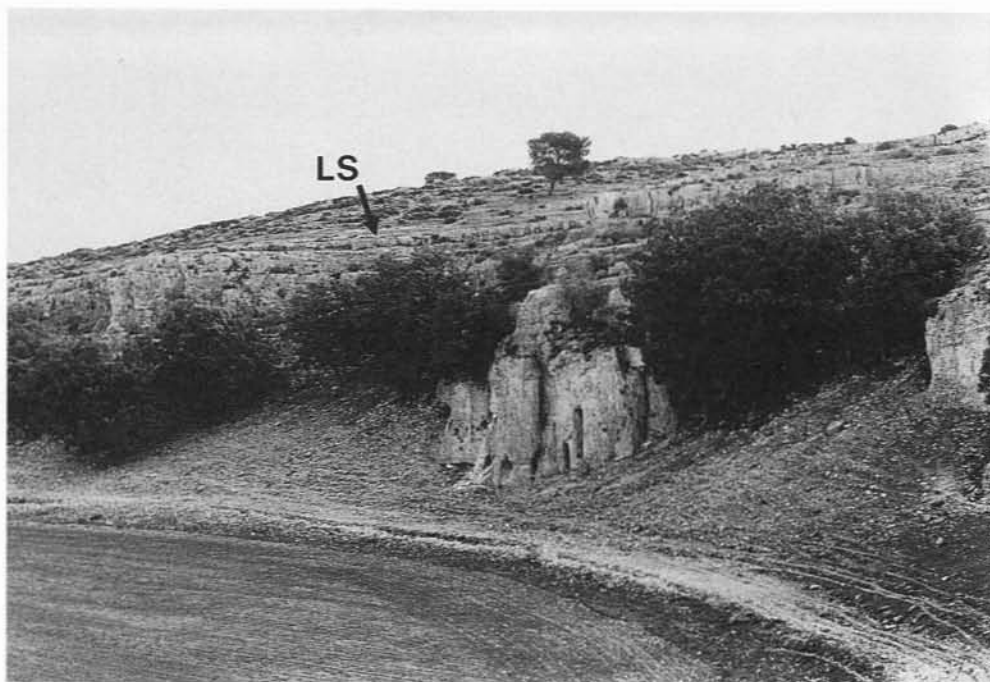


Fig. 4.—Vista general de la Unidad de Albacete y de la parte inferior de la Fm. Higuieruelas en Las Pezizas (perfil 12). LS indica el límite entre las Secuencias Kimmeridgiense (Unidad de Albacete) y Titónico-Berriasiense (Fm. Higuieruelas).

variable (5 a 20 m), en cuyo techo se ha encontrado un nivel con ammonites de la biozona *Bimmammatum* (*Orthosphinctes Orth. delgadoi*) (perfil 8, fig. 1).

El límite superior de la Secuencia Kimmeridgiense es una discontinuidad que, en los perfiles más orientales, se manifiesta como una paraconformidad en el límite entre la Fm. Loriguilla y la Fm. Higuieruelas. Al igual que ocurre en amplios dominios de la Cordillera Ibérica, este brusco cambio de facies representa una importante discontinuidad sedimentaria (Aurell y Meléndez, 1993). En los perfiles intermedios, este límite se ha situado en el contacto entre las facies arenosas y oolíticas de la Unidad de Albacete y las calizas oncolíticas de la Fm. Higuieruelas (fig. 4). Localmente, esta discontinuidad viene marcada por la presencia de un nivel con señales de retrabajamiento edáfico (perfil 12, fig. 1). En los perfiles más occidentales la Fm. Higuieruelas está ausente, de forma que sobre los materiales de la Unidad de Albacete se disponen las margas del Barremiense.

La Secuencia Titónico-Berriasiense está constituida por los materiales de la Fm. Higuieruelas. En el área estudiada, esta unidad no sobrepasa el Titónico (Fourcade, 1970). Su límite superior corresponde a una importante discontinuidad sedimentaria puesto que sobre los materiales de esta secuencia se encuentran las margas del Barremiense (Arias, 1978).

#### Análisis de facies

Los resultados expuestos en este apartado están basados en el análisis de 15 perfiles estratigráficos, cuya distribución se muestra en la figura 1. La representación sintética de los cinco perfiles más significativos puede verse en las figuras 5 y 6. Los diferentes tipos de facies fueron caracterizados mediante los métodos tradicionales de análisis sedimentológico en campo y laboratorio. Las muestras recogidas en el campo se estudiaron en secciones pulidas, levigados y láminas delgadas mediante lupa binocular y microscopio petrográfico. El estudio de la distribución de los diferentes tipos de facies ha permitido establecer paneles de correlación y mapas de facies en los que se muestra su distribución (figs. 7 y 8).

#### Fm. Sot de Chera

La Fm. Sot de Chera presenta en el sector de Albacete gran variabilidad de potencia y de facies, con una potencia mínima de 3 m en las zonas occidentales (perfil 3, fig. 8) y máxima de hasta 68 m en las zonas centrales (perfil 5, figs. 6 y 8). Está formada esencialmente por margas con abundantes intercalaciones margocalcáreas (perfiles más orientales), que hacia las zonas proximales presenta un progresivo aumento en elementos detríticos. En estos sectores se han podido reconocer dos tipos de facies:

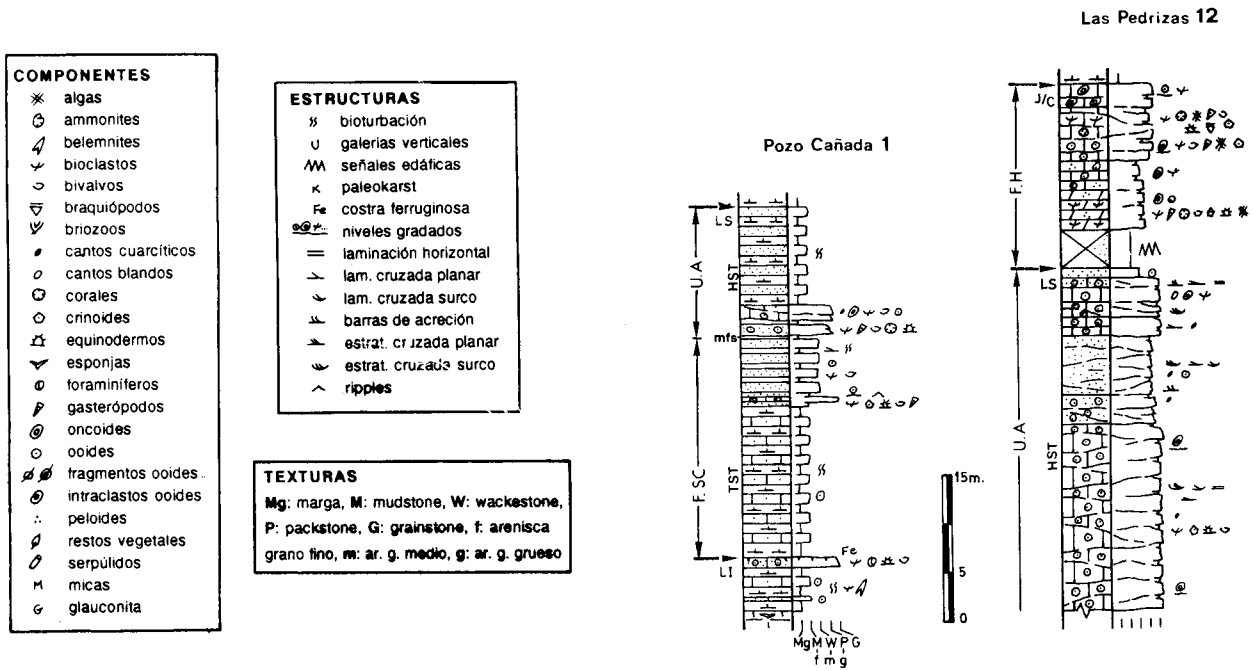


Fig. 5.—Representación de los perfiles de Pozo-Cañada (1) y Las Pedrizas (12), en los que se indica la distribución de las unidades litoestratigráficas (F.SC-Fm. Sot de Chera; F.L.-Fm. Loriguilla; U. A.-Unidad de Albacete; F.H.-Fm. Higuieruelas), y de las secuencias y cortejos sedimentarios (LI y LS-límites inferior y superior, respectivamente, de la Secuencia Kimmeridgiense; J/C- límite Jurásico-Cretácico, LST-cortejo de bajo nivel del mar; TST-cortejo transgresivo; HST-cortejo de alto nivel del mar).

