

El Kimmeridgiense de los Montes Universales (Teruel): Distribución de facies y variaciones del nivel del mar

BEATRIZ BÁDENAS y MARCOS AURELL

*Dpto. Ciencias de la Tierra,
Univ. de Zaragoza. 50.009-Zaragoza*

RESUMEN

El análisis de facies realizado en la rampa Kimmeridgiense en un sector marginal de la cuenca Ibérica (Montes Universales, Teruel), permite relacionar la distribución de facies con las variaciones relativas del nivel del mar. Una etapa inicial de nivel de mar bajo, en el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense, corresponde a la aparición de facies margosas de rampa interna y media con intercalaciones arenosas. La posterior transgresión del Kimmeridgiense inferior se reconoce por la retrogradación de las facies micríticas distales y la instalación de facies bioconstruidas en la zona media de la rampa. La subsecuente estabilización del nivel del mar en el inicio del Kimmeridgiense superior queda registrada por la progradación de barras oolíticas sobre las facies micríticas distales que, en las zonas de transición con las facies oolíticas, presentan abundantes niveles de tempestitas. Una lenta y prolongada etapa de caída del nivel del mar al final de este episodio (regresión forzada) viene indicada por el apilamiento en *offlap* de serie de cuerpos sedimentarios somerizantes. Al final del Kimmeridgiense tienen lugar un importante evento transgresivo, que implica el inicio de una nueva secuencia.

Los datos aportados en este trabajo permiten precisar interpretaciones previas, en las que se consideraba el Kimmeridgiense superior y el Titónico inferior como una etapa de nivel del mar alto. Por otra parte, los datos sedimentológicos aportados son coherentes con la hipótesis enunciada en trabajos previos de que gran parte del sedimento fangoso acumulado en las zonas externas de la rampa Kimmeridgiense debió originarse en sus dominios internos y medios, desde donde fue resuspendido por tormentas.

Palabras clave: Kimmeridgiense, cuenca Ibérica, rampa carbonatada, cortejos sedimentarios

ABSTRACT

A sedimentary model for the the Kimmeridgian ramp, based in a facies analysis carried out in a marginal area of the Iberian basin (Montes Universales, Teruel) is reported in this work. Facies distribution within the so-called Kimmeridgian Sequence has resulted in the identification of four systems tracts: (1) LST: marls and sandstones, related to continental siliciclastic input, covered inner and middle ramp areas during the lowstand of sea level episode which occurred at the Oxfordian-Kimmeridgian boundary; (2) TST: a fast early Kimmeridgian transgression resulted in reduced sedimentary rates and the opening of the sedimentary setting, allowing the growing of coralgal reef in middle ramp areas; (3) HST: a highstand of sea level episode at the onset of the late Kimmeridgian is indicated by the progradation of middle ramp oolitic sandwaves over the outer ramp micritic facies, which display abundant bioclastic and oolitic storm beds interlayered (i.e., tempestites); (4) FRST: faster progradation of marginal areas and offlap geometries at the end of the evolution of the ramp, are interpreted to be deposited during a forced regressive episode. Middle ramp was also covered by coralalgal patch reef (pinnacles) during this episode.

The data reported in this work gives additional support to the idea that most of the mud accumulated offshore should be originated in the coralgal and oolitic-dominated middle and inner ramp areas. This mud was suspended and resedimented offshore during storms, where it was accumulated. Offshore transport distances of this mud can not be directly measured. Coarse-grains (ooids, skeletal grains) are found to be resedimented some 4 Km offshore.

Key words: Kimmeridgian, Iberian basin, carbonate ramps, systems tracts.

INTRODUCCIÓN

La sedimentación durante el Kimmeridgiense en la cuenca Ibérica tuvo lugar en una extensa rampa carbonatada de escasa pendiente y gran extensión lateral, que presentó sus zonas más externas y profundas abiertas hacia el Este. Las zonas proximales de la rampa estuvieron dominadas por facies oolíticas y arrecifales, mientras que en las más distales tuvo lugar la acumulación de fango carbonatado. La relación entre los dominios proximales y distales de la rampa Kimmeridgiense ha podido ser estudiada de los afloramientos de Ricla (provincia de Zaragoza; Bádenas et al., 1993a) y de las proximidades de Albacete (Bádenas *et al.*, 1993b), donde coexisten las facies características de ambos dominios (Fig. 1). Estos estudios permitieron enunciar

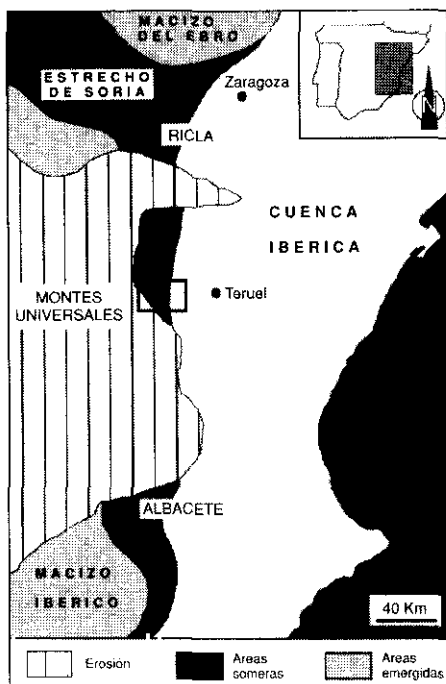


Fig. 1.—Reconstrucción paleogeográfica del Este de la Península Ibérica durante el Kimmeridgiense (Jurásico superior), en la que se ha enmarcado el sector estudiado.

Fig. 1.—Palaeogeographical map of Eastern Iberia during Kimmeridgian (Late Jurassic), showing the location of the Montes Universales area.

una serie de hipótesis en torno a aspectos tales como el origen del fango carbonatado acumulado en las zonas distales o el papel de las tormentas en la geometría y evolución de la rampa.

Los afloramientos del Jurásico superior del sector suroriental de los Montes Universales (provincia de Teruel) tienen un emplazamiento paleogeográfico similar a los de Riela y Albacete, de modo que se encuentran también en las zonas más occidentales o marginales de la cuenca Ibérica (Fig. 1). Estudios estratigráficos y sedimentológicos en estos afloramientos fueron llevados a cabo por Giner y Bárnolas (1979), Fezer (1988) y Aurell (1990). El objetivo de este trabajo es el establecimiento de las características sedimentológicas de la rampa Kimmeridgiense a partir del análisis de facies en estos afloramientos. Los resultados aportados y su comparación con los obtenidos en otros sectores de la cuenca permiten precisar hipótesis previas en torno a los factores que condicionaron la evolución de esta rampa, en especial las variaciones relativas del nivel del mar.

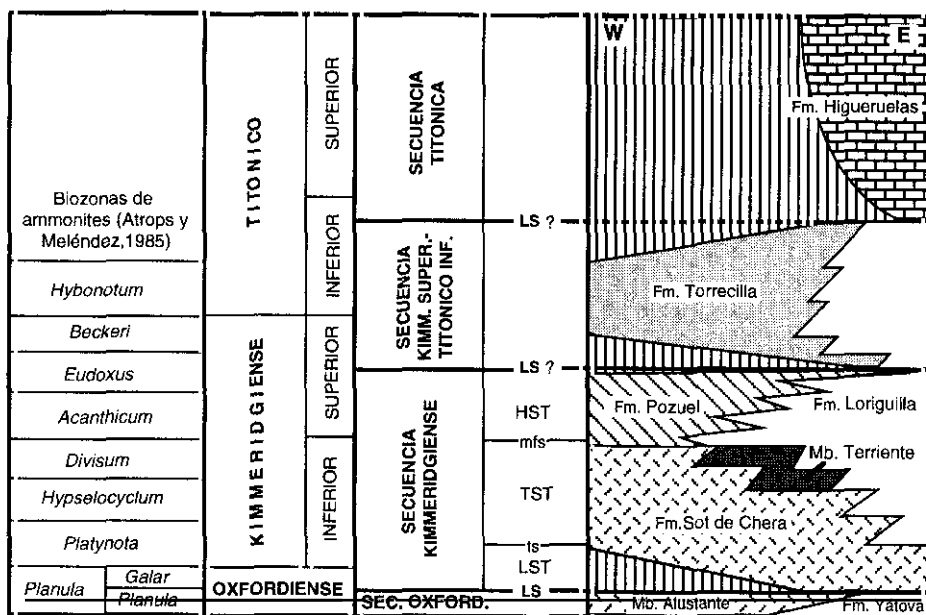


Fig. 2.—Edad y distribución de unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales del Jurásico superior en el sector estudiado

