

*Interpretaciones ecoestratigráficas en el estudio
del Oxfordiense terminal y Kimmeridgiense basal
(Jurásico superior) de la Cordillera Bética*

*Ecostratigraphic interpretations in the uppermost
Oxfordian and lowermost Kimmeridgian
(Upper Jurassic) of the Betic Cordillera*

J. E. CARACUEL *, F. OLÓRIZ** y F. J. RODRÍGUEZ-TOVAR **

RESUMEN

Se realizan interpretaciones ecoestratigráficas a partir del análisis de las facies y de las asociaciones fósiles del Oxfordiense superior (Zona Planula) y del Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en la Cordillera Bética. En las áreas estudiadas, se reconocen diferencias mayores en el contexto eco-sedimentario a través de la identificación de ambientes epicontinentales y epiocéánicos en el segmento bético del paleomargen sur-sureste de Iberia, cuyos registros pueden ser correlacionados en el intervalo investigado. Los materiales epicontinentales se han reconocido en la Zona Prebética, mientras que los epiocéánicos correspondientes a umbrales se han estudiado en la Zona Subbética.

Con independencia de la proximalidad/distalidad y la fisiografía de la plataforma, en materiales terrígeno-carbonatados epicontinentales se reconoce un claro aumento de macro-megabentos en la parte basal del Kimmeridgiense, rasgo que aparece especialmente acentuado con la proximalidad; en estos materiales los restos de cefalópodos están claramente dominados por los ammonites (ataxioceratinos, haplocerátidos). En facies de ammonítico rosso epiocéánico (umbrales subbéticos) las asociaciones están persistentemente dominadas por

* Dpto. de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría. Escuela Politécnica Superior. Universidad de Jaén. c/ Virgen de la Cabeza 2. 23071 Jaén. e-mail: caracuel@ujaen.es

** Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Av. Fuentenueva s/n. 18002 Granada. e-mail: folorizgoliat.ugr.es; fjrtovar@goliat.ugr.es

ammonites (phylloceratidos + lytoceratidos), siendo generalmente minoritarios otros cefalópodos y ocasional el macro-megabentos. La interpretación ecoestratigráfica de los datos obtenidos es compatible con el efecto ecológico de un cambio del nivel relativo del mar durante el Oxfordiense terminal y el inicio del Kimmeridgiense, cuya influencia fue variable aún en sectores próximos. El aumento en bentónicos y la especialización de los ammonites neríticos (especialmente expresada en ataxioceratinos) es compatible con el estrés ecológico resultante de una disminución del ecoespacio epicontinental. En materiales epioceánicos la interpretación es más compleja debido a la fisiografía, pero es asimismo compatible con la interpretación propuesta para los registros epicontinentales.

Palabras clave: Facies, Paleoecología, Ecoestratigrafía, Invertebrados, Ammonites, Jurásico superior, Cordillera Bética.

ABSTRACT

Ecostratigraphic interpretations have been made from the analysis of facies and fossil assemblages of the Upper Oxfordian (Planula Zone) and the Lower Kimmeridgian (Platynota Zone) in the Betic Cordillera. Major differences in the eco-sedimentary context in the areas studied have been recognized through the identification of epicontinental and epioceanic environments in the Betic segment of the southeastern palaeomargin of Iberia, the records of which can be correlated within the stratigraphic interval investigated. Epicontinental deposits have been recognized in the Prebetic Zone, whereas the epioceanic ones, deposited on swell areas have been studied in the Subbetic Zone.

Epicontinental deposits reveal a definite increase in macro-megabenthos in the lowermost Kimmeridgian, regardless of both the landward/seaward position, and shell physiography, however, this increase was especially pronounced landwards. In these materials, the remains of cephalopods are clearly dominated by ammonites (ataxioceratids, haploceratids). In epioceanic deposits from Subbetic swells, fossil assemblages are persistently dominated by ammonites (phylloceratids+lytoceratids), while other cephalopods and occasional macro-megabenthos are less abundant. The ecostratigraphic interpretation of the data obtained is consistent with the ecological effect of changing relative sea level during the end of the Oxfordian and the beginning of the Kimmeridgian, the influence of which was variable even in neighbouring sectors. The increase in benthos and the specialization among neritic ammonites (particularly expressed in ataxioceratids) are consistent with the ecological stress resulting from a decrease in the epicontinental ecospace. In epioceanic materials, the interpretation is more complex due to intricate physiography, but it is also compatible with the interpretation proposed for the epicontinental records.

Key words: Facies, Palaeoecology, Ecostratigraphy, Invertebrates, Ammonites, Upper Jurassic, Betic Cordillera.

INTRODUCCIÓN

Aspectos paleontológicos, sedimentológicos y estratigráficos, han sido estudiados con frecuencia en materiales del Jurásico superior integrados en el segmento bético del paleomargen sur-sureste de Iberia. Los datos existentes han sido utilizados, en mayor o menor medida, en la mejora de las correlaciones (Olóriz & Tavera, 1981, 1989; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993a), en la interpretación de las condiciones de depósito (Ruiz Ortíz, 1980, 1983; Comas *et al.*, 1981; García-Hernández *et al.*, 1981; Molina-Cámara, 1987; Rey, 1993; Olóriz *et al.*, 1995; Nieto, 1996) y, en último término, para contribuir en las interpretaciones sobre los rasgos mayores de la historia geológica durante esta época (Comas, 1978; Martín-Algarra, 1987; Vera, 1988; Nieto, 1996). Sin embargo, es mucho menor el avance en el conocimiento de aspectos eco-sedimentarios, entendidos como rasgos de la dinámica de la interacción de dos sistemas complejos, ecológico y de depósito (Olóriz, 1997), sin duda sujetos a efectos de retroalimentación en el marco de la historia geológica de la región y de su configuración durante el Jurásico superior. Con este fin, los autores han desarrollado una serie de estudios dirigidos hacia el tratamiento de esta temática a diversas escalas (Marques *et al.*, 1991; Olóriz *et al.*, 1991, 1993, 1994b,c, 1996, *in litt*; Rodríguez-Tovar, 1993; Caracuel, 1996; Caracuel *et al.*, 1996b).

La investigación sobre el registro geológico de lo que se presenta como un sistema de interacciones exige un planteamiento de análisis integrado, en el que la recogida de la información debe diseñarse específicamente y, por tanto, no es una mera conjunción de datos procedentes de diversas disciplinas. Una consideración previa, de primer orden, es establecer las diferencias básicas entre los contextos eco-sedimentarios primarios, o mayores, configurados en el margen sur-sureste de Iberia durante el Jurásico superior. A partir de esa diferenciación, se tratará de avanzar en las interpretaciones sobre la dinámica eco-sedimentaria, con atención a las condiciones locales que sin duda influyeron en el tipo de señal registrada.

AMBIENTES EPICONTINENTALES Y EPIOCEÁNICOS

Los afloramientos del Jurásico superior marino, correspondientes al segmento bético del paleomargen sur-sureste de Iberia, ofrecen condiciones favorables para desarrollar interpretaciones que en último término se referirán a aspectos ecológicos y de depósito, en su contexto estratigráfico. La configuración admitida para este paleomargen durante el Jurásico superior permite una clara diferenciación entre ambientes de plataforma epicontinental y ambientes epioceánicos (Fig. 1).