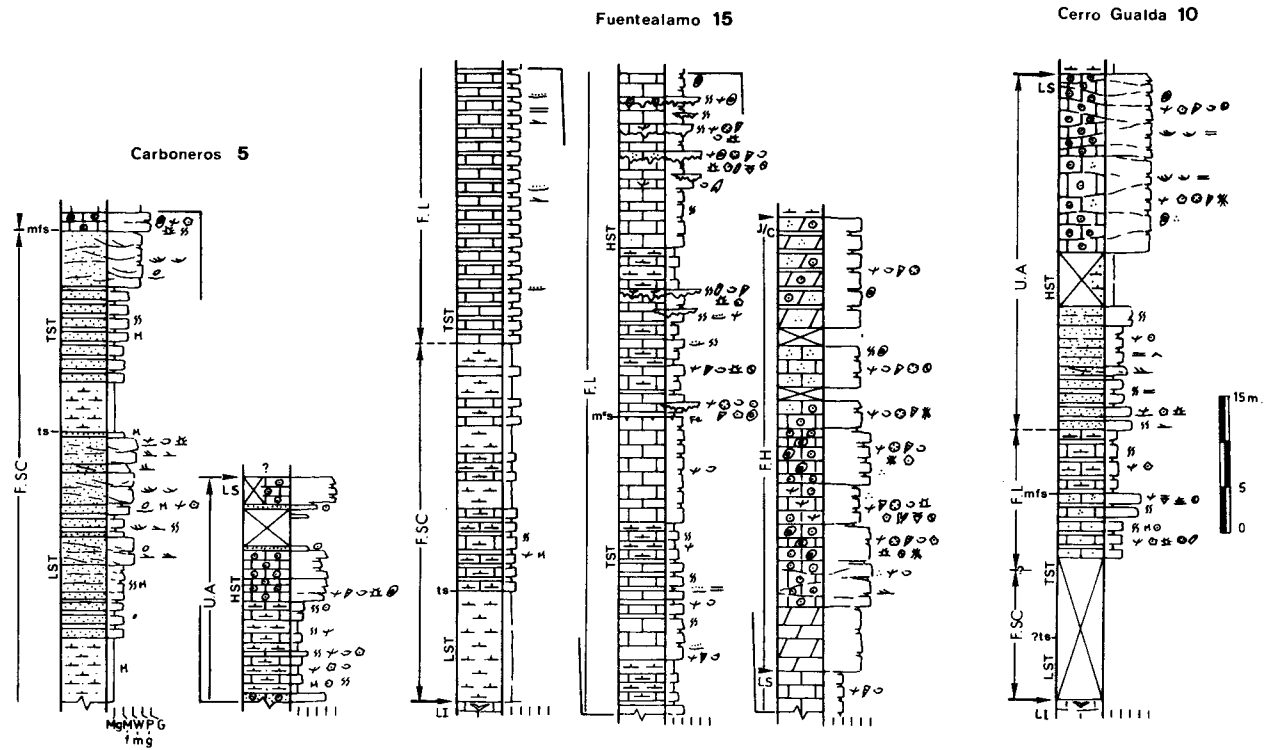


Fig. 6.—Representación de los perfiles de Carboneros (5), Fuente-Alamo (15) y Cerro Gualda (10). Leyenda de símbolos en la figura 5.

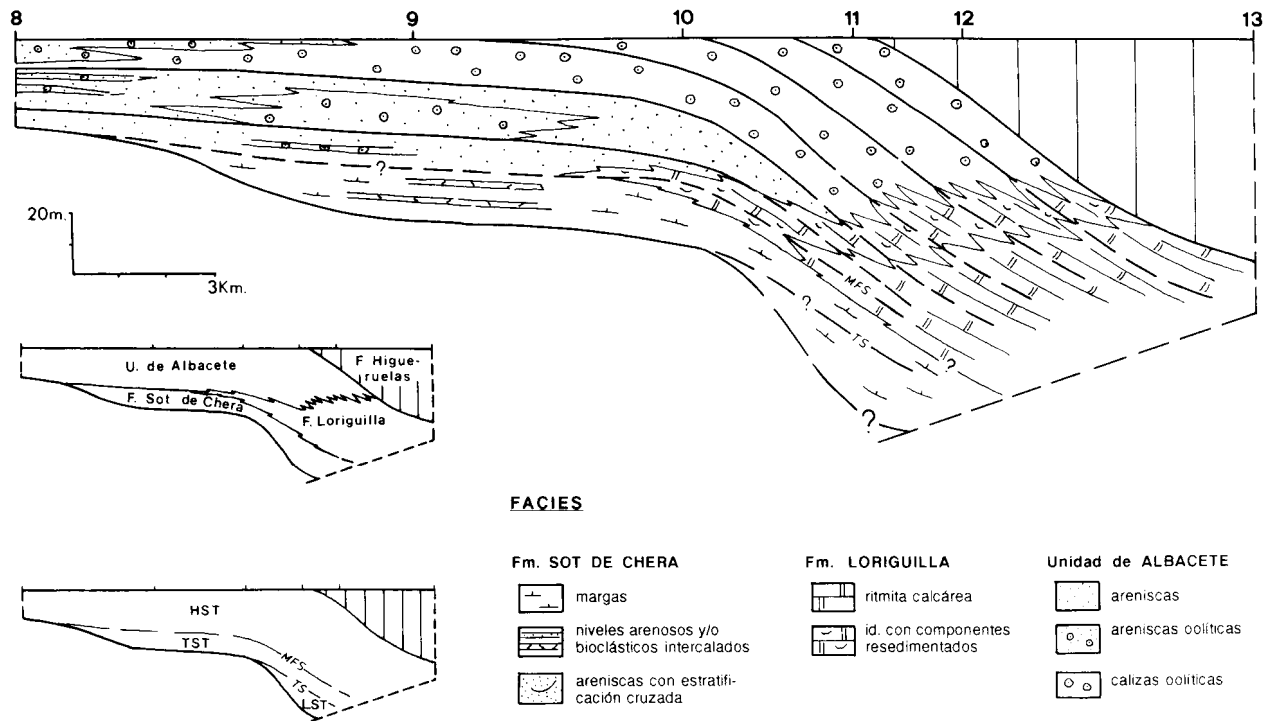


Fig. 7.—Panel de correlación de los perfiles septentrionales del sector de Albacete, en el que se muestra la distribución de facies, unidades litoestratigráficas y cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense (ver fig. 8 para su localización).

### 1. Facies de margas con niveles arenosos y/o bioclásticos intercalados

Consiste en margas y margocalizas, en bancos de 0,4 m de potencia, que presentan intercalaciones o forman alternancia con calizas arenosas, areniscas y niveles bioclásticos y oolíticos. En los perfiles meridionales predominan los niveles arenosos (calizas arenosas y areniscas), mientras que en los más septentrionales dominan las facies más carbonatadas (niveles oolíticos y bioclásticos). Las margas y margocalizas aparecen bioturbadas y localmente con ooides y bioclastos dispersos.

Las facies más arenosas están constituidas por calizas arenosas bioturbadas con ooides dispersos y areniscas de grano fino en niveles tabulares de 0,2 a 0,4 m, de gran continuidad lateral. Las areniscas pueden aparecer localmente dolomitizadas y con proto-ooides y bioclastos dispersos, formando incluso niveles centimétricos de acumulación con morfología de ripples.

Las facies bioclásticas y oolíticas están constituidas por packstones a grainstones bioclásticos y packstones oolítico-arenosos que forman niveles tabulares de gran continuidad lateral de 0,2 a 0,6 m de potencia. La facies de packstones a grainstones bioclásticos se caracterizan por la abundancia de fragmentos heterométricos de fósiles bentónicos (corales, algas, briozoos, chaetétidos) junto con otros bioclastos, y por la presencia de ooides y peloides. En ocasiones poseen morfología de barras de acreción lateral. La facies de packstones oolítico-arenoso está constituida por fragmentos de ooides, proto-ooides y peloides junto con clastos de cuarzo de tamaño arena fina a media y escasos bioclastos. Localmente aparecen como niveles gradados de acumulación.

### 2. Facies de areniscas con estratificación cruzada

En el sector más meridional está presente, junto a la facies de margas, una facies arenosa que se ha denominado genéricamente,

facies de areniscas con estratificación cruzada, aunque incluye también facies arenosas en niveles tabulares. En el perfil 1 (figs. 5 y 8), esta facies se presenta como areniscas de grano fino a medio en bancos tabulares de hasta 1 m de potencia con laminación cruzada planar.