Fig. 2.—Age and distribution of the lithostratigraphic units and depositional sequences of the Upper Jurassic units in the studied area

ESTRATIGRAFÍA

La Fig. 2 muestra la edad y distribución de las unidades estratigráficas del Jurásico superior de la parte centro-occidental de la cuenca Ibérica. Desde el punto de vista litoestratigráfico, se reconocen, en el sector estudiado, las Fms. Sot de Chera, Loriguilla e Higuieruelas, definidas por Gómez y Goy (1979) y la Fms. Torrecilla y Pozuel, definidas por Alonso y Mas (1990) y por Villena (1971), respectivamente. Los datos obtenidos en este estudio han permitido diferenciar además el Mb. calizas con corales y oncolitos de Terriente dentro de la Fm. Loriguilla.

Las secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios del Jurásico superior en la Sierra de Albarracín fueron establecidos por Aurell (1990). El esquema propuesto por este autor ha sido modificado por Aurell y Bádenas (1997), quienes han definido una nueva secuencia denominada Secuencia Kimmeridgiense superior-Titónico inferior. La Secuencia Kimmeridgiense, que incluye los materiales objeto de estudio, se extiende desde el Oxfordiense terminal (Biozona *Planula*, subzona *Planula*) hasta la parte media del Kimmeridgiense superior (Fig. 2). En esta secuencia se diferencian tres cortejos sedimentarios (Aurell

y Meléndez, 1993; Bádenas *et al.*, 1993b). El cortejo de bajo nivel del mar (LST) presenta un dispositivo progradante, comprende la parte inferior de la Fm. margas de Sot de Chera y se extiende desde el Oxfordiense terminal hasta el Kimmeridgiense basal. El cortejo transgresivo (TST) está caracterizado por un dispositivo retrogradante, definido por la superposición de las facies micríticas de la Fm. Loriguilla sobre los términos margosos 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 la Fm. Pozuel sobre las facies micríticas de la Fm. Loriguilla.

La Secuencia Kimmeridgiense superior-Titónico inferior está representada por las calizas con corales de la Fm. Torrecilla, que es el equivalente en facies proximales de la Fm. Loriguilla. Esta unidad es objeto de estudio en el trabajo de Aurell y Bádenas (1997). La secuencia superior o Titónico-Berriasiense corresponde a la Fm. Higuieruelas y no ha sido reconocida en el sector de estudio, donde probablemente está ausente por no sedimentación.

ANÁLISIS DE FACIES

El análisis de facies está basado en el estudio y correlación de 20 perfiles, localizados entre Frías de Albarracín y Jabaloyas (Fig. 3). La Fig. 4 corresponde a un panel de correlación transversal a la rampa, desde las zonas proximales situadas al Oeste, hasta las zonas distales, al Este. En él se muestra la distribución de formaciones y facies, así como de los cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense. A continuación se describen los diferentes tipos de facies presentes en cada formación. Su interpretación se aborda en un apartado posterior, junto al análisis sedimentológico de los cortejos sedimentarios.

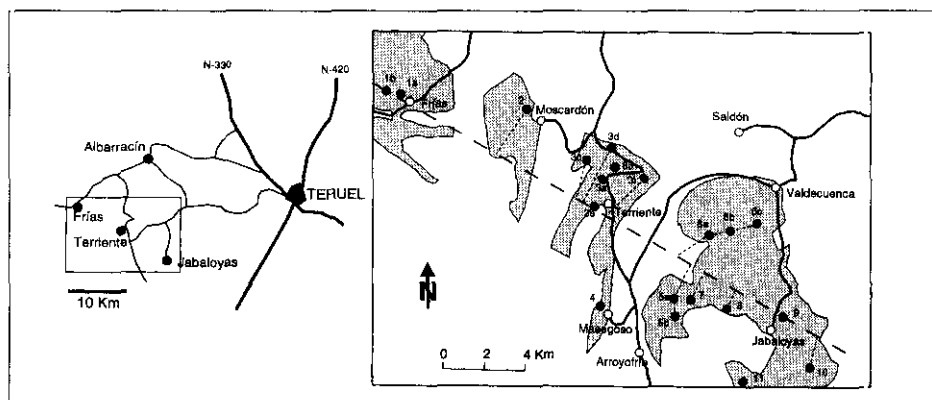


Fig. 3.—Distribución de los afloramientos de Jurásico superior, con situación de los perfiles estudiados. La línea discontinua indica el panel de correlación (ver Fig. 4).

Fig. 3.—Distribution of the Upper Jurassic outcrops and location of the studied sections. The broken line corresponds to the correlation of sections in Fig.4.

FM. SOT DE CHERA

La facies típica de la Fm. Sot de Chera son margas lajosas, en general azoicas, con abundantes micas y fragmentos vegetales, que presentan intercalaciones calcáreas y arenosas en niveles tabulares de 10-30 cm. En los perfiles occidentales su potencia está en torno a los 50 m. Los máximos espesores se alcanzan en el sector de Valdecuencia con 90 m, y hacia la zonas distales la formación experimenta un descenso rápido de potencia, hasta alcanzar 7, 5 m en el perfil del barranco de la Canaleja.

Las intercalaciones arenosas son más numerosas en los perfiles occidentales. Se trata de areniscas bioturbadas de grano fino a medio, con ooides y bioclastos dispersos. La laminación horizontal es común, pero también presentan laminación y estratificación cruzada planar. En el perfil de Frías aparecen abundantes niveles con laminación cruzada a la base, laminación paralela a techo y techos bioturbados. La litología de las intercalaciones calcáreas es variable. En los perfiles distales son mudstones y margocalizas y hacia el proximal aumenta la proporción de detríticos, en facies que van de calizas arenosas y limosas con ooides a wackestone-packstone arenoso-oolíticos. Los ooides presentes en estas facies son de láminas tipo 3 (Strasser, 1986), con núcleos bioclásticos (equinodermos, gasterópodos, bivalvos, braquiópodos, *N. oolithica*) y siliciclásticos.

FM. LORIGULLA

Está constituida por una alternancia marga-caliza, con predominio del segundo término. En conjunto muestra un progresivo aumento de potencia hacia las zonas orientales. La potencia máxima medida es de 118 m (barranco de la Canaleja) y la potencia mínima medida es de 43 m (Terriente, perfil 3f). Se han diferenciado tres tipos de facies, que se encuentran en relación de cambio lateral:

Facies de ritmita calcárea

Corresponde a la facies típica de la formación. Se trata de ritmos caliza-marga formados por mudstones en bancos tabulares de 20 a 40 cm e interstratos margosos y margocalcáreos de 10-20 cm. Presentan abundantes micas, fragmentos vegetales, biturbación de tipo *Chondrites*, limo de cuarzo, y bioclastos dispersos de bivalvos, serpúlidos, equinodermos, lituólidos y gasterópodos. En la base de los bancos pueden existir niveles de 4-5 cm de espesor con concentración de clastos de cuarzo tamaño limo y arena fina y de bioclastos y peloides. Localmente estos niveles presentan laminación horizontal y cruzada, base planar ocasionalmente ondulada y granodecrecimiento.