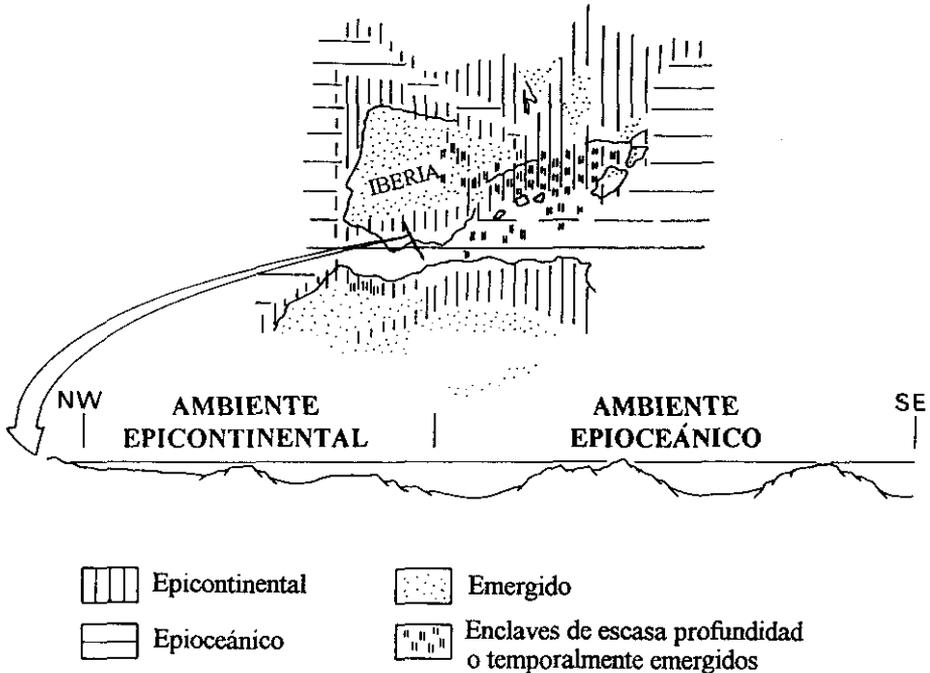


FIGURA 1.—Esquema paleogeográfico, representación sintética de la fisiografía en una transversal representativa de sectores centro-orientales en el segmento bético del paleomargen sur-sureste de Iberia y diferenciación básica de ambientes eco-sedimentarios durante el Jurásico superior.

FIGURE 1.—Palaeogeography and idealized physiography in a synthetic section corresponding to central and eastern areas in the Betic part of the southern-southeastern palaeomargin of Iberia, and basic differentiation of eco-sedimentary environments during the Upper Jurassic.

AMBIENTES EPICONTINENTALES

El término ambiente epicontinental (s. Olóriz, 1997) se refiere al contexto eco-sedimentario propio de las plataformas epicontinentales, neríticas en términos ecológicos (Hedgpeth, 1957; Lincoln *et al.*, 1993). Es decir, a la dinámica ecológica y de depósito en franjas de corteza continental en continuidad con el medio continental subaéreo y cubiertas por mares con profundidades generalmente inferiores a 200m, normalmente referidos como mares epicontinentales (pericontinentales en ejemplos actuales) y como epeíricos cuando su extensión sobre el continente fuese especialmente grande. Las irregularidades fisiográficas y la distancia a la costa (gradiente de proximalidad/distalidad) favorecerán la subdivisión ecológica y de las condiciones de depósito, sin que sea posible establecer una relación simple o lineal entre la posición de un enclave

en la plataforma y sus potenciales rasgos eco-sedimentarios (p.e. Zona Prebética durante el Jurásico superior).

AMBIENTES EPIOCEÁNICOS

En el medio marino, fuera de las plataformas epicontinentales, neríticas, las condiciones ecológicas son oceánicas (Hedgpeth, 1957; Lincoln *et al.*, 1993). Como ambiente epioceánico (s. Olóriz, 1997) se alude al contexto eco-sedimentario en los márgenes continentales, mar adentro de las plataformas epicontinentales. Es decir, se refiere a la dinámica ecológica y de depósito en franjas de corteza continental cubiertas por aguas oceánicas en continuidad con las epicontinentales, en la ruptura de la plataforma continental (*the epioceanic fringe* en Olóriz *et al.*, 1993), configurando en la actualidad un sistema especialmente diferenciado en términos hidrodinámicos, ecológicos y por ende de depósito. Generalmente a gran distancia de la costa, sin que esto implique una relación simple con la profundidad, particularmente en márgenes estructurados, las condiciones de depósito en las franjas epioceánicas estarán determinadas de manera especial por la fisiografía; en zonas elevadas (umbrales), la influencia de material de procedencia continental será escasa y reducida a material muy fino, mientras que en zonas deprimidas (surcos) se canalizarán los posibles aportes continentales-epicontinentales y turbidíticos de procedencia diversa. En términos estrictamente geológicos, los enclaves epioceánicos difieren de los oceánicos por el tipo de sustrato, de tal forma que, en un medio ecológicamente oceánico, un sedimento depositado sobre corteza continental (en la ubicación propuesta) se considera epioceánico y oceánico si el depósito se produce sobre corteza oceánica (Jenkyns & Hsü, 1974; «*deep-sea sediments*» en Håkanson *et al.*, 1974).

En el paleomargen sur-sureste de Iberia, el ambiente epioceánico del Jurásico superior se registra en el Subbético, en donde es posible reconocer la heterogeneidad de su configuración a pequeña escala (cf. citas en la introducción). En términos geodinámicos, ya D'Argenio (1974) presentó hipótesis muy reveladoras sobre el desarrollo, la individualización y la particularidad de los márgenes mesozoicos en el Tethys mediterráneo, con alusiones a lo que denominó «*stadio epioceanico*» [matizando acertadamente su propuesta anterior «*intraoceanico*» (D'Argenio, 1968), en clara alusión a la típica sedimentación condensada con nódulos de manganeso y «*hard grounds*» en «*piattaforme epioceaniche pelagiche*». Vera (1981) reconoció la equivalencia del *Dominio epioceanico* de D'Argenio (1974) con el dominio Subbético en el margen suribérico.

En el ambiente epioceánico, como en el epicontinental, la alusión al registro de *facies pelágicas* se admite como referencia a *condiciones pelágicas* (término ecológico en origen, oceanográfico) en su doble vertiente, ecológica y de depósito. Es decir, para indicar medios ocupados por organismos ecologi-

camente desconectados del fondo, pelágicos (neuston, necton, plancton), así como para indicar sedimentos con un porcentaje mayor del 30% de material biogénico pelágico (Shepard, 1963). De acuerdo con esto, la alusión a *facies pelágicas* o *pelagic waters* no implica connotaciones de distancia a la costa o de profundidad (Jenkyns & Hsü, 1974; Summerhayes & Thorpe, 1996), aunque la frecuencia de su registro aumente, en términos generales, con la distalidad. En la actualidad se conoce sedimentación pelágica a profundidades en torno a 50m en Yucatán (Logan *et al.*, 1969), pero no existen áreas equivalentes a las vastas extensiones cubiertas por este tipo de sedimentación en mares epeíricos mesozoicos (Hkanson *et al.*, 1974, entre otros). En el paleomargen sur-sureste de Iberia, la sedimentación pelágica fue frecuente durante el Jurásico superior, especialmente en los ambientes epioceánicos (Zona Subbética), mientras que en los epicontinentales fue dominante el componente hemipelágico ya en las partes medias de las plataformas (Zona Prebética). «*Pelagic sediments were not necessarily deep and oceanic*» (Walther, 1897 en Jenkyns & Hsü, 1974).

EL LÍMITE OXFORDIENSE / KIMMERIDGIENSE

Un hecho ampliamente reconocido es la precisión creciente de las escalas biocronológicas establecidas a partir del estudio de materiales jurásicos. Un caso particularmente expresivo es el de las escalas biocronológicas basadas en los ammonites, especialmente a partir de la renovación de la bioestratigrafía sobre la base del reconocimiento de unidades elementales e indivisibles, al menos local o regionalmente, denominadas *biohorizontes* (Callomon, 1964, 1984; Gabilly, 1976; Whittaker *et al.*, 1991; Page, 1995). En respuesta al planteamiento de aproximaciones sucesivas que sustenta el avance en la datación estratigráfica, el progresivo reconocimiento de *biohorizontes* induce a la revisión de correlaciones previamente admitidas y, de ahí, a la reconsideración de límites bioestratigráficos.

El límite entre el Oxfordiense y el Kimmeridgiense (Jurásico superior) constituye un buen ejemplo de las dificultades prácticas para el establecimiento de un estándar biocronoestratigráfico en el Jurásico, aún utilizando el registro de ammonites que ha sido considerado básico para la construcción del *primary standard* (Callomon, 1984) de referencia para depósitos marinos de este sistema. El problema radica esencialmente en la dificultad para correlacionar los datos bioestratigráficos procedentes de ámbitos biogeográficos bien diferenciados y es reciente el incremento en propuestas alternativas a la interpretación tradicional del límite Oxfordiense/Kimmeridgiense (Sykes & Callomon, 1979; Matyja & Wierzbowski, 1988, 1995; Wierzbowski, 1991; Atrops *et al.*, 1993).