En el perfil 5 (figs. 6 y 8), donde esta facies aparece mejor representada, está constituida por dos secuencias de somerización estrato y granocrecientes, que tienen como base la facies de margas (fig. 9). Ambas secuencias están formadas en su parte inferior por areniscas de grano fino a medio bioturbadas y poco cementadas, dispuestas en bancos tabulares de 0,2 a 0,4 m de potencia, con intercalaciones margosas. Sobre estas areniscas se desarrolla un complejo de facies con estructuras variadas, más completo en la secuencia inferior. La secuencia inferior presenta de base a techo los siguientes términos: areniscas de grano medio poco cementadas con sets de estratificación cruzada planar de hasta 1,5 m de potencia y laminación cruzada planar; areniscas de grano fino en bancos tabulares de 0,3 m, ocasionalmente con estratificación cruzada en surco, en alternancia con margas arenosas bioturbadas; areniscas de grano medio en bancos de 0,3 m a la base y 1 m a techo, con estratificación cruzada en surco, y niveles de acumulación de cantos blandos; areniscas de grano medio a grueso, con morfología de barras de acreción lateral a la base y estratificación cruzada planar hacia techo en sets de hasta 1 m de potencia. Las medidas de paleocorrientes realizadas en los niveles con estratificación cruzada planar, indican un sentido de migración en torno a 90°-110°. A techo de este tramo aparece una superficie de acumulación de bivalvos.

En la secuencia superior, sobre las areniscas de grano fino en bancos tabulares, aparece un tramo de areniscas de grano medio a grueso, con sets de estratificación cruzada en surco de 0,3 m de potencia y niveles de acumulación de cantos blandos. La dirección del eje de los surcos es de 150° a 180°.



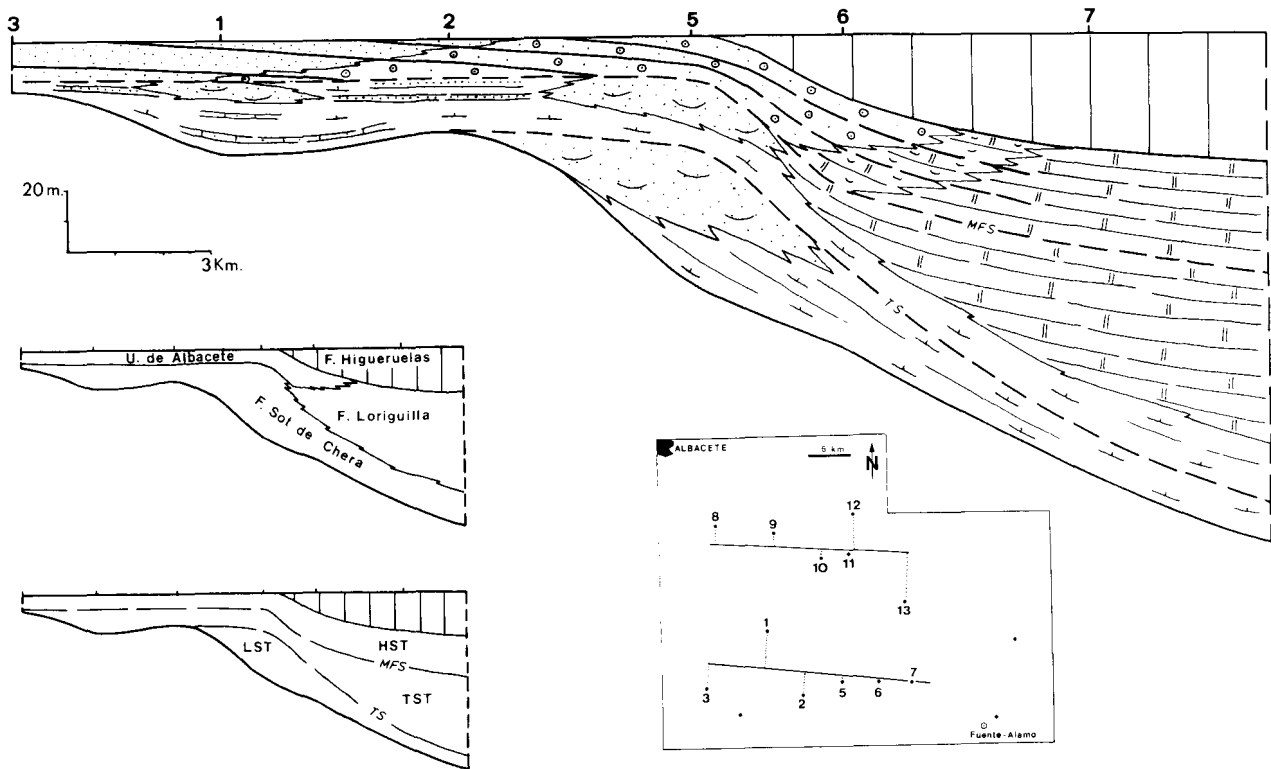


Fig. 8.—Panel de correlación de los perfiles meridionales del sector de Albacete, en el que se muestra la distribución de facies, unidades litoestratigráficas y cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense. Leyenda de facies en la figura 7.

**Fm. Loriguilla**

La Fm. Loriguilla está presente en los perfiles más orientales, mostrando un progresivo aumento de potencia desde las zonas más occidentales. La potencia máxima es de 112 m (perfil 15, fig. 6) y la mínima medida es de 14 m (perfil 10, figs. 5 y 8). Dentro de esta formación se han diferenciado dos tipos de facies, que se encuentran en relación de cambio lateral.

**1. Facies de ritmita calcárea**

Está constituida por una alternancia de ritmos marga-caliza, con predominio de este segundo término. Las calizas son mudstones algo limosos, en bancos tabulares de 0,3 a 0,5 m de potencia, que presentan bioclastos dispersos y abundante bioturbación (en ocasiones de tipo *Chondrites*). Localmente llegan a ser wackestones de bioclastos (bivalvos y equinodermos, principalmente) con ooides dispersos y láminas arenosas centimétricas. Los niveles margosos presentan potencias inferiores a 0,3 m, y en ocasiones pueden formar alternancia con margocalizas.

En esta facies, aparecen localmente niveles de acumulación de bioclastos y oncoides, en bancos tabulares de 0,2 a 0,5 m de potencia o como niveles erosivos de base irregular a techo de los bancos. Están constituidos generalmente por packstones a grainstones de peloides, bioclastos y oncoides, cuyas principales características son la alta heterometría y la variedad de bioclastos (bivalvos, equinodermos, crinoides, serpúlidos, corales, algas, braquiópodos, gasterópodos, foraminíferos). Se reconocen diferentes tipos de oncoides, aunque predominan las formas complejas e irregulares (tipos III y IV; Dahanayake, 1977), con núcleos bioclásticos y ferruginizados. Ocasionalmente pueden aparecer niveles de encostramiento algal, con abundantes fragmentos de serpúlidos.

**2. Facies de ritmita calcárea con elementos resedimentados**

Hacia las zonas occidentales, la facies de ritmita calcárea pasa lateralmente a una facies caracterizada por la abundancia de elementos resedimentados. Esta conserva la tendencia rítmica típica de la formación, pero incluye mayor variedad de tipos litológicos. Así, en perfil 6 (fig. 8), se reconocen, a techo de la facies de ritmita calcárea, wackestones bioclásticos y arenosos muy bioturbados, formando bancos de 0,3 a 0,5 m de potencia, con intercalaciones margosas. Presentan abundantes bioclastos de bivalvos, gasterópodos, equinodermos y crinoides, y en menor proporción ooides ferruginizados. Localmente, poseen láminas arenosas centimétricas. En el perfil 10 (figs. 6 y 7), esta facies está constituida por calizas arenosas y packstones peloidales bioturbados, con ooides y bioclastos dispersos, y margas y margocalizas a techo. En el perfil 11 (fig. 7), la facies está formada por secuencias estratocrecientes de 2 a 4 m de potencia, que presentan a la base, areniscas oolíticas en bancos de 0,3 m de potencia, muy bioturbadas y a techo packstones oolíticos arenosos, en bancos de 0,5 m.