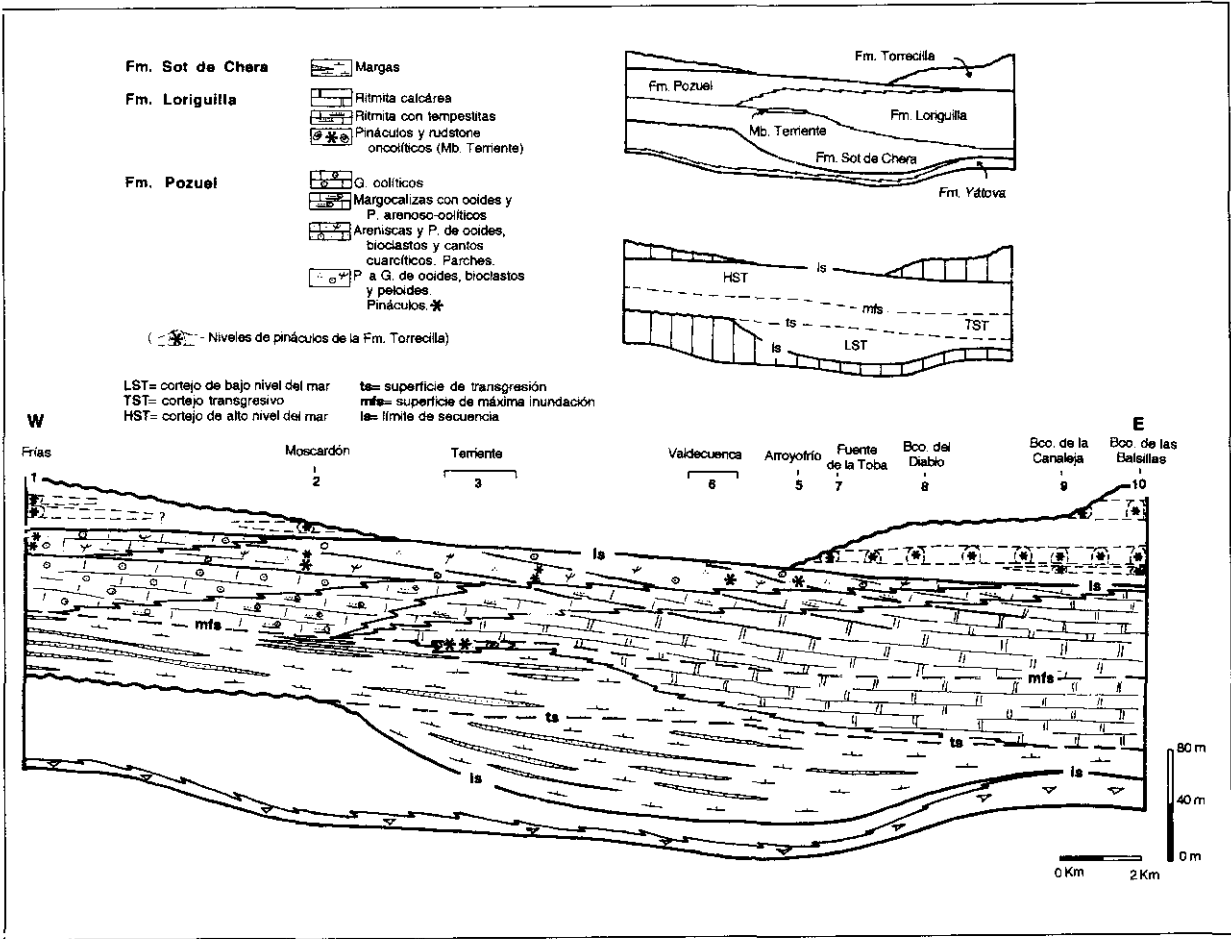


Fig. 4.—Panel de correlación de perfiles en el que se muestra la distribución de facies, unidades litostratigráficas y cortejos sedimentarios de la Secuencia Kimmeridgiense.
 Fig. 4.—Correlation of sections showing the main Kimmeridgian facies distribution. The upper insets display the distribution of the lithostratigraphic units and systems tracts.

Facies bioconstruidas de corales y rudstones oncolíticos (Mb. Terriente)

En los afloramientos de Terriente (perfiles 3a a 3e) y Masegoso (perfil 4), en la base de la formación, aparece un nivel de hasta 9 m de potencia formado por bioconstrucciones en forma de pequeños pináculos y facies oncolíticas (Fig. 5). Se trata de bioconstrucciones con una altura entre 1, 5 a 3, 5 m y una relación altura/anchura generalmente mayor que 1. Están constituidas por framestones heterométricos de corales, chaetétidos y estromatopóridos, que se presentan como fragmentos de orden centimétrico. En menor proporción aparecen bioclastos de bivalvos, gasterópodos, briozoos, equinodermos, serpúlidos y algas Solenoporaceas. En torno a los fragmentos de organismos bioconstructores existe un encostramiento algal irregular, en el que se reconocen microorganismos incrustantes como *Bacinella irregularis*, *Tubiphytes morro-nensis*, *Koskinobullina socialis* y *Lithocodium*. Aparecen también otros organismos incrustantes (briozoos y serpúlidos) y perforantes (bivalvos litófagos y esponjas). Este tipo de encostramientos han sido denominados costras microbianas por Leinfelder *et al.* (1993). En las cavidades existentes entre los fragmentos coloniales encostrados existe un relleno (sedimento interno) de textura packstone de bioclastos y oncoides, similar a las facies interarrecifales.

Las facies interarrecifales son rudstones (packstones) oncolíticos con bioclastos, dispuestos en bancos de 0, 3 m de potencia media que se acuñan lateralmente y cuyo contacto con los pináculos es neto (Fig. 5). La facies se caracteriza por presentar hasta un 40% de oncoides de 1 a 3 cm de diámetro, de formas regulares y láminas tipo II y III (Dahanayake, 1977). En las láminas oncolíticas se reconocen *Girvanella* (Fezer, 1988, describe estas facies como «oncoides de *Girvanella*») y en menor proporción *Lithocodium*, serpúlidos y briozoos. Los núcleos son bioclastos de corales, briozoos, equinodermos, foraminíferos (*N. oolítica* y lituólidos), bivalvos, braquiópodos, algas y gasterópodos. Estos bioclastos y los fragmentos de encostramientos algales también pueden aparecer en la facies con proporciones de hasta 20%, sobre todo en los niveles superiores a los pináculos. Los bioclastos más abundantes son corales (de hasta 20 cm de diámetro), bivalvos y equinodermos.

Facies de ritmita calcárea con tempestitas

Hacia techo de la formación se reconoce una facies de ritmita calcárea caracterizada por la abundancia de niveles gradados con bases erosivas de 3-5 cm, situados a techo de los bancos de mudstone, o como niveles gradados de 10-30 cm de potencia. Poseen laminación horizontal y localmente laminación y estratificación cruzada planar. En función de sus características, se pueden atribuir a tempestitas.