Complementariamente, Olóriz *et al.* (1994a) propusieron la revisión del límite Oxfordiense/Kimmeridgiense en el ámbito mediterráneo a partir de la interpretación del registro de los ammonites, especialmente epioceánicos, en

términos ecoestratigráficos (Olóriz *et al.*, 1994a; *in litt.*). Basada en cambios significativos a nivel de subfamilia, tales como extinciones (Epipeltoceratinae, Euaspidoceratinae), reestructuraciones evolutivas (Passendorferiinae, Tarameiliceratinae) y cambios en las proporciones relativas (Ataxioceratinae), la alternativa propuesta planteaba la conveniencia de situar el límite Oxfordiense/Kimmeridgiense en el límite entre las zonas Bimammatum y Planula. Esta reinterpretación soluciona las conocidas dificultades para el establecimiento del límite a partir del relevo de *Sutneria galar* por *Sutneria platynota* en áreas de influencia tethysica, en especial las mediterráneas (problema revisado por Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1996b), y favorece la correlación con los eventos de expansión geográfica de *Amoeboceras* cuyos registros resultan claves para las correlaciones entre áreas submediterráneas y subboreales (Matyja & Wierzbowski, 1988, 1995; Wierzbowski, 1991; Atrops *et al.*, 1993).

Aunque basadas en una mejora progresiva en la precisión de los registros (bioestratigrafía descriptiva) y, complementariamente, en alusiones a los procesos geo-biológicos subyacentes (interpretaciones ecoestratigráficas), las recientes propuestas de revisión del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense no han determinado, por el momento, su revisión formal. De acuerdo con esto, consideraremos el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense como ha sido tradicionalmente admitido en las denominadas provincias mediterránea y submediterránea. En las Figs. 2-5 se presenta una actualización de la bioestratigrafía para los ammonites en la Cordillera Bética, obtenida de la revisión de los trabajos más significativos realizados en el área (Behmel, 1970; Sequeiros, 1974; Olóriz, 1978, 1979; García-Hernández *et al.*, 1979; Sequeiros & Olóriz, 1979; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993a,b, 1996b; Olóriz *et al.*, 1992, 1995; Rodríguez-Tovar, 1993; Caracuel, 1996) y de datos inéditos de los autores.

EL LÍMITE OXFORDIENSE / KIMMERIDGIENSE EN LAS ÁREAS ESTUDIADAS

CONDICIONES DE DEPÓSITO

Desde los alrededores de Jaén hasta el Cabo de la Nao (provincia de Valencia) los afloramientos de materiales de edad Oxfordiense-Kimmeridgiense en la Zona Prebética representan depósitos pertenecientes a la parte más externa y septentrional de la Cordillera Bética. Se trata de materiales fundamentalmente terrígeno-carbonatados depositados en las partes medias y externas de una rampa estructurada con pendiente generalizada hacia el SE (Figs. 6-7). La sedimentación hemipelágica-pelágica epicontinental se inició durante el Oxfordiense medio. Las litofacies oxfordienses corresponden a margocalizas y margas en zonas comparativamente deprimidas y a depósitos condensados (ammonitico rosso y facies asociadas) en fondos elevados. Localmente se reconocen vestigios de crecimientos pararecifales. La estructuración de la pla-



Figura 2.—Distribución de ammonites (Passendorferiinae, Idoceratidae, *Sutneria*) en el Oxfordiense terminal y base del Kimmeridgiense. Distribuciones parciales respecto al intervalo zonal de referencia indican posible efecto de condensación y/o procedencia de la parte indicada del intervalo registrado. *Sutneria praecursor* proviene de un nivel condensado.

Figure 2.—Ammonite ranges (Passendorferiinae, Idoceratidae, *Sutneria*) in the uppermost Oxfordian and lowermost Kimmeridgian. Incomplete distributions with respect to the biochronozone of reference show significant condensation and/or recovering from the indicated part of the recordered stratigraphic interval. *Sutneria praecursor* was recovered from a condensed horizon.

taforma epicontinental se detecta a través de cambios de facies y espesores entre sectores próximos, así como por el registro de *slumping*. Las litofacies kimmeridgienses son comparativamente homogéneas y están representadas por ritmitas carbonatadas, pero son significativos los cambios de espesor que se

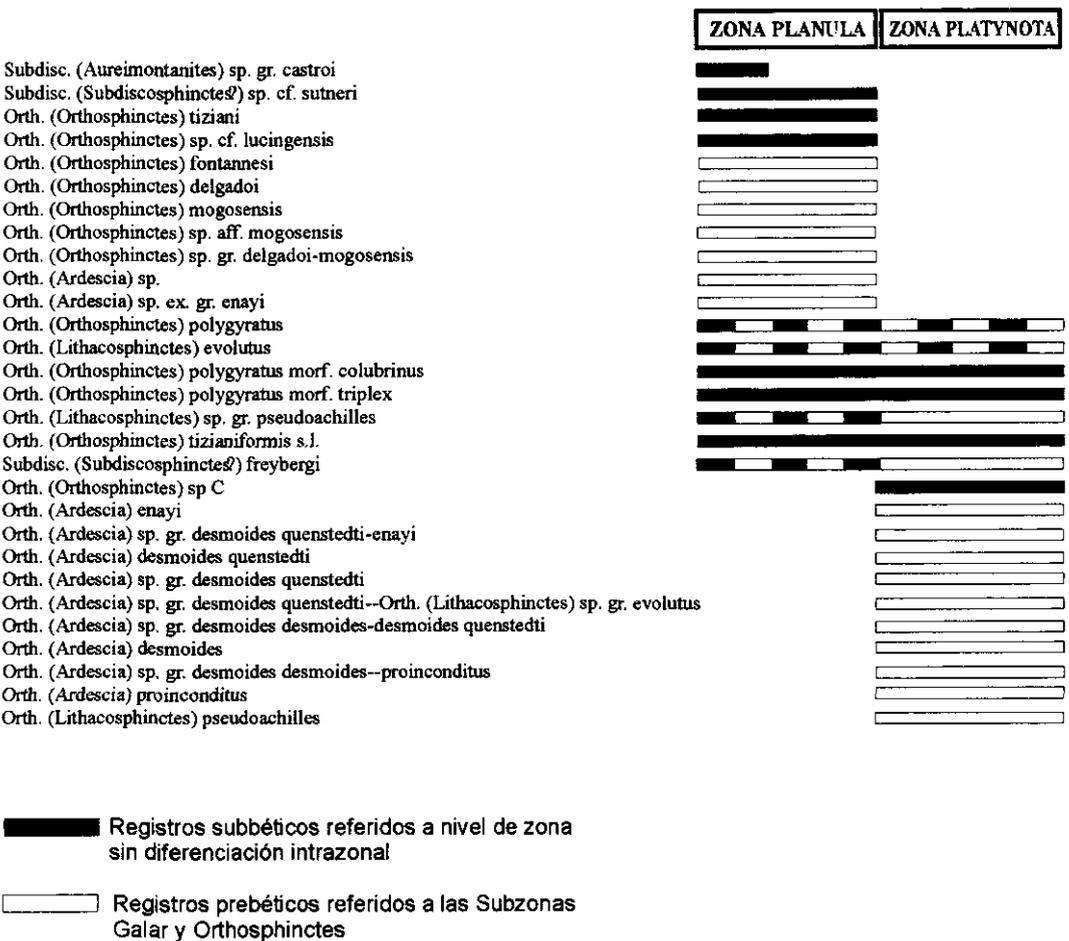


FIGURA 3.—Distribución de ammonites (Ataxioceratinae) en el Oxfordiense terminal y base del Kimmeridgiense. Distribuciones parciales respecto al intervalo zonal de referencia indican posible efecto de condensación y/o procedencia de la parte indicada del intervalo registrado.

FIGURE 3.—Ammonite ranges (Ataxioceratinae) in the uppermost Oxfordian and lowermost Kimmeridgian. Incomplete distributions with respect to the biochronozone of reference show significant condensation and/or recovering from the indicated part of the recorded stratigraphic interval.