**Unidad de Albacete**

La Unidad de Albacete está constituida por un conjunto de facies predominantemente arenosas y oolíticas, con potencias constantes en torno a los 30 m en los perfiles septentrionales y en torno a los 15 m en los más meridionales. Dentro de esta unidad se han diferenciado tres tipos de facies:

**1. Facies de areniscas**

Están constituidas principalmente por areniscas de grano fino a medio, en bancos tabulares de 0,2 a 0,5 m de potencia, con inter-

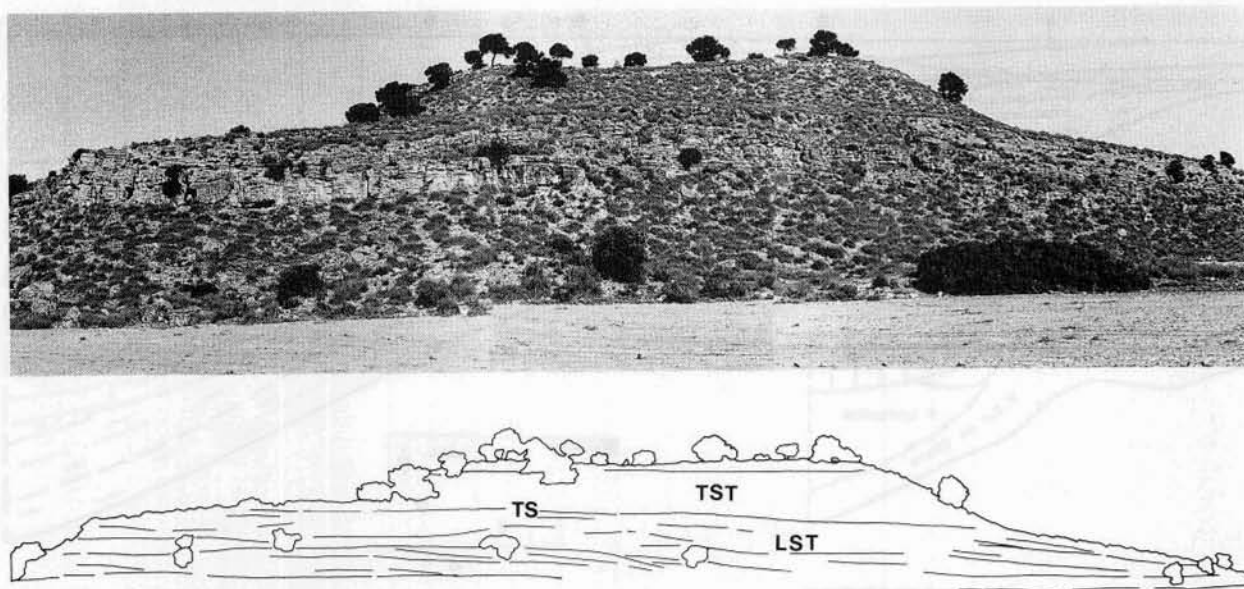


Fig. 9.—La Fm. Sot de Chera en perfil de Carboneros (perfil 5). Se observa las facies de areniscas con estratificación cruzada sobre las facies de margas (LST). A techo de estas areniscas se dispone la superficie de transgresión (TS).

calaciones de margas arenosas. Ocasionalmente, aparecen alternancias de margas y margocalizas, o niveles tabulares de 0,5 m de calizas arenosas. En general, se trata de facies muy bioturbadas, con abundantes granos de micas y escasos bioclastos. Localmente las areniscas pueden presentar laminación horizontal y cruzada planar.

## 2. Facies de areniscas oolíticas

Este grupo de facies está formado por areniscas oolíticas, en bancos tabulares de 0,1 a 0,5 m de potencia, ocasionalmente con morfología de barras de acreción lateral. Presentan niveles de acumulación gradados (ooides y bioclastos) y laminación cruzada planar. Localmente están asociadas a margas bioturbadas y calizas arenosas con ooides. En el perfil 8 (fig. 7) aparecen niveles con abundantes clastos redondeados de cuarzo, intraclastos oolíticos y de corales y chaetétidos, con diámetros de hasta 5 cm. Las areniscas oolíticas son generalmente packstones arenoso-oolíticos, con clastos de cuarzo subangulosos de tamaño arena media, con envueltas proto-oolíticas. Los ooides, que pueden llegar a constituir el 30 % de la roca, presentan diámetros variables (hasta 2 mm), láminas generalmente de tipo 3 (Strasser, 1976) y núcleos de granos de cuarzo y bioclastos. Aparecen en su mayoría fragmentados y ferruginizados. La facies es en general poco bioclástica y muy heterométrica.

## 3. Facies de calizas oolíticas

Esta facies aparece representada únicamente en los perfiles septentrionales. Está constituida por grainstones y packstones oolíticos localmente arenosos, en bancos tabulares o en cuerpos de estratificación cruzada planar de 0,2 a 1,5 m de potencia, y barras de acreción lateral de 0,3 m. Presentan laminación cruzada planar en ocasiones de bajo ángulo, laminación horizontal y galerías de bioturbación verticales. Destacan algunos niveles arenosos con alta concentración de clastos cuarcíticos bien redondeados, de hasta 4 cm de diámetro, y de intraclastos oolíticos redondeados de hasta 7 cm. La microfacies es generalmente homométrica. El esqueleto está constituido por ooides muy esféricos, con diámetros de 2 mm, láminas regulares de tipo 3 (Strasser, 1976) y núcleos de cuarzo y bioclásticos. Los bioclastos y oncooides son escasos.

## Formación Higuieruelas

La Fm. Higuieruelas sólo está presente en los perfiles orientales, con potencias que varían de 12 m a 84 m. Se han diferenciado dos grandes grupos de facies. Un primer conjunto está constituido por facies granosostenidas con gran variedad de componentes carbonatados (oncooides, ooides y peloides), que se encuentran hacia la base de la unidad. A diferencia de éste, el segundo conjunto incluye facies no granosostenidas y en general altamente bioturbadas y con escasos oncooides y ooides. Se localiza a techo de la Fm. Higuieruelas y presenta potencias crecientes hacia las zonas orientales de hasta 50 m.

### 1. Facies oncolíticas, oolíticas y peloidales

Se trata de facies de packstones y grainstones oncolíticos, oolíticos y peloidales. Presentan normalmente una intensa mezcla de componentes, aunque en ocasiones se organizan en secuencias con términos oncolíticos a la base y oolíticos a techo, en los que se intercalan las facies peloidales. Las facies oolíticas aparecen en bancos tabulares de 0,5 m de potencia o barras de acreción lateral de 0,2 a 0,3 m. Son packstones a grainstones oolíticos, con ooides de tipo 3 (Strasser, 1986), que poseen núcleos de cuarzo y bioclásticos. La facies es muy homométrica y presenta escasos bioclastos y oncooides.

Las facies oncolíticas se presentan en bancos tabulares de 0,5 a 1 m de potencia y localmente en cuerpos de estratificación cruzada de bajo ángulo, con bioturbación y niveles de acumulación gradados. En general, están constituidos por packstones y grainstones oncolíticos con micro-oncooides de tipo I y en menor proporción oncooides de tipo II y III (Dahanayake, 1977). Junto a los oncooides, que constituyen el 20-30 % de los componentes, aparecen ooides y bioclastos en ocasiones de gran talla (corales, gasterópodos, bivalvos, equinodermos, algas y forámiferos bentónicos). La facies es altamente heterométrica. Sin embargo, en dominios más distales la facies es muy homométrica y presenta escasa mezcla de componentes, con presencia casi exclusiva de oncooides de tipo I y II de formas esféricas y diámetros entre 1 y 3 cm.

Las facies peloidales aparecen como niveles de 0,3 a 0,7 m, intercalados en las facies oncolíticas y oolíticas. Se trata de packs-

tones de peloides de diámetros inferiores a 0,5 mm, con escasos ooides y oncooides, y con acumulaciones locales de bioclastos (foraminíferos bentónicos, gasterópodos, bivalvos, corales, algas y equinodermos). En el perfil 12 (fig. 5) se ha reconocido un tipo especial de facies, constituido por rudstones de corales, chaetétidos, algas y bioclastos de otros fósiles (gasterópodos, equinodermos, bivalvos, crinoides). Se presentan como niveles de escasa continuidad lateral y potencias de 1 a 2 m. La facies es muy heterométrica y se caracteriza por el gran tamaño de los bioclastos (hasta 10 cm). Lateralmente a estas facies aparecen facies oncolíticas y oolíticas con abundantes bioclastos y facies de mudstones con niveles de acumulación de oncooides.

## 2. Facies bioclásticas y peloidales bioturbadas

Este grupo de facies se sitúa hacia techo de la unidad y aparece bien representada en los perfiles más orientales. Se trata de facies de wackestones bioclásticos y packstones y grainstones de peloides y bioclastos, generalmente muy bioturbados en los que se intercalan niveles de margas arenosas y mudstones. Las facies de wackestones bioclásticos están organizadas en bancos de 0,2-0,4 m, y presentan bioturbación y ocasionales niveles de acumulación de ooides. La microfacies es altamente heterométrica y muestra señales de intensa micritización de los componentes. Estos son en su mayoría bioclastos de bivalvos, gasterópodos y en menor proporción foraminíferos bentónicos y braquiópodos. Presentan ooides resedimentados de tipo 4 a 5 (Strasser, 1986).

Las facies de packstones a grainstones de peloides y bioclastos aparecen en bancos tabulares de 0,5 m de potencia en ocasiones con niveles de acumulación de ooides y oncooides y laminación cruzada bimodal. La microfacies se caracteriza por la presencia de 20 a 25 % de peloides y 20 % de bioclastos en su mayoría de foraminíferos bentónicos (*E. virguliana*, miliólidos), bivalvos, gasterópodos y equinodermos. Destaca la abundancia de coprolitos de crustáceos y la presencia de bioturbación (*Thalassinoides*).