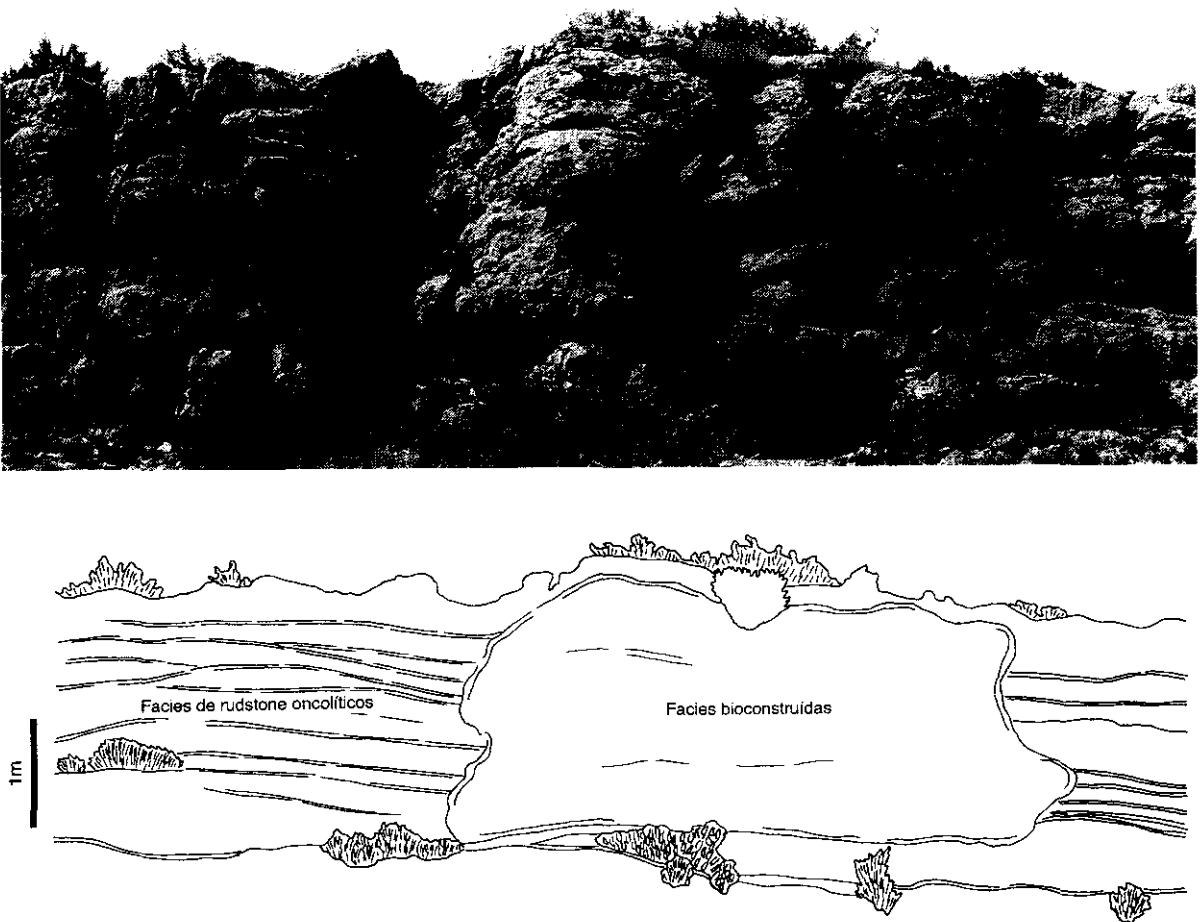


Fig. 5.—Las facies bioconstruidas y oncolíticas del Mb. Terriente en el perfil de Terriente (perfil 3b, Fig. 3).
Fig. 5.—The reefal and oncolitic facies of the Terriente Mb. in the Terriente section (section 3b in Fig. 3)

Las intercalaciones pueden ser arenosas (areniscas de grano fino a medio con abundantes micas y fragmentos vegetales) o carbonatadas. Estas últimas incluyen gran variedad de facies (de textura dominante packstone), que se componen en distintas proporciones por peloides, bioclastos y ooides. Aparece hasta un 25% de peloides y un 30% de bioclastos, entre los que destacan por su abundancia los lituólidos, bivalvos y equinodermos. Otros bioclastos son gasterópodos, braquiópodos, foraminíferos como *N. oolithica* y miliólidos, briozoos, serpúlidos y algas. Pueden ser abundantes los fragmentos vegetales y los intraclastos (fragmentos de encostramientos algales y de oncooides). El limo de cuarzo y los clastos de cuarzo tamaño arena fina alcanzan hasta un 15%. Los ooides llegan a un 15% y tienen alternancia de láminas micríticas y láminas tipo 3 y núcleos siliciclásticos y bioclásticos.

FM. POZUEL

Esta formación está constituida principalmente por calizas oolíticas, pero incluyen también otros tipos de facies, entre las que destacan las facies bioconstruidas. Posee espesores de hasta 70 m en los perfiles proximales (Frías y Moscardón) y hacia el distal disminuye hasta alcanzar 8 m (barranco del Diablo). En función del carácter y extensión de las facies, se han diferenciado dos cuerpos sedimentarios en esta formación.

Cuerpo sedimentario inferior

Este cuerpo se reconoce en los perfiles de Frías y Moscardón y presenta un amplio desarrollo vertical, con potencias en torno a 40-45 m. Se han diferenciado dos tipos de facies. En las zonas proximales aparecen facies oolíticas localmente oncolíticas, con estratificación tabular y estratificación cruzada planar de gran escala, que hacia zonas distales pasan a facies de margocalizas con ooides y calizas arenosas oolíticas (Fig.4).

Las *facies oolíticas con estratificación cruzada planar* presentan en el perfil de Moscardón un cuerpo de estratificación cruzada de gran escala de hasta 15 m de potencia constituido por un sólo set con foresets de 0, 5 m de potencia media (Fig. 6). En el perfil de Frías predominan los sets de 20 cm a 40 cm, aunque existe alguno que alcanza los 5 m. En este perfil las facies oolíticas cruzadas aparecen formando secuencias con facies oolíticas tabulares a techo (niveles tabulares de 0, 5 a 1 m de potencia). Las medidas realizadas en las barras indican un sentido de progradación muy constante, en torno a 150°. Se reconoce laminación horizontal y cruzada planar (láminas arenosas, peloidales o proto-oolíticas y bioclásticas), bioturbación, láminas con acumulación de intraclastos de grainstone oolíticos de hasta 4 cm de diámetro y cantos cuarcíticos dispersos de hasta 1 cm de diámetro.



Fig. 6.—Las facies oolíticas con estratificación cruzada en el perfil de Moscardón (perfil 2, Fig. 3). Con la flecha se señala niveles de parches arrecifales.

Fig. 6.—The cross-bedded oolitic facies in the Moscardón section (section 2 in Fig. 3). The arrow indicates a level including patch reefs.

Se trata de grainstone oolíticos homométricos, ocasionalmente con peloides. Presentan ooides y proto-ooides de formas esféricas, de 1 mm de diámetro y láminas de tipo 3. Las facies oolíticas en niveles tabulares son packstone y grainstone oolíticos heterométricos, localmente con oncoides. Existen dos fracciones de tamaño en los ooides: macro-ooides de hasta 0,5 cm de diámetro en los que predomina la alternancia de láminas micríticas y láminas tipo 3, y ooides y micro-ooides generalmente de 0,5 mm, con láminas de tipo 3. En ambos casos, los núcleos son siliciclásticos (muy abundantes), bioclásticos (bivalvos, equinodermos, gasterópodos, braquiópodos, corales, algas, *Acicularia*, lituólidos y *N. oolítica*) y de peloides. Los oncoides son de tipo I (Dahanayake, 1977), de formas regulares y núcleos bioclásticos. Hay también bioclastos dispersos de equinodermos, bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, corales, briozoos, lituólidos, *N. oolítica*, *Acicularia* y algas *Dasycladaceas*.

Las facies de margocalizas con ooides y calizas arenosas oolíticas (packstone-grainstone) se reconocen en el perfil de Moscardón. En la parte inferior del perfil estos dos tipos litológicos aparecen formando secuencias de 2 a 3 m de potencia cuyo término mayoritario son las margocalizas. Progresivamente la proporción de ambos términos se va igualando, hasta que a techo las

margocalizas son interestratos entre los bancos de calizas arenosas oolíticas (potencias de 20-40 cm). Las margocalizas presentan gran desarrollo de bioturbación y de galerías verticales y horizontales y alta concentración de fragmentos vegetales, micas y ooides. Los packstone y grainstone de ooides son facies arenosas y limosas que presentan hasta un 35% de ooides de diámetros variables (hasta 0.5 cm) y formas esféricas. Las láminas pueden ser de tres tipos: ooides con láminas micríticas, ooides con alternancia de láminas tipo 3 y micríticas y ooides con láminas de tipo 3. Los núcleos son bioclastos (bivalvos, gasterópodos, equinodermos, braquiópodos, *N. oolítica*), fragmentos vegetales, clastos de cuarzo e intraclastos de facies oolíticas.