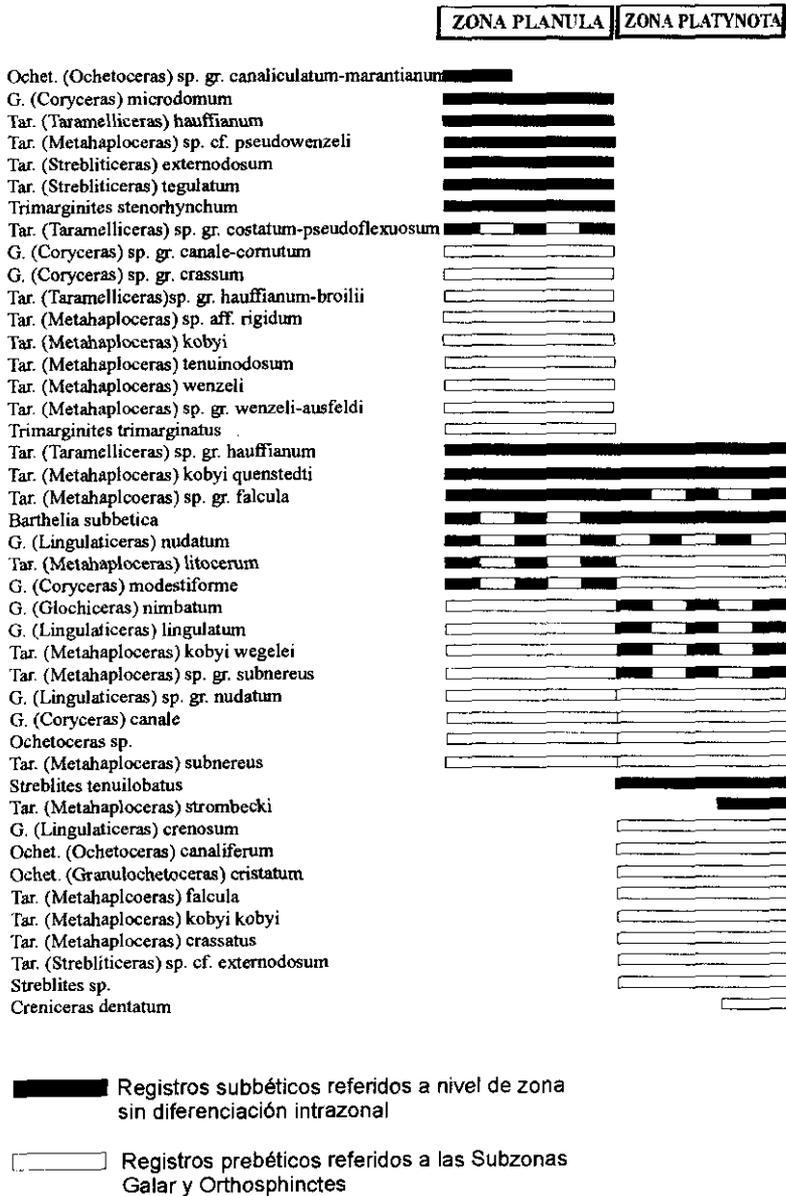


FIGURA 4.—Distribución de ammonites (Haploceratidae, Glochiceratidae, Oppeliidae) en el Oxfordiense terminal y base del Kimmeridgiense. Distribuciones parciales respecto al intervalo zonal de referencia indican posible efecto de condensación y/o procedencia de la parte indicada del intervalo registrado.
 FIGURE 4.—Ammonite ranges (Haploceratidae, Glochiceratidae, Oppeliidae) in the uppermost Oxfordian and lowermost Kimmeridgian. Incomplete distribution with respect to the biochronozone of reference show significant condensation and/or recovering from the indicated part of the recorded stratigraphic interval.

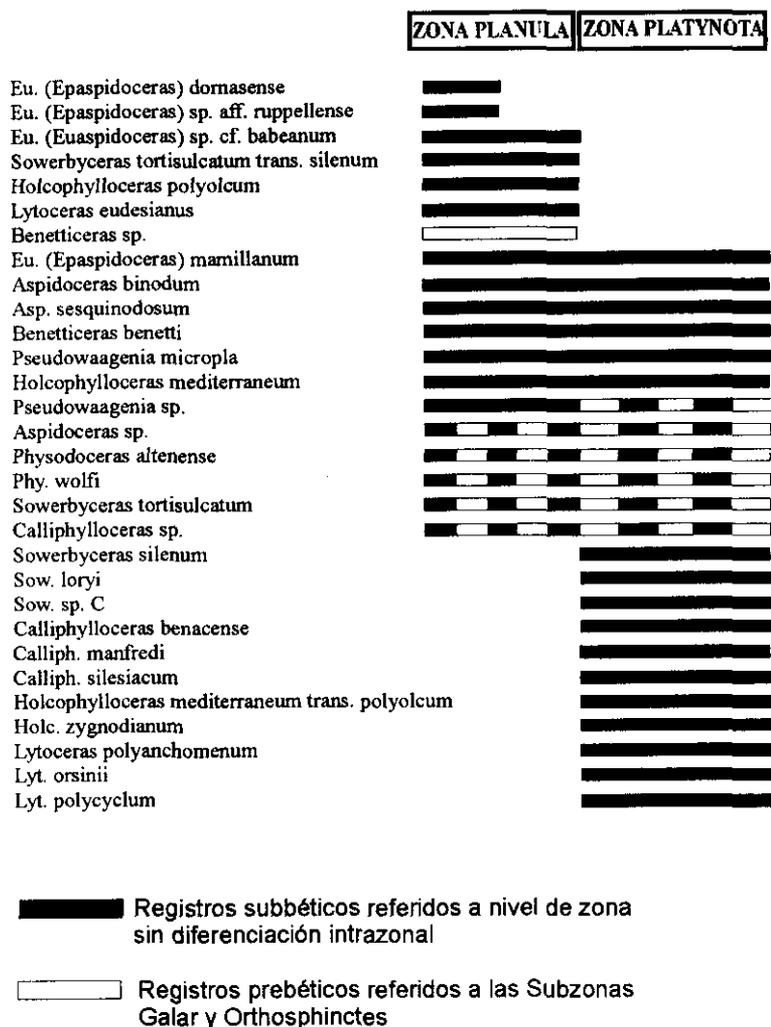


FIGURA 5.—Distribución de ammonites (Aspidoceratidae, Phylloceratidae, Lytoceratidae) en el Oxfordiense terminal y base del Kimmeridgiense. Distribuciones parciales respecto al intervalo zonal de referencia indican posible efecto de condensación y/o procedencia de la parte indicada del intervalo registrado.

FIGURE 5.—Ammonite ranges (Aspidoceratidae, Phylloceratidae, Lytoceratidae) in the uppermost Oxfordian and lowermost Kimmeridgian. Incomplete distributions with respect to the biochronozone of reference show significant condensation and/or recovering from the indicated part of the recorded stratigraphic interval.

relacionan con el desarrollo variable de margas. Un rasgo distintivo en la comparación de los depósitos oxfordienses y kimmeridgienses del Prebético es el mayor espesor de los últimos. Este hecho se ha relacionado con cambios en el