## Interpretación sedimentológica

El objeto de este capítulo es la caracterización sedimentológica y paleoambiental de los materiales estudiados. Para este análisis es de gran utilidad el potencial de correlación que permite la identificación de las secuencias de depósito y de sus cortejos sedimentarios. Cada uno de estos cortejos está caracterizado, entre otras cosas, por una evolución sedimentológica particular. De esta manera, el cortejo de bajo nivel mar suele ser progradante, el transgresivo muestra un dispositivo retrogradante, mientras que el cortejo de alto nivel del mar es progradante (e.g. Haq *et al.*, 1987). La presencia de estos dispositivos permite establecer sucesivos estadios de evolución y realizar esquemas de interpretación sedimentológicos en los que se muestra la relación horizontal y vertical de las facies dentro de cada estadio. Por lo tanto, el estudio de estas tendencias evolutivas facilita la correlación entre las facies y, de esta forma, permite alcanzar esquemas paleoambientales y paleogeográficos más precisos.

### *Los cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense*

La distribución horizontal y vertical de las facies dentro de la Secuencia Kimmeridgiense (figs. 7, 8 y

10) pone de manifiesto la existencia de tres episodios que presentan tendencias evolutivas bien diferenciadas. Esta información ha permitido diferenciar tres cortejos sedimentarios. A continuación se justifica la identificación de cada uno de los cortejos sedimentarios y se propone un modelo de sedimentación para cada uno de ellos.

## 1. El cortejo de bajo nivel del mar (LST)

El LST está constituido por los materiales que se sitúan entre el límite inferior de la secuencia (LI) y la superficie de transgresión (TS). Como se ha explicado anteriormente, en las zonas proximales el límite inferior de esta secuencia está representado por una superficie de exposición subaérea. En estas zonas, el LST está ausente, puesto que la superficie de transgresión se sitúa directamente sobre el límite de la secuencia. Así, en el perfil 2 (fig. 8), la superficie de transgresión se corresponde con un nivel con concentración de glauconita situado sobre la discontinuidad basal.

En las zonas intermedias este cortejo alcanza su mayor desarrollo vertical y corresponde a la parte inferior de la Fm. Sot de Chera (perfil 5, figs. 6 y 8). Se trata de una sucesión progradante en la que aparecen facies de margas en la base y facies de areniscas con estratificación cruzada a techo. La superficie de transgresión se ha situado en el nivel de inundación que representa el límite entre estas areniscas y las margas suprayacentes (fig. 9).

En las zonas más distales, el límite entre el LST y el TST se ha situado tentativamente en la parte media de la Fm. Sot de Chera, coincidiendo con la aparición de las primeras intercalaciones de bancos carbonatados (perfil 15, fig. 6). De acuerdo con esta interpretación, el LST estaría constituido únicamente por facies de margas. Teniendo en cuenta los datos de Behmel (1970), el límite superior de este cortejo se encuentra en la parte media de la biozona *Platynota* (Kimmeridgiense inferior).

La figura 10.A muestra el esquema de distribución horizontal de facies para el LST. De acuerdo con los datos expuestos anteriormente, en las zonas occidentales, existiría un dominio emergido. En los dominios de sedimentación más proximales se encontrarían los mayores espesores, con desarrollo de facies de areniscas con estratificación cruzada. La tendencia estrato y granocreciente y el desarrollo vertical de estructuras que muestran estas areniscas, permite interpretarlas como correspondientes a la progradación de un frente deltaico, con dirección de migración dominante hacia el este. En las zonas distales se

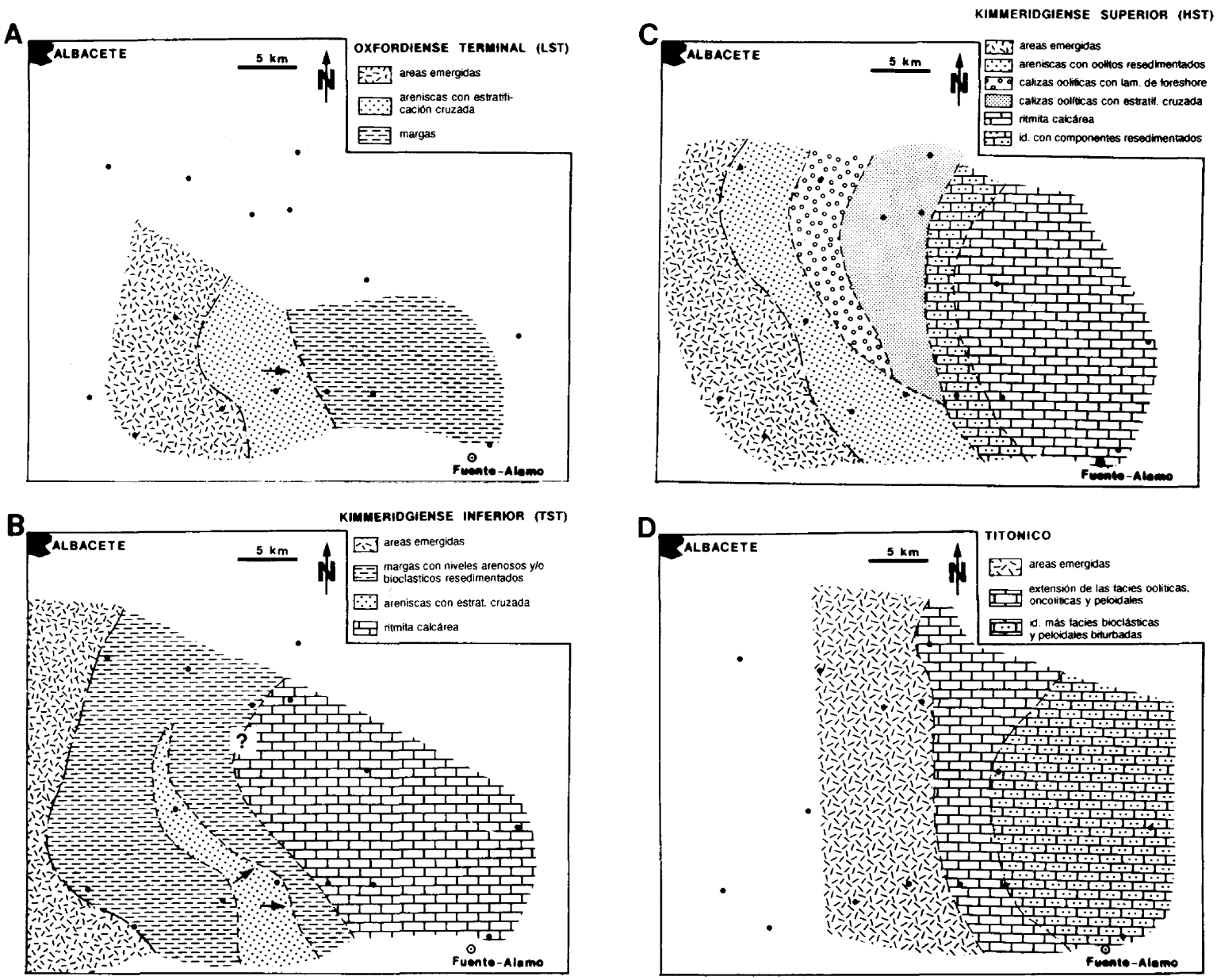


Fig. 10.—Distribución espacial de las facies. A: cortejo de bajo nivel del mar (LST) de la Secuencia Kimmeridgiense. B: cortejo transgresivo (TST). C: cortejo de alto nivel del mar (HST). D: Mapa de extensión de facies para la Secuencia Títonico-Berriasiense.

ha diferenciado un dominio constituido por facies de margas con escasos restos fósiles que se interpretan como pertenecientes a los dominios de prodelta.

## 2. El cortejo transgresivo (TST)

Corresponde a los depósitos situados entre la superficie de transgresión (TS) y la superficie de máxima inundación (MFS) e incluye los materiales de la parte superior de la Fm. Sot de Chera y de la parte inferior de la Fm. Loriguilla (figs. 7 y 8). Tal y como se observa en amplios dominios de la cuenca Ibérica, el carácter más distal de las facies rítmicas de la Fm. Loriguilla respecto a las margas y arenas de la Fm. Sot de Chera y su relación de cambio lateral de facies, define la presencia de un dispositivo retrogradante durante este cortejo.