Cuerpo sedimentario superior

Este cuerpo sedimentario está constituido en las zonas proximales por facies de areniscas y calizas arenosas con ooides, bioclastos y cantos cuarcíticos que pasan lateralmente a facies oolíticas, bioclásticas y peloidales con bioconstrucciones arrecifales. Presenta mayor extensión lateral que las del cuerpo sedimentario inferior pero, sin embargo, su desarrollo vertical es menor (20-25 m como máximo). En el esquema de correlación de la Fig. 4, teniendo en cuenta la distribución de facies, y en especial la presencia de una serie de bioconstrucciones arrecifales hacia la base de este cuerpo sedimentario en casi todos los perfiles estudiados, y su gran extensión lateral se ha interpretado que está constituido por una serie de unidades apiladas en *offlap*. Esta geometría explicaría el reducido espesor y rápida progradación de este cuerpo sedimentario.

Las facies de areniscas y calizas arenosas con ooides, bioclastos y cantos cuarcíticos aparecen en bancos tabulares de 0, 4 a 0, 7 m. Las areniscas son de grano fino a medio y las calizas arenosas tienen textura variable en función de la proporción de cada componente, aunque predomina la textura packstone. Estas últimas presentan del orden de 10 a 15% de granos de cuarzo tamaño arena fina a media. Los bioclastos son abundantes localmente (hasta 30%) y en ocasiones están muy redondeados. Comprenden clastos de corales de hasta 10 cm de diámetro, equinodermos, bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, *N. oolítica* y algas Solenoporáceas. Los ooides se presentan con diámetros de hasta 0, 5 cm, láminas de tipo 3 y láminas micríticas finas que envuelven núcleos mayoritariamente siliciclásticos. Los peloides pueden ser abundantes localmente. A lo largo de la facies es muy característica la presencia de cantos cuarcíticos bien redondeados, de hasta 10 cm de diámetro.

En estas facies se reconocen bioconstrucciones tipo parche de 1 a 2 m de potencia. Las facies son framestone de corales mayoritariamente ramosos de hasta 50 cm de diámetro, que frecuentemente se encuentran en posición de

crecimiento y que presentan escaso desarrollo de encostramientos algales. Entre los corales existe matriz micrítica que presenta bioclastos dispersos de bivalvos, gasterópodos y serpúlidos, peloides, ooides y micas.

Las facies oolíticas, bioclásticas y peloidales con bioconstrucciones arrecifales, están presentes en los perfiles situados entre Moscardón y el barranco del Diablo. Las bioconstrucciones son parches de hasta 1 m de potencia y pináculos de hasta 5.5 m de altura, cuyo contacto con las facies interarrecifales es neto. Las facies son framestone de corales y chaetétidos de hasta 10 cm de tamaño, que presenta también bioclastos de bivalvos, braquiópodos, equinodermos, briozoos, gasterópodos, serpúlidos, algas y miliólidos. Las costras microbianas que rodean a los fragmentos coloniales presentan *Tupiphytes*, *Lithocodium* y *Koskinobullina socialis* y organismos incrustantes (briozoos y serpúlidos) y perforantes (bivalvos litófagos y esponjas). En las cavidades arrecifales se observan rellenos geopetales, y zonas donde el relleno es wackestone de bioclastos y micro-oncoides.

Las facies interarrecifales son packstone-grainstone que tienen como principales componentes los ooides, peloides y bioclastos, y en menor medida oncoides. En las zonas proximales predominan las facies oolíticas homométricas localmente arenosas y facies oolíticas y peloidales, mientras que hacia el distal son más abundantes las facies bioclásticas, peloidales y oncolíticas. Forman bancos tabulares de 10 a 50 cm de potencia localmente con estratificación cruzada planar en sets 20-30 cm y laminación horizontal y cruzada planar. Las medidas indican un sentido de progradación de 150 a 170°. Los ooides son esféricos y tienen un diámetro máximo de 2 mm. Las láminas son de tipo 3 y los núcleos son por orden de abundancia, clastos de cuarzo, bioclastos (corales, equinodermos, bivalvos, gasterópodos, serpúlidos, *Acicularia*) y peloides. Entre los bioclastos destacan por su abundancia los corales. Aparecen también bivalvos, chaetétidos, equinodermos, algas Solenoporaceas, gasterópodos, braquiópodos, lituólidos, miliólidos, briozoos, serpúlidos y *N. oolithica*. Los oncoides son de hasta 3 cm de diámetro y presentan láminas de tipo II y III, con núcleos de bioclastos de corales en su mayoría, y en menor proporción de bivalvos, equinodermos, gasterópodos, briozoos y lituólidos. Los peloides son heterométricos, con diámetros inferiores a 0.5 mm.

INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

En función de la distribución lateral y vertical de facies, se pueden distinguir tres cortejos sedimentarios en la Secuencia Kimmeridgiense. Para diferenciarlos, se han tenido en cuenta además interpretaciones previas en otros sectores de la cuenca Ibérica (Aurell y Meléndez, 1993; Bádenas *et al.*, 1993 a y b). A continuación se reconstruye el dispositivo sedimentario de cada uno de los cortejos.

EL CORTEJO DE BAJO NIVEL DEL MAR

Comprende los materiales de la parte inferior de la Fm. Sot de Chera y están ausentes en los perfiles más proximales, donde se interpreta que sobre el límite de secuencia se sitúan directamente las facies del cortejo transgresivo (Fig. 4). Muestran un dispositivo progradante, que viene marcado por el incremento de los niveles siliciclásticos hacia el techo de la unidad en los perfiles más proximales. Las facies margosas se interpretan como depósitos de las zonas internas y medias de la rampa, con importantes aportes terrígenos. Los niveles arenosos gradados han sido interpretados por Aurell (1990) como depósitos originados en las zonas emergidas durante avenidas y acumuladas en las zonas marinas (inunditas), si bien no se puede descartar que se trate de sedimento litoral arenoso, resedimentado en las zonas someras de la rampa como consecuencia del oleaje de mal tiempo (tempestitas proximales).

EL CORTEJO TRANSGRESIVO

Los depósitos correspondientes a este episodio se han definido a partir de su dispositivo retrogradante y pertenecen a la parte superior de la Fm. Sot de Chera y a la parte inferior de la Fm. Loriguilla. La superficie de máxima inundación se ha interpretado como definida por el límite entre la retrogradación y progradación de las facies (Fig. 4).

La Fig. 7.A muestra el mapa de distribución de facies correspondiente a la parte superior de este cortejo. Las facies margosas representarían depósitos de rampa interna, acumuladas en sus dominios más someros y protegidos. Los niveles oolíticos y arenosos gradados intercalados entre estas margas son resedimentados, y se interpretan como originados por tempestades. Teniendo en cuenta que no se registran facies oolíticas mar adentro de estas facies margosas, los ooides debieron resedimentarse desde dominios más proximales, de modo que reflejarían la existencia contemporánea de un cordón litoral de naturaleza oolítica. En los dominios externos de la rampa, emplazados por debajo del nivel de base de las tormentas, tuvo lugar la acumulación de fango carbonatado. La presencia local de capas gradadas arenosas y carbonatadas en las facies micríticas se interpretan como depósitos resedimentados como consecuencia de oleaje de mal tiempo (tempestitas distales).