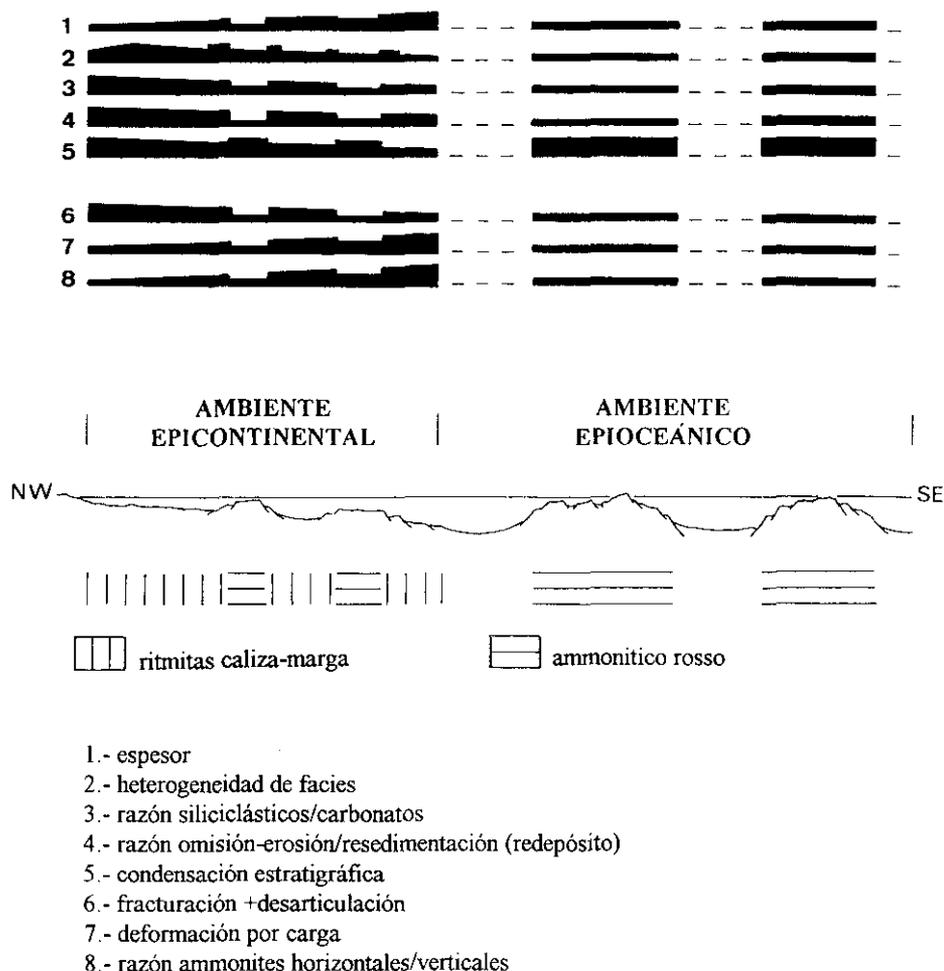


FIGURA 6.—Fisiografía sintética en el segmento bético del paleomargen sur-sureste de Iberia con rasgos significativos de las facies y características tafonómicas de las asociaciones fósiles. La razón ammonites horizontales/verticales está preferentemente referida a individuos de pequeño tamaño movilizadas por bioturbadores (megabentos) en facies ammonitico rosso

FIGURE 6.—Synthetic physiography in the Betic part of the southern-southeastern palaeomargin of Iberia showing the main features of facies and taphonomy. The horizontal / vertical ammonites ratio refers, mainly, to small specimens mobilized by burrowers (megabenthos) in ammonitico rosso facies.

régimen de subsidencia y con los eventos tectónicos asociados (Acosta, 1989; Marques *et al.*, 1991; Rodríguez-Tovar, 1993).

Entre las provincias de Cádiz y Alicante afloran materiales del Oxfordiense y Kimmeridgiense subbéticos que representan depósitos comparativamente distales en el paleomargen S-SE de Iberia. Estos depósitos pertenecen a un in-

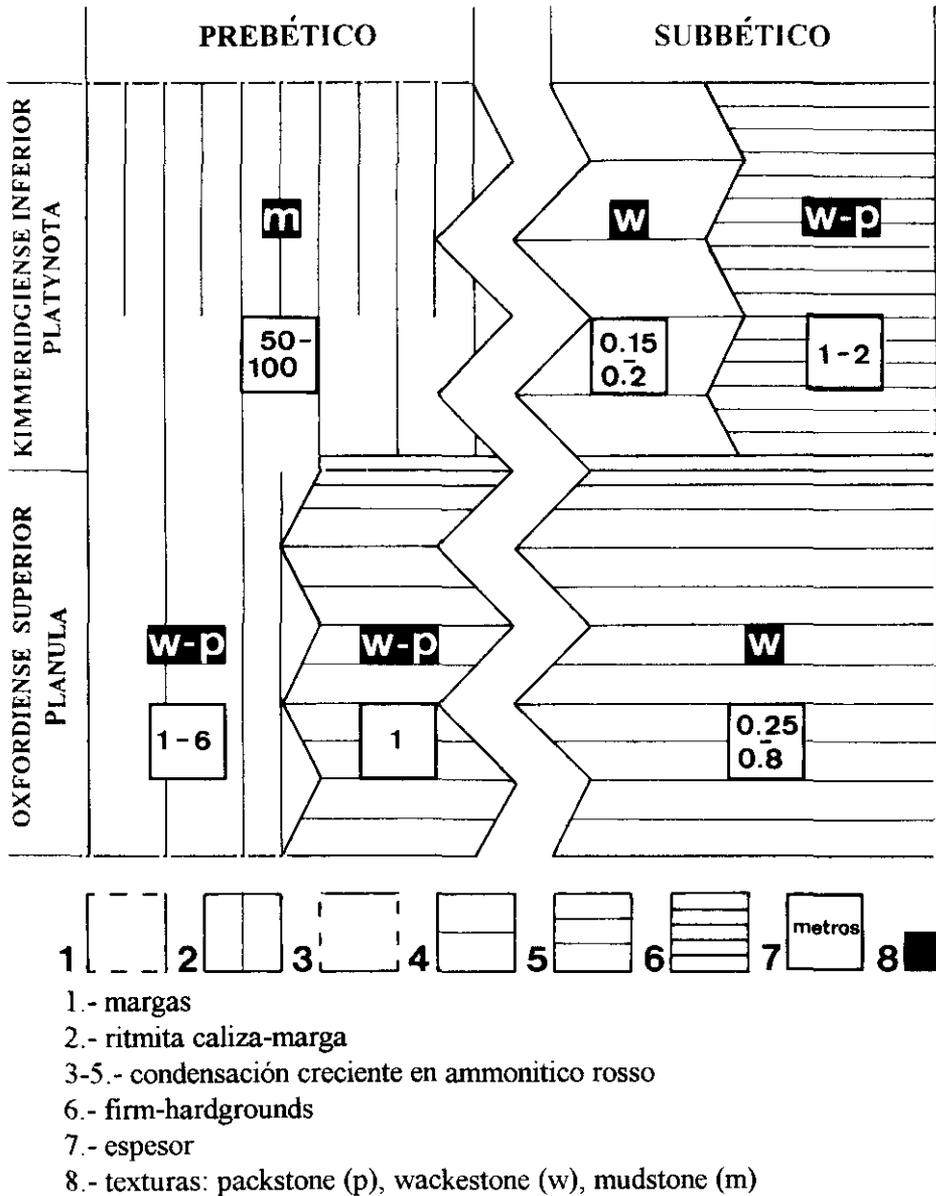


FIGURA 7.—Distribución de facies en el Oxfordiense terminal (Zona Planula) y en el Kimmeridgiense basal (Zona Platynota).

FIGURE 7.—Facies distribution in the uppermost Oxfordian (Planula Zone) and lowermost Kimmeridgian (Platynota Zone).

tervalo en el que se acentuó la fracturación longitudinal y transversal del paleomargen, iniciada en el Carixiense, que dio lugar a su conocida estructuración en surcos y umbrales (Subbético Externo, en posición proximal, y Subbético Interno, en posición más distal en el paleomargen). En un contexto de sedimentación condensada de tipo ammonítico rosso y facies afines (Formación Ammonítico Rosso Superior; Molina-Cámara, 1987), en las partes altas de los umbrales los depósitos son comparativamente discontinuos, calcáreos y condensados. En los taludes de los altos fondos la sedimentación fue más activa, más continua y con mayor incidencia de procesos de deslizamiento sinsedimentario y redepósito.

FACIES Y ASOCIACIONES FÓSILES PREBÉTICAS

Los materiales correspondientes al límite Oxfordiense/Kimmeridgiense en la Zona Prebética pertenecen a la Formación Lorente (Pendas, 1971). En general, los materiales del Oxfordiense superior tienen un marcado carácter carbonatado, ocasionalmente incluso aspecto noduloso, y espesores que oscilan entre pocos decímetros y una veintena de metros (Fourcade, 1970; Foucault, 1971; Jerez-Mir, 1973; Azéma *et al.*, 1979; García-Hernández *et al.*, 1979, 1981; Baena & Jerez-Mir, 1982, entre otros). Abundan las texturas de tipo *wackestone* y *packstone*, ricas en foraminíferos (*Protoglobigerina*, *Nodosariidae*) y con restos de invertebrados de mayor tamaño (bivalvos, ammonites, braquiópodos, etc.). En la base del Kimmeridgiense dominan los depósitos margosos de espesores métricos a decamétricos, entre los que se intercalan niveles de margocalizas con espesor y frecuencia variables. Las margocalizas corresponden a *mudstones* y *wackestones* en los que se reconocen granos de cuarzo; entre los bioclastos destacan los filamentosos y los foraminíferos (*Epistominidae*). Hacia la parte superior de la Zona Platynota la sucesión es más calcárea.