La superficie de máxima inundación ha sido definida en función de criterios de distribución de facies. En concreto, viene marcada por el límite entre la retrogradación y la progradación de las facies y generalmente representa un cambio litológico brusco. En las zonas intermedias (perfil 5, figs. 6 y 8) corresponde al contacto entre la facies de areniscas con estratificación cruzada (parte superior de la Fm. Sot de Chera) y la facies de calizas oolíticas (Unidad de Albacete). En los perfiles más proximales esta superficie se ha localizado en la base de los primeros niveles de areniscas oolíticas (Unidad de Albacete), mientras que en los más distales está representada por la aparición de niveles de acumulación de bioclastos en la ritmita calcárea (Fm. Loriguilla). De acuerdo con la biozonación propuesta por Behmel (1970) en el perfil de Fuente-Alamo, la aparición de estos niveles corresponde, aproximadamente, con el inicio del Kimmeridgiense superior.

La figura 10.B muestra un esquema de distribución de facies para el TST. En las zonas proximales, adosadas a las áreas emergidas, se encuentran facies predominantemente margosas. En este dominio se individualiza una zona con desarrollo de facies de areniscas con estratificación cruzada y dirección de paleocorriente este a norte-noreste. La sedimentación durante este episodio tuvo lugar en una rampa dominada por tormentas. Al norte predomina la sedimentación de facies margosas con niveles de tempestitas carbonatadas (ooides y bioclastos). Al sur la sedimentación es de carácter más terrígeno, tal y como muestra la presencia de acumulaciones arenosas, que por acción del oleaje serían retrabajadas en la parte media de la rampa. Hacia las zonas distales, tendría lugar la acumulación del fango carbonatado con la formación de series rítmicas.

## 3. El cortejo de alto nivel del mar (HST)

El HST se sitúa entre la superficie de máxima inundación (MFS) y la discontinuidad superior (LS), límite entre las Secuencias Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense. Los materiales de este estadio corresponden a la Unidad de Albacete y a la parte superior de la Fm. Loriguilla. En los materiales de la Unidad de Albacete se reconocen varios cuerpos que definen una geometría en off-lap de muy bajo ángulo (figs. 7 y 8). Las variaciones laterales de facies observadas en cada uno de ellos permiten confirmar el carácter progradante de este episodio, ya que, desde las zonas más proximales y en relación de cambio lateral aparecen las facies de areniscas, areniscas oolíticas y calizas oolíticas de la Unidad de Albacete. Hacia las zonas distales, estas facies pasan lateralmente a las facies de ritmita calcárea de la Fm. Loriguilla, existiendo entre ambas una franja de facies rítmicas con elementos resedimentados.

La figura 10.C muestra un esquema de distribución de facies para la parte media de este estadio. En la zona occidental existe un área emergida, que se sitúa respecto al estadio anterior ligeramente más hacia el este. El dominio de sedimentación más proximal presenta facies de areniscas y areniscas oolíticas. Hacia el norte, estas facies pasan lateralmente a facies predominantemente oolíticas. Dentro de este conjunto se diferencia una zona proximal con depósito de calizas oolíticas en una situación litoral (facies con laminación de foreshore) y otra distal con desarrollo de barras oolíticas submareales. Adosado a las facies de calizas oolíticas al norte y areniscas oolíticas al sur, aparece el dominio de la ritmita calcárea, que presenta una zona de transición con elementos resedimentados.

Esta distribución de facies permite dividir la rampa en tres dominios (fig. 11). En la zona interna de la rampa tiene lugar la sedimentación de facies predominantemente arenosas, con desarrollo de facies de areniscas y areniscas oolíticas en los dominios más someros. Próximo a las zonas medias de la rampa se desarrollan facies oolíticas que definen un cordón litoral de carácter discontinuo (facies con laminación de foreshore). En la parte media de la rampa, situada entre el nivel de base del oleaje y el nivel de base de tormentas, se depositan facies de areniscas oolíticas (con fragmentos de ooides provenientes de las facies oolíticas adyacentes) y barras oolíticas submareales. En tránsito hacia la zona externa de la rampa se encuentra una franja de facies de ritmita calcárea con elementos resedimentados. En la parte externa de la rampa, por debajo del nivel de base de tormentas, tiene lugar la sedimentación del fango carbonatado (ritmita calcárea).

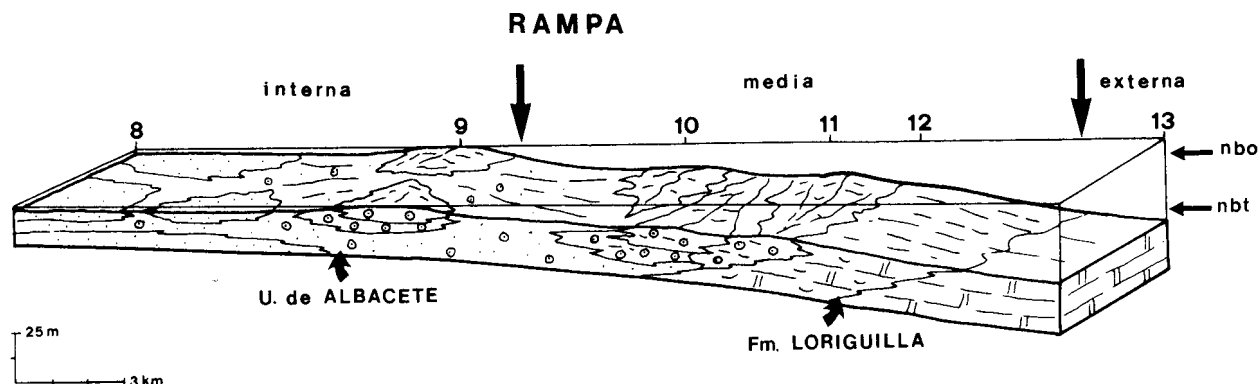


Fig. 11.—Modelo de sedimentación para la parte media del cortejo de alto nivel del mar (HST) de la Secuencia Kimmeridgiense en los perfiles septentrionales del sector de Albacete (nbo: nivel de base del oleaje, nbt: nivel de base de tormentas).

### La Secuencia Titónico-Berriasiense

Para la Secuencia Titónico-Berriasiense, la limitada extensión de los afloramientos estudiados no ha permitido definir con precisión los cortejos sedimentarios. En la figura 12.A se muestra un modelo de sedimentación en el que se integran las diferentes asociaciones de facies reconocidas. En la zona media de la rampa, se desarrollaron barras submareales oncolíticas y oolíticas, en cuyas zonas protegidas o de sombra tendría lugar la acumulación de las facies peloidales (conjunto de facies oncolíticas, oolíticas y peloidales). En esta zona aparecen localmente pequeñas bioconstrucciones de corales. El conjunto de facies peloidales y bioclásticas bioturbadas corresponden a depósitos en medios de rampa interna. Así, las facies de packstones de peloides y bioclastos corresponden a los depósitos de cordón litoral y las facies de wackestones de bioclastos representan los depósitos de lagoon.

Por lo general, estos dos conjuntos de facies se superponen definiendo un dispositivo progradante muy neto (fig. 12.B). Por otra parte, el mapa de extensión horizontal de estos conjuntos de facies muestra un progresivo desplazamiento mar adentro de la línea de costa (off-lap) durante el depósito de esta secuencia (fig. 10.D). Sin embargo, al igual que ocurre en otros sectores marginales de la cuenca Ibérica (Sierra de Albarraçín: Aurell, 1990), existen evidencias de una transgresión en el inicio de la secuencia. Así, localmente (perfil 12, figs. 5 y 12.B), sobre un nivel con señales de edafización se encuentran facies marinas progresivamente más abiertas. De esta manera, estos materiales definen un dispositivo retrogradante que podría corresponder al cortejo transgresivo (TST) de la secuencia. Los materiales progradantes suprayacentes corresponderían al cortejo de alto nivel del mar (HST).

### Discusión

#### *Evolución de la acomodación y relación con los aportes sedimentarios*

La distribución de facies observada es función de la relación entre las variaciones relativas del nivel del mar (acomodación: eustatismo más subsidencia) y los aportes sedimentarios (aportes detríticos provenientes del Macizo de la Meseta y producción de carbonatos en el medio de sedimentación). La identificación de distintas secuencias y cortejos sedimentarios permite ilustrar la evolución de la acomodación durante el Jurásico superior en el sector de Albacete.

En el Oxfordiense terminal (límite inferior de la secuencia Kimmeridgiense) tiene lugar una caída relativa del nivel del mar, que provoca el desplazamiento mar adentro de la línea de costa y consecuentemente, la emersión de las zonas proximales. Las facies deltaicas que se encuentran en las zonas medias progradaron durante esta fase de bajo nivel del mar (LST). Las medidas de paleocorriente indican aportes detríticos procedentes del Macizo de la Meseta. Hay que notar que, en coherencia con los datos expuestos en nuestro trabajo, en las zonas distales se reconoce una sucesión predominantemente margosa cuyo contenido en minerales de la arcilla permite reconocer también la influencia de los macizos emergidos (perfil de Fuente-Alamo, López-Galindo *et al.*, 1992).