Entre las facies margosas proximales y las micríticas distales aparece un cinturón de facies de hasta 2 Km de anchura y de orientación N-S, constituido por las facies bioconstruidas y oncolíticas del Mb. Terriente. El relieve positivo de las bioconstrucciones, las elevadas pendientes de sus taludes y la naturaleza granosostenida de las facies interarrecifales indican que se trata de arrecifes bien cementados, con potencial de resistencia al oleaje. La fábrica de los arrecifes consiste en fragmentos heterométricos de organismos coloniales,

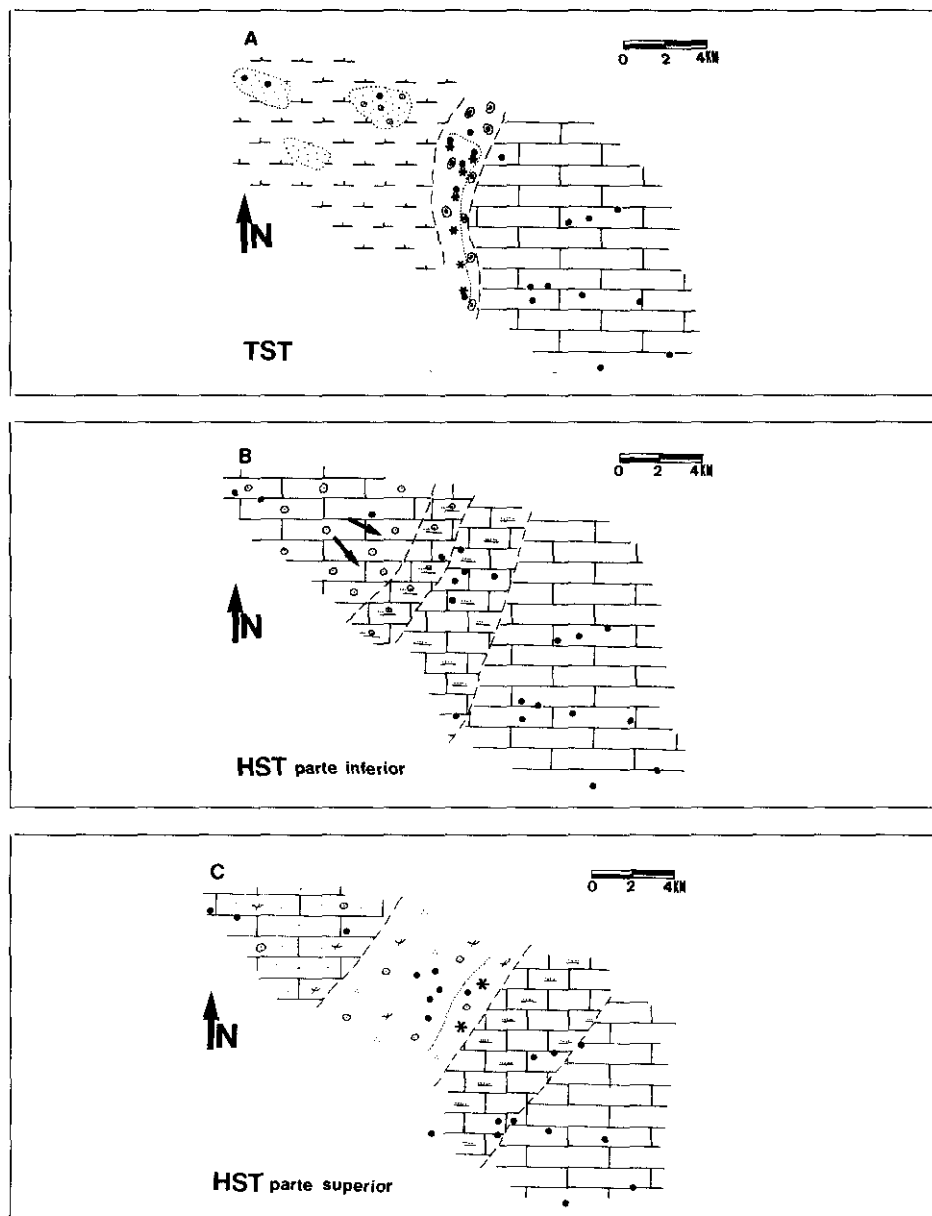


Fig. 7.—Mapas de distribución de facies correspondientes a tres etapas de la rampa Kimmeridgiense. Los puntos representan los perfiles realizados. Leyenda de facies en Fig. 4.

Fig. 7.—Facies distribution maps, corresponding to the three successive episodes on the Kimmeridgian ramp. The points indicate studied sections. See Fig. 4 for facies legend.

rodeados por una costra microbiana. Dichas costras actúan como cementadores, cohesionando los clastos de corales (Leinfelder *et al.*, 1993; Aurell y Bádenas, 1997). La estructura de estos arrecifes, unido a la existencia de una comunidad de organismos y microorganismos característicos de medios marinos someros y abiertos, permiten emplazarlos en zonas de alta energía de la rampa. La presencia de oncoides de tipo II y III en las facies interarrecifales es coherente con estas condiciones (Dahanayake, 1978). Teniendo en cuenta la zonación de las rampas carbonatadas propuesta por Burchette y Wright (1992), las bioconstrucciones se emplazarían en la zona media de la rampa.

Los pináculos del Mb. Terriente debieron elevarse algunos metros sobre el fondo marino, tal y como muestra el contacto en *onlap* entre las facies interarrecifales y los pináculos (Fig. 5). Sin embargo, coexistieron con las facies oncolíticas tal y como demuestra la presencia de fragmentos de corales en estas facies y de sedimento oncolítico en las cavidades del arrecife. La orientación del cinturón de facies definido por el Mb. Terriente es paralela a la línea de costa. La alternancia regular de zonas bioconstruidas elevadas sobre el fondo marino con canales intermedios recubiertos por sedimento interarrecifal, es semejante a las estructuras de *spur and groove* que se encuentran en las barreras arrecifales actuales o en ciertos arrecifes fósiles (e.g., Tucker y Wright, 1990).

EL CORTEJO DE NIVEL DEL MAR ALTO (CUERPO SEDIMENTARIO INFERIOR)

El cortejo de alto nivel del mar incluye los materiales de la Fm. Pozuel y del techo de la Fm. Loriguilla. Su límite superior es la discontinuidad entre las Secuencias Kimmeridgiense y Kimmeridgiense superior-Titónico inferior, que en los perfiles proximales (Frías y Moscardón) viene marcada por el paso de facies oolíticas y arenosas con cantos cuarcíticos del techo de la Fm. Pozuel a facies con bioconstrucciones de corales pertenecientes a la Fm. Torrecilla (Fig. 4). Se trata de un evento transgresivo, ya que sobre materiales litorales y de rampa proximal se encuentran niveles con pináculos arrecifales de rampa media. En los perfiles más distales (sector de Jabaloyas) el límite no es tan neto (ver Aurell y Bádenas, 1997).

La diferenciación de dos cuerpos sedimentarios en la Fm. Pozuel permite establecer dos estadios en la evolución de este cortejo. En la Fig. 7.B se muestra un mapa de distribución de facies para el estadio inferior. En las zonas más internas y protegidas de la rampa se desarrollaron megarraples y barras oolíticas y oncolíticas de escasa amplitud. La presencia de láminas micríticas en los ooides refleja la existencia de periodos de baja energía durante su formación. Lateralmente aparecen facies oolíticas con estratificación cruzada planar de gran escala, desarrollada a partir de la migración de *sandwaves* de crestas rectilíneas. En este caso, los ooides son característicos de medios de alta energía (Strasser, 1986). Teniendo en cuenta la morfología de los cuerpos progra-

dantes y la baja dispersión de las direcciones de progradación, la migración de los *sand waves* tendría lugar por acreción frontal por acción de las tormentas (Hine, 1977). Ejemplos similares de *sandwaves* de edad Kimmeridgiense superior han sido estudiados en sectores más septentrionales de la cuenca (Bádenas *et al.*, 1993a). En ambos casos, el sentido de acreción de los *sandwaves* indica que su migración estuvo controlado por el reflujó de las tormentas.