El límite entre el Oxfordiense y el Kimmeridgiense no posee una expresión litológica uniforme en la Zona Prebética y en ningún caso puede caracterizarse en términos estrictamente litológicos. En general, pueden reconocerse dos patrones litológicos (Fig. 7):

A) sucesión carbonatada del Oxfordiense superior limitada a techo por un nivel de condensación caracterizado por la alta concentración de restos fósiles, fundamentalmente ammonites y belemnites, y en menor proporción braquiópodos y bivalvos, entre otros (García-Hernández *et al.*, 1979, 1981; García-Hernández & López-Garrido, 1988; Acosta, 1989; Rodríguez-Tovar, 1990, 1993; Marques *et al.*, 1991; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993b, 1996a; Olóriz *et al.*, 1994c). La superficie ferruginizada con la que finaliza el tramo calcáreo puede pertenecer a la base del Kimmeridgiense según las secciones. Este patrón caracteriza el registro en fondos elevados y se reconoce, fundamentalmente, en perfiles del sector central del Prebético (Rodríguez-Tovar, 1993; Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1993b).

B) la sucesión del Oxfordiense superior adquiere progresivamente un carácter más margoso y el límite Oxfordiense/Kimmeridgiense se reconoce en el interior de una alternancia homogénea de margas y margocalizas. Este patrón caracteriza el registro correspondiente a fondos deprimidos y se reconoce, fundamentalmente, en perfiles pertenecientes al sector oriental del Prebético y, localmente, en el sector central (Behmel, 1970; Azèma *et al.*, 1971; Acosta, 1989; Rodríguez-Tovar, 1990, 1993; López-Galindo *et al.*, 1992; Olóriz *et al.*, 1992, 1995).

Las asociaciones fósiles de la parte superior de la Zona Planula (Subzona Galar) reconocidas en depósitos epicontinentales del Prebético están dominadas por los ammonites, con valores entre el 64% y el 90% del espectro total, con independencia de la proximalidad/distalidad y la fisiografía de la plataforma. En el resto de la asociación son mayoritarios los belemnites, mientras que el macro-megabentos (Smith, 1994) no sobrepasa el 7% cuando está representado (Fig. 8).

En la parte inferior de la Zona Platynota (Subzona Orthosphinctes) se registra una clara y significativa disminución en el porcentaje relativo de ammonites y belemnites. Esta disminución se compensa por un manifiesto aumento en la proporción de macro-megabentos que oscila entre el 34% y el 25%. Esta tendencia continúa durante toda la Zona Platynota, siendo especialmente manifiesta a techo de la misma (Subzona Guilherandense), en donde el macro-me-

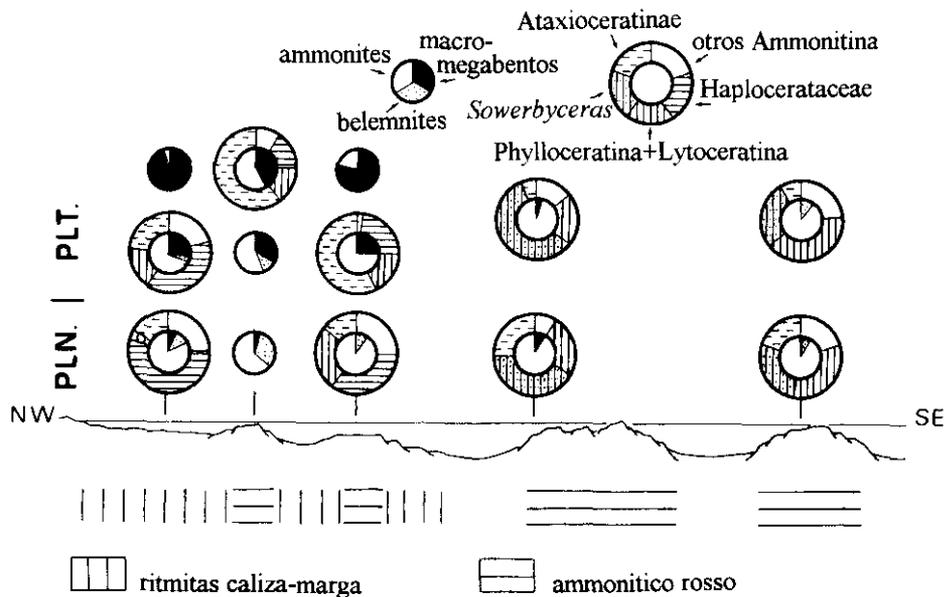


FIGURA 8.—Fisiografía, facies dominantes y asociaciones fósiles.
 FIGURE 8.—Physiography, dominant facies and fossil assemblages.

gabentos puede llegar a representar la práctica totalidad de la asociación registrada. Esta tendencia suele ser más expresiva en depósitos correspondientes a áreas deprimidas, tanto proximales como distales (Fig. 8).

En lo que respecta a los ammonites (Figs. 2-5, 8), la asociación correspondiente a la Subzona Galar está dominada por haploceratidos (entre 56% y 36%). En la parte basal del Kimmeridgiense, parte inferior de la Zona Platynota, se registra un claro aumento en ataxioceratinos (entre 57% y 23%) compensado por una disminución de haploceratidos en torno al 15%. Esta tendencia suele mantenerse hacia techo de la Zona Platynota (Subzona Guilherandense) en donde la asociación de ammonites está claramente dominada por los ataxioceratinos.

Los rasgos tafonómicos más sobresalientes en las asociaciones estudiadas están relacionados con el tipo de facies, es decir, con los patrones anteriormente reconocidos. En depósitos calcáreos condensados, la posición de los ammonites con tamaños en torno a 100 mm es mayoritariamente horizontal; a tamaños menores los ammonites presentan orientaciones diversas, pero no se han reconocido imbricaciones que evidencien polaridad. La fragmentación es variable, así como la conservación de la cámara de habitación. Los *aptychi* son poco frecuentes. La corrosión es especialmente reconocible en horizontes nodulares y/o ferruginizados. En los belemnites la orientación es variable en la horizontal, no son raros los restos más o menos oblicuos y, en cualquier caso, el tamaño no parece ser determinante de la orientación. Entre el escaso macro-megabentos, la desarticulación sólo afecta de manera significativa a los crinoides. En depósitos no condensados (margocalizas y margas), los ammonites con orientaciones oblicuas son escasos y de tamaño generalmente menor de 30 mm; no se conocen imbricaciones. La conservación en este tipo de facies impide el reconocimiento de las suturas, por lo que a veces es difícil evaluar la presencia/ausencia de la cámara de habitación y/o el porcentaje conservado de ésta, pero en las formas pequeñas es frecuente la conservación de peristomas pedunculados. La deformación por carga es usual. Los *aptychi* son raros. El registro de belemnites no presenta diferencias notables respecto a los rasgos anteriormente comentados para depósitos calcáreos condensados, incluso en los casos de mayor concentración. Bivalvos articulados y desarticulados, en ocasiones con las valvas a escasa distancia, son frecuentes; se han reconocido gasterópodos con la ornamentación espinosa bien conservada y caparazones de artrópodos deformados por carga.

FACIES Y ASOCIACIONES FÓSILES SUBBÉTICAS

Los materiales en torno al límite Oxfordiense/Kimmeridgiense en la Zona Subbética corresponden a la Formación Ammonitico Rosso Superior (Molina-Cámara, 1987), en la que se han reconocido las Zonas Planula y Platynota. En general dominan las facies ammonitico rosso variablemente margoso o calcá-

reo, sin que el grado de condensación reconocible pueda relacionarse inequívocamente con una u otra subfacies (Fig. 7). Por el contrario, la expresividad de la estratificación (así como de la laminación a nivel microscópico) y el grado de nodularidad presentan una relación inversa determinada por la intensidad de la bioturbación. Las estructuras sedimentarias son poco representativas, salvo en secciones potentes de la Zona Platynota en las que son frecuentes las laminaciones y las superficies de estratificación planas que se interpretan como resultado de procesos tractivos. En estos casos se reconocen intensas implantaciones de *Thalassinoides* e incrementos en la fragmentación y orientación de los bioclastos. En los perfiles con depósitos más condensados, las Zonas Planula y Platynota presentan niveles de omisión que pueden evolucionar a incipientes *hardgrounds*.