Durante el Kimmeridgiense inferior (TST) tiene lugar una fase de ascenso relativo del nivel del mar que determina la existencia de un dispositivo retrogradante y el progresivo onlap sobre el margen del Macizo Ibérico. La elevada tasa de aportes terrígenos en los sectores meridionales implica la aparición de barras arenosas en la zona media de la rampa. En los dominios más distales esta fase transgresiva del

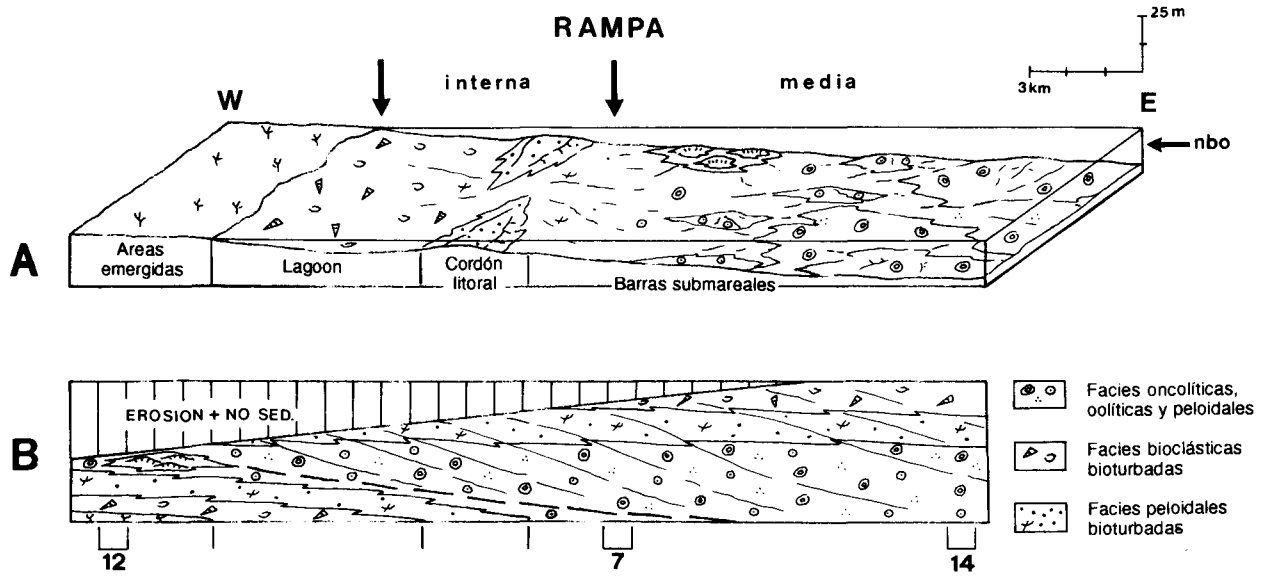


Fig. 12.—La Secuencia Titónico-Berriasiense en el sector de Albacete. **A:** Distribución de ambientes y facies en la rampa carbonatada (nbo: nivel de base del oleaje). **B:** Distribución sintética de las facies en una sección transversal a la cuenca. Los números en la parte inferior indican perfiles de referencia. No se ha mantenido la escala vertical.

Kimmeridgiense inferior viene marcada por el incremento en carbonato y la disminución de los minerales de la arcilla mientras que, a partir del nivel interpretado en nuestro trabajo como superficie de máxima inundación, se observa un incremento neto en estos minerales (López-Galindo *et al.*, 1992).

La progradación durante el Kimmeridgiense superior de las facies de la Unidad de Albacete sobre los materiales de la Fm. Loriguilla se interpreta como respuesta a una estabilización relativa del nivel del mar (HST). La acomodación creada en la cuenca durante este episodio tiende a ser compensada por la alta producción de carbonato (mayor en las zonas septentrionales) y por los aportes terrígenos provenientes del Macizo.

En el límite entre las Secuencias Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense, tienen lugar un importante desplazamiento mar adentro de la línea de costa, consecuencia de una caída relativa del nivel del mar. Después de la transgresión del Titónico inferior, la alta producción de carbonatos implica un dispositivo progradante muy neto y una geometría en off-lap en el transcurso de la Secuencia Titónico-Berriasiense.

*Factores de control en la sedimentación*

En sectores septentrionales de la Cordillera Ibérica existen afloramientos de materiales del Jurásico superior, que ocuparon dominios paleogeográficos similares a los estudiados en la región de Albacete. Es-

tos se localizan, en concreto, al suroeste de Zaragoza (Bádenas *et al.*, 1993) y al oeste de Teruel (Sierra de Albarracín: Aurell, 1990) (fig. 13). La comparación entre estos sectores, permite afirmar que la distribución estratigráfica, la geometría y el dispositivo sedimentológico de las secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios del Jurásico superior es similar en amplios dominios de la cuenca Ibérica. Sin embargo, existen diferencias significativas entre los tipos de facies y entre los modelos de sedimentación deducidos para cada uno de los sectores. El conocimiento de estas analogías y diferencias permite establecer hipótesis acerca de la amplitud y carácter de los factores que controlaron la sedimentación durante el depósito de las secuencias estudiadas. Estos factores se pueden articular en los siguientes apartados:

1. Variaciones relativas del nivel del mar

La curva de variación relativa del nivel del mar deducida para el sector de Albacete a partir de la distribución de facies y de la edad de las secuencias y cortejos sedimentarios es semejante a la propuesta en los sectores más septentrionales. Así pues, el descenso relativo del nivel del mar al final del Oxfordiense, el ascenso del Kimmeridgiense inferior, la estabilización y caída del nivel del mar en el Kimmeridgiense superior, el ascenso del Titónico basal y su posterior estabilización o ligera caída, se reconocen a escala de cuenca Ibérica. Este hecho sugiere que es-



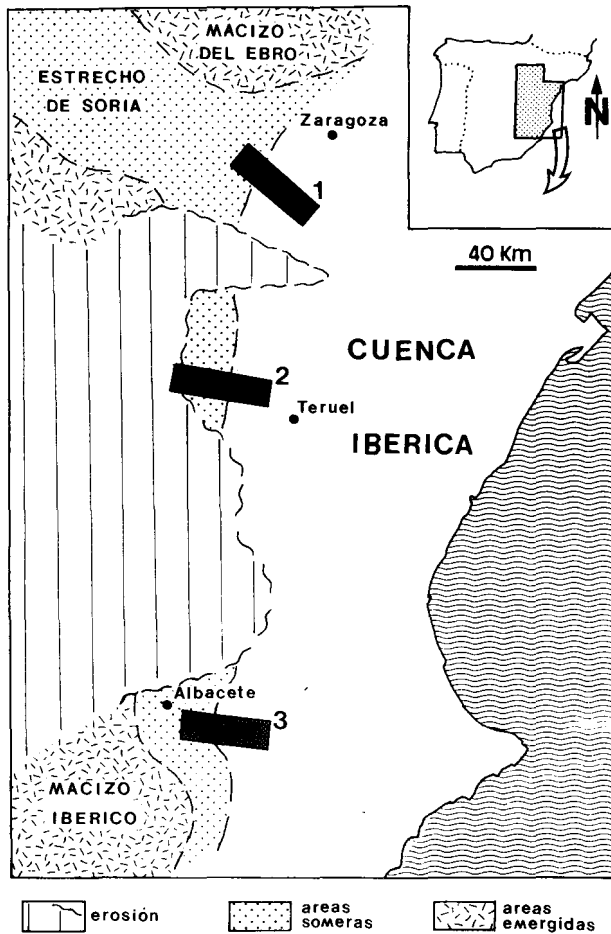


Fig. 13.—Esquema paleogeográfico de la cuenca Ibérica durante el Kimmeridgiense, en el que se muestra la localización del sector estudiado (n. 3) y de los sectores de Zaragoza (n. 1) y Albarra-cín (n. 2).

tas variaciones del nivel del mar estuvieron condicionadas por un agente que afectó, al menos, a la cuenca Ibérica en su conjunto. En trabajos previos, se propone que estas variaciones están relacionadas con fenómenos tectono-eustáticos de carácter regional (Aurell, 1991; Aurell y Meléndez, 1993; Marques *et al.*, 1991).

## 2. Aportes terrígenos y emplazamiento paleogeográfico

La ubicación paleogeográfica de cada sector determina en gran medida las diferencias respecto a los tipos de facies presentes (fig. 13). Durante el depósito de la secuencia Kimmeridgiense, la ubicación del sector de Zaragoza (sector 1) en la zona de enlace con el Estrecho de Soria, determina la existencia de condiciones de alta comunicación y circulación marina.

Estas condiciones permitieron el crecimiento de arrecifes de corales y el desarrollo de sand waves oolíticos (Alonso y Mas, 1990; Bádenas *et al.*, 1993).