En dominios más distales de la rampa media se depositaron las facies de margocalizas y packstone arenosos-oolíticos y las facies de ritmita con tempestitas. Los niveles margocalcáreos representan la sedimentación durante las etapas de buen tiempo en la zona de rampa media, con colonización del fondo e intensa bioturbación. Los niveles de packstones arenoso oolíticos constituyen depósitos de tempestitas amalgamadas, que son afectados posteriormente por bioturbación durante las etapas tranquilas. En los dominios externos de la rampa, por debajo del nivel de base de tormentas, tendría lugar la sedimentación de fango carbonatado. En estas zonas únicamente se encuentran tempestitas distales, resedimentadas durante las tormentas mayores.

EL CORTEJO DE NIVEL DEL MAR ALTO (CUERPO SEDIMENTARIO SUPERIOR)

El cuerpo sedimentario superior representa una progradación muy rápida a techo de la secuencia. En los dominios internos de la rampa se encuentran facies de areniscas y packstone con ooides, bioclastos y cantos cuarcíticos redondeados (Fig. 7.C), que indican un retrabajamiento por el oleaje en un medio litoral. En las zonas submareales someras adosadas a este cordón litoral, crecieron bioconstrucciones tipo parche en las que predominan las formas coralinas ramosas, a menudo en posición de crecimiento, que reflejan una energía moderada del medio. Los ooides con láminas micríticas presentes en las facies interarrecifales confirman la existencia de una energía moderada (Strasser, 1986).

En las zonas medias de la rampa y por encima del nivel de base de las tormentas se desarrollarían las facies oolíticas, bioclásticas y peloidales con bioconstrucciones arrecifales. En este caso se trata de pináculos bien cementados con cierta elevación sobre el fondo marino, tal y como muestra su geometría y el contacto neto con las facies interarrecifales. La variación en el registro de las facies interarrecifales refleja la progresiva disminución de la energía del medio hacia los dominios más distales de la rampa, con facies predominantemente oolíticas hacia el proximal y facies peloidales, bioclásticas y oncolíticas en el distal. Niveles de tempestitas de estos componentes se observan en el cinturón de facies de ritmita con tempestitas que existe hacia las zonas más distales de la rampa media. Las facies de ritmita calcárea representarían la sedimentación por decantación del fango carbonatado en las zonas externas de la rampa, por debajo del nivel de base de las tormentas.

DISCUSIÓN

El análisis de la distribución de facies y la identificación de los cortejos sedimentarios en este sector de la rampa Kimmeridgiense y su comparación con otros dominios de la cuenca Ibérica, permiten discutir acerca de los factores que controlaron su evolución sedimentaria. Estos pueden establecerse en términos de variaciones relativas del nivel del mar y de producción de carbonato. En relación con este segundo factor, es interesante señalar aspectos tales como las características y situación de las áreas de producción de carbonato y los posibles mecanismos de transporte mar adentro del sedimento carbonatado.

PRODUCCIÓN DE CARBONATO

En los estadios correspondientes a los cortejos transgresivo y de alto nivel del mar, en las zonas externas de la rampa, tiene lugar la sedimentación de fango carbonatado que da lugar a potentes series rítmicas (facies de ritmita calcárea). Dado que no existen evidencia directa de producción autóctona significativa de carbonato en estas zonas externas (la presencia de nannoplancton calcáreo en la ritmita es escasa: Aurell, 1990), se puede postular cierto origen alóctono del mismo. Bádenas *et al.* (1993a) y Aurell *et al.* (1995) han propuesto que gran parte del fango carbonatado presente en las zonas externas de la rampa se originó en las zonas someras proximales y fue resedimentado mar adentro por tormentas. Los datos aportados en el presente trabajo apoyan esta hipótesis.

Durante el cortejo de alto nivel del mar, los dominios someros de la rampa están colonizados por corales y otros organismos bénticos, o bien presentan amplios cinturones de facies oolíticas. Sin embargo, en el caso del cortejo transgresivo, las áreas con organismos productores de carbonato se han reconocido únicamente en su parte superior (facies bioconstruidas y oncolíticas del Mb. Terriente). Para explicar el origen del fango carbonatado presente en las zonas distales a lo largo de todo el cortejo transgresivo, es necesario invocar la existencia de un área de producción de carbonato al Oeste de los afloramientos estudiados, actualmente ausente por erosión. Como hemos visto anteriormente, la presencia de niveles de tempestitas con ooides resedimentados en las áreas internas de la rampa, donde se depositan las facies margosas, permite postular la existencia de un cinturón litoral de carácter oolítico. Este cinturón podría funcionar como área de producción de carbonato, por lo menos en la parte inferior y media del cortejo transgresivo.

Evidencias como la presencia de tempestitas y de facies oolíticas con estratificación cruzada de gran escala, permiten concluir que el principal mecanismo de transporte y sedimentación mar adentro fueron las tormentas. Por el contrario, las señales de retrabajamiento por acción del oleaje normal y

mareas son muy escasas y se restringen a las zonas más internas de la rampa. Esto es coherente con los procesos dominantes en las rampas desarrolladas en plataformas epicontinentales, donde el efecto del oleaje de buen tiempo y las mareas queda atenuado por la fricción sobre el fondo marino somero y extenso (Tucker y Wrigth, 1990).

La distancia media de transporte de los granos arenosos por efecto del reflujo de tormentas se puede estimar teniendo en cuenta la anchura del cinturón de facies definida por la facies de ritmita con tempestitas, que es aproximadamente de 4 km (ver Fig. 7 B y C). En estas tempestitas aparecen componentes procedentes de las áreas más someras de la rampa (ooides, clastos de corales, intraclastos de encostramientos algales). Además, las facies margosas basales también presentan niveles arenosos (grano fino a medio), a veces oolíticos, resedimentados varios kilómetros mar adentro. El origen del fango carbonatado acumulado en las zonas distales no ha podido ser determinado. Sin embargo, se puede postular que el fango carbonatado producido en las zonas someras de la rampa sería también resuspendido y transportado por el reflujo de las tormentas hacia las zonas distales, y sería acumulado no sólo donde hay niveles de tempestitas de grano grueso, sino también distalmente, en las zonas de rampa externa.

VARIACIONES RELATIVAS DEL NIVEL DEL MAR

La distribución de facies y cortejos sedimentarios observada permiten hacer una serie de precisiones al esquema general de variaciones relativas del nivel del mar en la cuenca Ibérica establecida en trabajos previos (Aurell y Meléndez, 1993). Para establecer la correlación con otros dominios de la cuenca, hemos tenido en cuenta la datación de los materiales realizada por Fezer (1988) a partir del análisis de microfósiles.

En la zona de estudio, el Kimmeridgiense inferior presenta un dispositivo retrogradante, marcado por el desplazamiento tierra adentro de las facies micríticas más distales, que podría estar en relación con un ascenso relativo del nivel del mar. Dicho ascenso pudo también implicar una apertura en el medio de sedimentación y, en consecuencia, un aumento de aportes de nutrientes que favoreció el desarrollo de los arrecifes del Mb. Terriente. Los arrecifes se sitúan en torno al límite Kimmeridgiense inferior-superior. Esta edad es coherente con los datos procedentes de zonas más distales de la cuenca (sector del Calanda), donde se observan secciones condensadas en torno al límite Kimmeridgiense inferior-superior, interpretadas como correspondientes a la superficie de máxima inundación de la Secuencia Kimmeridgiense (Aurell y Meléndez, 1993).

La diferenciación de dos cuerpos sedimentarios en el cortejo de nivel del mar alto permite precisar la curva de variación relativa del nivel del mar duran-

te el Kimmeridgiense superior. En una primera etapa de estabilización (cuerpo sedimentario inferior y facies micríticas laterales), la acomodación creada en la cuenca tiende a ser compensada por la alta producción de carbonato que existe en las zonas proximales, dando lugar a la progradación del sistema de *sand-waves* y barras oolíticas sobre las facies micríticas de rampa externa.