El espesor de la Zona Planula es inferior a 80cm en calizas nodulosas variablemente margosas o calcáreas. Los litotipos más margosos muestran una nodularidad menos expresiva y frecuentes procesos de removilización sinsedimentaria. La Zona Platynota se presenta en subfacies margosas más o menos ferruginizadas, de espesor reducido (15-20cm) y condensación alta, así como en subfacies calcáreas comparativamente potentes (100-200cm), que evolucionan a niveles pseudonodulares estratificados en bancos decimétricos.

Las microfacies dominantes son *wackestones* ricos en *Protoglobigerina*, radiolarios, *Sacoccoma*, *Globochaete* y filamentos. Entre los componentes accesorios se han reconocido foraminíferos (*Spirillininae*, *Trocholinidae*), braquiópodos, bivalvos, *aptychi*, núcleos de ammonioideos, gasterópodos, artejos de crinoides, *Stomiosphaera* y *Cadosina*. En la Zona Platynota se reconocen localmente *packstones* debido a la profusión de núcleos y fragmentos de ammonioideos. Las laminaciones de microbioclastos son infrecuentes, aunque son significativas las debidas al empaquetamiento de bioclastos planares (*Sacoccoma*, filamentos).

El análisis de las asociaciones fósiles reconocidas en el tránsito Oxfordiense/Kimmeridgiense en ambientes epioceánicos se ha centrado en áreas del Subbético Externo oriental y del Subbético Interno central (Fig. 8). Se han seleccionado perfiles de la Zona Platynota que representan secciones condensadas y comparativamente margosas vs. relativamente expandidas con depósitos nodulares o pseudonodulares bien estratificados.

En términos generales, las asociaciones fósiles reconocidas en umbrales epioceánicos están dominadas por ammonites (>90%), presentan proporciones bajas de otros cefalópodos (belemnites <10%) y bentónicos eventuales (<5%). Entre los ammonites, el grupo de phylloceratidos+lytocerátidos es dominante (55-80%) y cuando alcanza sus valores más altos *Sowerbyceras* puede representar el 75% del total para el grupo. Completan la asociación, perisphinctidos (máximo <35% en espectros no promediados y entre 25%-7% en los promediados) y otros Ammonitina (<25-10%, fundamentalmente aspidoceratidos y *Glochiceras*). Con independencia del grado de condensación estratigráfica, se constata la generalización de las siguientes tendencias durante el intervalo es-

tudiado: a) reducción del grupo de perisphinctidos, b) incremento del grupo de phylloceratidos+lytoceratidos debido al registro del euritópico *Sowerbyceras*, c) moderado incremento de belemnites, y d) mantenimiento de escaso macro-megabentos (Fig. 8).

Los rasgos tafonómicos más significativos están relacionados con el carácter condensado de las facies ammonitico rosso. Así, se constata el predominio de tamaños menores de 40-50mm en subfacies margosas notablemente condensadas, en las que la corrosión de los restos (moldes internos para los ammonites) es especialmente intensa. En general, la corrosión se reconoce por el deterioro comparativo, o incluso la pérdida, del flanco superior en ammonites horizontales, o el de las zonas más expuestas en casos en los que los ammonites presentan otras orientaciones, que son frecuentes en ammonites menores de 50mm. No se han reconocido imbricaciones polarizadas de los restos fósiles ni gradaciones de éstos en unidades elementales de depósito. La fragmentación de la cámara de habitación es usual y no es raro que solo existan fragmentos tanto de cámaras de habitación como de fragmoconos; la conservación de estructuras peristomales es rara en ammonites mayores de 20mm. El escaso registro de *aptychi* no responde a las previsiones paleobiológicas. Los belemnites están incompletos, generalmente subhorizontales y en ningún caso muestran evidencias de orientación preferente. En el escaso macro-megabentos registrado destacan braquiópodos y equinodermos, estos últimos desarticulados (radiolas, artejos de crinoides) salvo en el caso de las tecas de los equínidos que pueden presentar colapso por carga.

INTERPRETACIÓN

PREBÉTICO

En los sectores estudiados en el Prebético, el análisis integrado de las facies, de la impronta tafonómica y de la composición de las asociaciones fósiles analizadas permite interpretar las condiciones eco-sedimentarias durante el intervalo seleccionado. Las facies carbonatadas hemipelágicas-pelágicas, con intercalaciones siliciclásticas de grano fino, concuerdan con unas condiciones de depósito dominantes de baja energía. La configuración de fondos comparativamente emisores y receptores se identifica, respectivamente, con tendencias localmente persistentes, pero alternativas, hacia la condensación en depósitos calcáreos y hacia la recepción de terrígenos. La ausencia de estructuras sedimentarias macroscópicas y el reconocimiento de sus vestigios a nivel microscópico (Olóriz & Rodríguez-Tovar, *in litt.*) son compatibles con una bioturbación intensa en fondos expuestos a corrientes débiles.

La interpretación de un contexto general de baja energía se refuerza con datos tafonómicos. En facies poco condensadas (margocalizas y margas), la escasa energía es coherente con la ausencia de restos fósiles imbricados, la orien-

tación diversa, la desarticulación moderada y la buena conservación de estructuras delicadas en individuos de pequeño tamaño, como es el caso de las espinas en gasterópodos y los peristomas en los ammonites. En caso de que se hubieran producido procesos de resedimentación, ésta habría sido de grado bajo. El hecho de que la mejor conservación se reconozca en restos de pequeño tamaño se puede interpretar en relación con su mayor facilidad de enterramiento en fondos blandos y a la aparente ausencia de fenómenos de exhumación. En este tipo de fondos, los belemnites podrían acomodarse con inclinación variable, incluso vertical. En dicho contexto, el bajo porcentaje de *aptychi* es el indicio más claro del transporte post-mortem (necroplántico) de los ammonites estudiados. La fragmentación variable de las cámaras de habitación puede reflejar múltiples procesos (incluido el desplazamiento sobre el sustrato), pero considerando su acomodación en fondos blandos, la presencia de peristomas y la conservación aceptable de los detalles ornamentales en los moldes internos de los ammonites (evidencias de escasa movilización sobre el sustrato), así como con la ausencia de epibiontes (intra-extratálamicos), se interpreta que este conjunto de indicios son congruentes con un transporte post-mortem (necroplántico) de corta duración. En los depósitos condensados no se han reconocido indicios reveladores de una mayor energía, pero un tiempo de exposición previsiblemente más duradero determinaría la mayor incidencia de corrosión, en especial en relación con el desarrollo de costras ferruginosas.

De acuerdo con lo anterior, la composición de las asociaciones fósiles soporta la interpretación paleoecológica. Aunque el contenido en macro-megabentos es escaso y variable en relación con las condiciones locales de depósito y la intensidad de la bioturbación (Olóriz & Rodríguez-Tovar, *in litt.*), su diversidad junto con la tipología de los ammonites (Figs. 2-5) permiten reconocer el carácter epicontinental, nerítico, del medio durante el Oxfordiense terminal y Kimmeridgiense temprano en los sectores analizados del Prebético.

Propuesto un contexto eco-sedimentario correspondiente a medios epicontinentales poco energéticos, el análisis de las asociaciones fósiles en su contexto estratigráfico permite la interpretación ecoestratigráfica (Fig. 8). Un rasgo significativo es la tendencia al incremento en macro-megabentos con esqueleto desde la Zona Planula (Subzona Galar) a la parte inferior de la Zona Platynota (Subzona Orthosphinctes). En paralelo, las facies calcáreas dan paso a facies terrígeno-carbonatadas menos condensadas, especialmente después de que se registre una intercalación de margas de espesor variable pero en cualquier caso considerable respecto al espesor promedio registrado anteriormente para los horizontes margosos. En los ammonites se detecta una disminución persistente en la que destaca el progresivo incremento en ataxioceratinos especializados. La información obtenida se interpreta en relación con un contexto progradante y de disminución del ecoespacio sobre la plataforma.