En el sector de Albacete (sector 3), la proximidad del macizo Ibérico determina la presencia de altas tasas de aportes terrígenos y circulación más restringida. De esta manera: (1) Las condiciones de baja circulación marina implican tanto la escasez de nutrientes como la disminución del efecto de las tormentas. Ambos factores son poco favorables para el crecimiento coralino y el desarrollo de bedforms oolíticos de gran dimensión. (2) La alta influencia siliciclástica se traduce en la presencia de facies deltáicas y en la abundancia de facies arenosas en los tres cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense. La distribución de estos aportes terrígenos permite postular la existencia de una zona emergida elongada, dirigida hacia el este, que se localizaría al sur del sector estudiado (Fourcade, 1971).

## 3. Producción de carbonato. Origen del fango carbonatado

En las zonas distales de la rampa Kimmeridgiense tiene lugar la sedimentación de fango carbonatado, que da lugar a potentes series rítmicas (Fm. Loriguilla). Para el sector más septentrional (sector 1), se ha postulado que la mayor parte de este fango carbonatado se originaría en las zonas arrecifales internas y sería transportado mar adentro por la acción de tormentas (Bádenas *et al.*, 1993). En el sector de Albacete no existen facies bioconstruidas en las zonas internas, si bien aparecen niveles de tormenta con acumulación de bioclastos de corales, chaetétidos y algas. Este hecho permite suponer la existencia de zonas colonizadas por organismos bioconstructores situadas al norte del sector estudiado, en las zonas con predominio de sedimentación carbonatada. Por otra parte, la presencia de abundantes fragmentos de algas induce a pensar que estos organismos contribuirían de igual manera a la producción de carbonato.

La sedimentación durante el Titónico-Berriasiense fue predominantemente carbonatada y se realizó en una rampa somera abierta, por encima del nivel de base de las tormentas, con una alta producción de carbonatos debida, fundamentalmente, a la acción de las algas. Esta producción de carbonatos fue superior a la acomodación, tal y como muestra el dispositivo progradante observado.

## Conclusiones

Los resultados obtenidos del análisis estratigráfico secuencial del Jurásico superior del noreste de la pro-



vincia de Albacete han permitido establecer nuevas precisiones en torno a la edad y distribución de las unidades litoestratigráficas utilizadas en trabajos previos. Se han reconocido dos secuencias deposicionales, que se consideran equivalentes laterales de las denominadas Secuencias Kimmeridgiense y Titónico-Berriasiense previamente definidas en sectores más septentrionales. La Secuencia Kimmeridgiense está constituida por tres unidades: las margas de la Fm. Sot de Chera, las areniscas y calizas oolíticas de la Unidad de Albacete y la ritmita calcárea de la Fm. Loriguilla. Sobre la Unidad de Albacete o, en sectores más distales, sobre la Fm. Loriguilla, se encuentra una discontinuidad sedimentaria de carácter regional, límite inferior de la Secuencia Titónico-Berriasiense (Fm. Higuieruelas).

La comparación de nuestros resultados con los obtenidos en otras zonas más septentrionales de la cuenca Ibérica, pone de manifiesto la coincidencia entre la posición estratigráfica de los límites de secuencias y de los cortejos sedimentarios. De esta manera, la variación de la acomodación con el tiempo durante el Jurásico superior (cambios relativos del nivel del mar) tuvo una evolución similar a lo largo de todo el ámbito de la cuenca Ibérica. El mecanismo que originó esta acomodación se interpreta como relacionado con cambios tectono-eustáticos de carácter regional.

Por otra parte, este análisis comparado demuestra también la existencia de sensibles diferencias entre las facies presentes a lo largo del margen Ibérico de la rampa Kimmeridgiense. Estas se interpretan como debidas al emplazamiento paleogeográfico particular de cada una de ellas. De esta manera, en los dominios localizados en las zonas bien comunicadas del Estrecho de Soria tuvo lugar el crecimiento de arrecifes de corales en las zonas internas de la rampa y el desarrollo de sandwaves oolíticos en sus zonas medias. Sin embargo, en el sector de Albacete la circulación marina fue más restringida, debido a su cercanía a las zonas emergidas del Macizo Ibérico. Esta restricción, combinada con el mayor aporte de materiales siliciclásticos, redujo el potencial de crecimiento coralino y disminuyó el efecto de las tormentas.

Hay que notar que, independientemente de las facies presentes en los dominios internos, las zonas medias y distales de la rampa Kimmeridgiense estuvieron ampliamente recubiertas por fangos carbonatados, con señales evidentes de resedimentación por tormentas (i.e., Fm. Loriguilla). El hecho de que en las zonas marginales del sector de Albacete se encuentren amplios dominios de sedimentación terrígena plantea cierta problemática a la hipótesis de que este fango carbonatado se originó, en su mayor parte, en las zonas internas de la rampa. Esta hipótesis

fue planteada por Bádenas *et al.* (1993), en la Cordillera Ibérica Septentrional, donde las zonas internas de la rampa Kimmeridgiense se encuentran ampliamente dominadas por crecimientos arrecifales.

#### AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo ha sido posible gracias a la ayuda económica ofrecida por el Instituto de Estudios Albacetenses (I.E.A.) y el proyecto PB89-0203 del M.E.C.

#### Referencias

- Alonso, A. y Mas, J. R. (1990). El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuad. Geol. Iber.*, 14, 173-198.
- Arias, C. (1978). *Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete*. Tesis doctoral. Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografías), 3, 229 págs.
- Azéma, J., Bourouilh, R., Champetier, Y., Fourcade, E. y Rangheard, Y. (1974). Rapport stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux entre la Chaîne Ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares. *B.S.G.F.* (7), XVI (2), 140-159.
- Atrops, F. y Meléndez, G. (1985). Kimmeridgian and lower Tithonian from the Calanda-Berge area (Iberian Chain, Spain): Some biostratigraphic remarks. *Proc. 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, Ed. Secret. Public. Univ. Zaragoza, 389 págs.
- (1991). Identification of systems tracts in low angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). *Sediment. Geol.*, 73, 101-115.
- Aurell, M. y Meléndez, A. (1993). Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain. In: *Stratigraphy and facies associations in a Sequence Stratigraphic framework* (Possamentier *et al.*, ed.), *Int. Assoc. Sediment., Spec. Pub.*, 18, 343-368.
- Bádenas, B., Aurell, M. y Meléndez, A. (1993). Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional). *Rev. Soc. Geol. de España*, 6 (3-4), 57-75.
- Behmel, H. (1970). Beitrage zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. V. Stratigraphie und Fazies in präbetischen Jura von Albacete und Nord-Murcia. *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 137, 1, 1-102.
- Dahanayake, K. (1977). Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. *Sediment. Geol.*, 18, 337-353.
- Fourcade, E. (1970). *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)*. These Doct. Univ., Paris, 427 págs.
- (1971). Le Jurassique dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques: les confins du Prebétique et des Chaînes Ibériques entre le rio Mundo et le rio Jucar (stratigraphie, zones a foraminiferes et paléogéographie). *Cuad. Geol. Iber.*, 2, 157-182.

- Foucault, A. (1971). Le Jurassique dans la partie orientale des Cordillères bétiques. Le Prebétique et le subbétique de Cazorla a Huescar. *Cuad. Geol. Iber*, 2, 137-156.
- García-Hernández, M. y López-Garrido, A. C. (1988). The Prebetic Platform during the Jurassic: a sedimentary evolution upon a distensive margin. *2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Lisboa, vol. actas, 1017-1030.
- Gómez, J. J. y Goy, A. (1979). Evolución lateral de las Unidades Litoestratigráficas del Jurásico en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol.*, 10, 83-93.
- Haq, B. H., Hardenbol, J. y Vail, P. R. (1987). Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Harland, W. D., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G. (1990). *A geological time scale 1989*, Cambridge University Press, Cambridge, 263 págs.
- Linares, L. (1976). Datos sobre las series Jurásico-Cretácicas en el sector Peñas de San Pedro-Chinchilla de Montearagón (prov. de Albacete). *Boletín Geológico y Minero*, LXXXVII-IV, 355-364.
- López-Galindo, A., Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F. J. (1992). Caracterización mineralógica del perfil de Fuente Alamo (prov. Albacete) y contribución a la reconstrucción ambiental del Kimmeridgiense basal en el Prebético Oriental. *III Congreso Geológico de España*, Actas, 1, 147-152.
- Marqués, B., Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F. J. (1991). Interactions between tectonics and eustasy during the Upper Jurassic and lowermost Cretaceous. Examples from the south of Iberia. *Bull. Soc. Géol. France.*, 162 (6), 1109-1124.
- 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.
- Strasser, A. (1986). Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33, 711-727.

Recibido el 29 de junio de 1993  
Aceptado el 25 de octubre de 1993