En una segunda etapa (cuerpo sedimentario superior y facies micríticas laterales), la existencia de una rápida progradación de las facies de rampa interna y media y un dispositivo sedimentario en *offlap*, estarían en relación con un descenso continuo y prolongado del nivel del mar, junto con una alta producción de carbonatos. Según Posamentier *et al.* (1992), y siguiendo los postulados clásicos de la Estratigrafía Secuencial, una unidad de este tipo, originada durante una regresión forzada (*forced regression*), deberían integrarse dentro del cortejo de bajo nivel del mar de la secuencia siguiente. Sin embargo, teniendo en cuenta la ausencia de discontinuidades y la relación genética entre estos depósitos y los originados durante las etapas previas, pensamos que es más coherente atribuirlos a las fases finales de la Secuencia Kimmeridgiense. Aplicando la terminología propuesta por Hunt y Tucker (1993), se trataría de un nuevo cortejo sedimentario localizado por encima del de alto nivel del mar, denominado *forced regressive systems tract*. Su límite superior es una discontinuidad sedimentaria, que se encuentra cubierta por las facies transgresivas con corales de la Fm. Torrecilla que, de acuerdo con nuestra interpretación, marcarían el inicio de la Secuencia Kimmeridgiense superior-Titónico inferior.

La interpretación que proponemos en este trabajo permite precisar interpretaciones previas establecidas en otros sectores marginales de la cuenca Ibérica. Bádenas *et al.* (1993a) definen dos episodios en la evolución sedimentaria del Kimmeridgiense superior de Ricla (Fig. 1). El episodio inicial (Episodio 1) está caracterizado por una rápida progradación de facies oolíticas (Mb. Ricla). El Episodio 2 marca un importante cambio en la evolución sedimentaria con predominio de facies arrecifales. En nuestra opinión, el Estadio 1 de Ricla podría ser equivalente al *forced regressive systems tract* descrito en los Montes Universales. El inicio del Estadio 2 de Ricla correspondería, a su vez, al evento transgresivo que marca el inicio de la Secuencia Kimmeridgiense superior-Titónico inferior.

CONCLUSIÓN

El análisis de facies del Kimmeridgiense de los Montes Universales, y su comparación con otros sectores de la cuenca Ibérica, ha permitido establecer una serie de precisiones en torno a las características sedimentológicas y evolutivas de la rampa carbonatada Kimmeridgiense.

1. *Zonación de la rampa*: Durante los cortejos transgresivo y de alto nivel

del mar se observa el desarrollo de facies de alta energía en las zonas medias de la rampa, localizadas entre el nivel de base oleaje de buen tiempo y el de tormentas. Dichas facies protegerían parcialmente las zonas internas de la rampa. En los dominios externos, por debajo del nivel de base de tormentas, tendría lugar la sedimentación del fango carbonatado, dando lugar a series rítmicas. Esta zonación, y en especial el desarrollo de facies oolíticas de alta energía en las zonas medias de la rampa durante el cortejo de alto nivel del mar, se han descrito también en otros sectores de la cuenca (Bádenas *et al.*, 1993a y b).

2. *Origen del fango carbonatado*: La mayor parte del fango carbonatado presente en las zonas externas de la rampa sería producido en las zonas someras proximales y resedimentado mar adentro por tormentas. Esta hipótesis viene apoyada por la alta productividad de carbonato de las zonas proximales y por la presencia de numerosas estructuras debidas a tormentas. La comparación con otros sectores de la cuenca Ibérica (Aurell, 1990, Alonso y Mas, 1990, Bádenas *et al.*, 1993a; 1994), permite generalizar este modelo a lo largo de toda la rampa Kimmeridgiense.

3. *Variaciones relativas del nivel del mar*: La curva de variación relativa del nivel del mar deducida muestra un descenso relativo del nivel del mar al final del Oxfordiense, una transgresión rápida en el Kimmeridgiense inferior y una estabilización y posterior caída del nivel del mar en el Kimmeridgiense superior. Al final del Kimmeridgiense tiene lugar un importante evento transgresivo, que implica el inicio de una nueva secuencia. Estas variaciones, que se han correlacionado en este trabajo con las observadas en otras zonas marginales de la cuenca Ibérica (sector de Ricla, Bádenas *et al.*, 1993a), modifica la propuesta en trabajos previos (Aurell y Meléndez, 1993), donde se consideraba el Kimmeridgiense superior y el Titónico inferior como una etapa de nivel del mar alto.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto de la D.G.I.C.Y.T. 92-0862 y ha sido también financiado con una beca del Instituto de Estudios Turolenses (Diputación Provincial de Teruel, C.S.I.C.). Agradecemos las sugerencias y datos aportados por Antonio Barnolas, Alfonso Meléndez y Victoriano Pujalte.

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, A. y MAS, J. R. (1990): «El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria)», *Cuader. Geol. Iber.*, 14, 173-198.
- AURELL, M. (1990): *El Jurásico superior en la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Análisis de cuenca, Tesis Doct., Dpto. Geol., Serv. Public. Univ. de Zaragoza Ed., 389 pp.

- y MELÉNDEZ, A. (1993): «Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain», en *Sequence Stratigraphy and facies associations* (Possamentier H. W. et al., Ed.), *Int. Assoc. Sediment., Spec. Pub.*, 18, 343-368.
- BOSENCE, D. y WALTHAM, D. (1995): «Carbonate ramp depositional systems from a late Jurassic epeiric platform (Iberian basin, Spain): a combined computer modelling and outcrop analysis», *Sedimentology*, 42, 75-94.
- y BADENAS (1997): «The pinnacle reef of Jabaloyas (Late Kimmeridgian, NE Spain): vertical zonation and associated facies related to sea level changes». *Cuad. Geol. Ibérica*, 22 (este vol.).
- BÁDENAS, B.; AURELL, M. y MELÉNDEZ, A. (1993a): «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.
- (1993b): «Estratigrafía secuencial y sedimentología del Jurásico superior del Nordeste de la provincia de Albacete», *Estudios geol.*, 49, 253-366.
- BURCHETTE, T. P. y WRIGHT, V. P. (1992): «Carbonate ramp depositional systems», *Sediment. Geol.*, 79, 3-57.
- DAIANAYAKE, K. (1977): «Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura», *Sediment. Geol.*, 18, 337-353.
- (1978): «Sequential position and environmental significance of different types of oncoids», *Sediment. Geol.*, 20, 301-316.
- FEZER, R. (1988): «Die oberjurassische karbonatische Regressionsfazies im südwestlichen Keltiberikum zwischen Griegos und Aras de Alpuente (Prov. Teruel, Cuenca, Valencia; Spanien)», *Arb. Inst. Geol. Univ. Stuttgart*, 84, 1-119.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1979): «Las construcciones arrecifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín», *Cuad. Geol.*, 10, 73-82.
- 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», *Estudios Geol.*, 35, 569-598.
- HINE, A. C. (1977): «Lily Bank, Bahamas: History of an active oolite sand shoal», *Jour. Sed. Petrol.*, 47 (4), 1554-1581.
- LEINFELDER, R. R.; NOSE, M.; SCHMID, D. y WERNER, W. (1993): «Microbial crusts of the late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction», *Facies*, 29, 195-230.
- STRASSER, A. (1986): «Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura», *Sedimentology*, 33, 711-727.
- TUCKER, M. E. y WRIGHT, V. P. (1990): *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Scient. Publ., Oxford-Londres, 482 pp.
- VILLENA, J. (1971): *Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel)*, Tesis Doct. Univ. de Granada, 290 pp.

Manuscrito recibido: 29 de junio 1995

Manuscrito aceptado: 12 febrero 1996