La proximalidad-distalidad relativa de los perfiles y la fisiografía permiten interpretar el registro variable de los ammonites en términos ecológicos y en relación con la incidencia del transporte post-mortem de acuerdo con diferencias

hidrodinámicas. Así, la persistencia de porcentajes significativos de haploceratinos en áreas proximales se considera una señal ecológica debido a su menor potencial de dispersión post-mortem (Olóriz *et al.*, 1996). También se admite como señal ecológica la mayor presencia del grupo de phylloceratidos+lytooceratidos en áreas más distales (Zona Planula en Fig. 8), mientras que la inversión de esta tendencia en zonas deprimidas durante fases de progradación y de menor ecoespacio (Zona Platynota vs. Zona Planula en Fig. 8) se interpreta como indicio del efecto combinado de transporte post-mortem (necroplantónico) desde ecoespacios ubicados en masas de agua sobre fondos elevados y de las posibilidades ecológicas para ubicuistas, como *Sowerbyceras*, en un contexto de deterioro ambiental.

SUBBÉTICO

Un tratamiento equivalente de los datos subbéticos permite la comparación entre sectores del paleomargen claramente distanciados y diferenciados durante el intervalo estudiado. La diferenciación de subfacies ammonítico rosso entre secciones próximas se relaciona con una fisiografía compleja. Independientemente del contenido en arcillas, las facies ammonítico rosso revelan condiciones de depósito de baja energía pero que puede aumentar ligeramente en los taludes de los umbrales, en los que la tasa de sedimentación neta fue mayor. Los incrementos ocasionales de la energía se reconocen por la presencia de *wackestones-packstones* bioclásticos con empaquetamiento diferencial de esqueletales, cuya expresión es más acentuada cuando los restos son planares (*Saccocoma*, filamentos). La característica condensación de los depósitos se reconoce por la superimposición de unidades elementales de depósito, de manera que los niveles/estratos reconocibles en el afloramiento suelen ser compuestos. En un contexto de sedimentación discontinua, la magnitud de los hiatos es extremadamente variable, pero generalmente se mantiene por debajo del nivel de resolución de la bioestratigrafía de ammonites, salvo para el Oxfordiense terminal (Subzona Galar, en parte o en su totalidad). En ocasiones, los hiatos se relacionan con superficies erosivas, ferruginizadas y endurecidas.

Las observaciones tafonómicas concuerdan con un contexto de depósito de baja energía, sin capacidad para producir concentraciones de conchas u otros restos esqueléticos macroscópicos debido a corrientes de fondo. En este contexto, la orientación variable de los ammonites menores de 50mm se relaciona preferentemente con la intensa bioturbación. La corrosión de los moldes internos, que son dominantes, es el rasgo más significativo, pero no son raras las facetas de erosión o truncaduras. Este conjunto de evidencias es relacionable con exposiciones prolongadas y exhumaciones (Caracuel *et al.*, 1996a). Estas condiciones también son compatibles con el carácter usualmente incompleto de los ammonites mayores de 20mm, pero sin duda las carcasas pudieron llegar al fondo ya incompletas. Esta interpretación se refuerza con una relativa escasez

de *aptychi* debido al transporte post-mortem en la columna de agua. Las observaciones realizadas en belemnites y macro-megabentos son compatibles con unas condiciones hidrodinámicas y de depósito de baja energía.

En el Oxfordiense superior (Zona Planula) y Kimmeridgiense basal (Zona Platynota) de las áreas subbéticas estudiadas, los rasgos significativos de las asociaciones fósiles para las interpretaciones paleoecológicas son: el escaso porcentaje de un macro-megabentos que además es poco diverso, la tipología de los ammonites y la composición de sus asociaciones (Figs. 2-5, 8). Estos rasgos revelan el carácter epioceánico del medio durante el intervalo estudiado, en el que los ammonites ubicuistas fueron los únicos comunes entre las poblaciones neríticas, epicontinentales, y las oceánicas.

En términos ecoestratigráficos, en el intervalo estudiado son de interés la estabilidad relativa de la representación total de ammonites, el alto porcentaje del grupo de phylloceratidos+lytoceratidos y la disminución de los perisphinctidos. La estabilidad relativa se interpreta como evidencia de unas condiciones ecológicas más constantes que en el ambiente epicontinental. La persistencia en una presencia significativa del grupo de phylloceratidos+lytoceratidos se considera un rasgo ecológico característico del ambiente epioceánico. El mayor porcentaje del ubicuista *Sowerbyceras* en sectores deprimidos, o en taludes, de umbrales proximales (Subbético Externo), así como su incremento desde la Zona Planula a la Zona Platynota, son compatibles con el efecto combinado de las oportunidades ecológicas para estos ubicuistas durante la reducción del ecoespacio sobre las plataformas neríticas y del incremento del transporte post-mortem (necroplantónico) desde profundidades menores debido a una hidrodinámica más activa. La generalización de la acusada disminución del grupo de los perisphinctidos (Olóriz *et al.*, 1996) en los umbrales proximales y distales (Subbético Externo e Interno, respectivamente), sin que estén representadas las formas neríticas, se relaciona con la disminución del ecoespacio para las formas oceánicas en torno a los umbrales.

La reconstrucción del contexto eco-sedimentario y de las interpretaciones ecoestratigráficas de las asociaciones prebéticas y subbéticas registradas en el Oxfordiense terminal (Zona Planula) y en el Kimmeridgiense basal (Zona Platynota) son compatibles con las previsiones de evolución de la acomodación y del ecoespacio en la secuencia de depósito LZA-4.4 en Haq *et al.* (1988), tal como ha sido reinterpretada en el margen sur-sureste de Iberia (Marques *et al.*, 1991; Olóriz *et al.*, 1991, 1993, 1994b; Rodríguez-Tovar, 1993; Caracuel, 1996).

CONCLUSIONES

El análisis de facies y de asociaciones fósiles en materiales pertenecientes al Oxfordiense terminal y Kimmeridgiense temprano (Jurásico Superior) de la

Cordillera Bética permite la diferenciación entre los ambientes epicontinental y epioceánico en el paleomargen sur-sureste de Iberia (Cordillera Bética).

Ritmitas terrígeno-carbonatadas, espesores deca-hectométricos, presencia significativa de bentónicos y mayores fluctuaciones en la composición de las asociaciones fósiles caracterizan el ambiente epicontinental (Zona Prebética). Facies ammonítico rosso, potencias decimétricas a métricas, escasez en bentónicos y mayor estabilidad en la composición de las asociaciones fósiles caracterizan el ambiente epioceánico (Zona Subbética) en elevaciones significativas del fondo marino (umbrales).

En condiciones de baja energía, los restos fósiles en materiales epicontinentales se caracterizan por la horizontalidad, deformación por carga y la conservación de estructuras delicadas, mientras que en materiales epioceánicos dominan las orientaciones variables y la corrosión.

El reconocimiento bioestratigráfico del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense se complementa con rasgos ecoestratigráficos compatibles con fluctuaciones del ecosistema que a su vez son congruentes con la dinámica asumida en interpretaciones de estratigrafía secuencial.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco de las actividades del Grupo EMMI (RNM 0178 Junta de Andalucía) y del proyecto PB91-0733 (DGICYT). Agradecemos a los revisores B. Bádenas y G. Meléndez (Univ. Zaragoza) las sugerencias recibidas.

BIBLIOGRAFÍA

- ACOSTA, P. (1989): *Estudio del Jurásico de un sector de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética)*. Tesis de Lic., Univ. Granada, 117pp.
- ATROPS, F.; GYGI, R.; MATYJA, B. A. & WIERZBOWSKI, A. (1993): «The *Amoeboceras* faunas in the Middle Oxfordian-lowermost Kimmeridgian, Submediterranean succession, and their correlation value». *Acta Geol. Pol.*, 43/3-4: 213-227.
- AZÉMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E. & PAQUET, J. (1971): «Le Jurassique dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques: Essai de Co-ordination». *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 91-110.
- AZÉMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P. & VERA, J. A. (1979): *Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Serv. Publ. Univ. Granada, 83pp.
- BAENA, J. & JEREZ-MIR, L. (1982): *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.str.)*. Colección Informe, IGME, 256pp.
- BEHMEL, H. (1970): «Beiträge sur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Ostspanien. V. Stratigraphie und Fazies im präebetischen Jura von Albacete und Nord-Murcia». *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 137/1: 1-102.
- CALLOMON, J. H. (1964): «Notes on the Callovian and Oxfordian Stages». In: *Col. Jur. Luxembourg*. P.L. Maubege (ed.). *Publ. Inst. gr.-duc. sect. sci. Nat. phys. math.*: 269-291.

- CALLOMON, J. H. (1984): «Biostratigraphy, chronostratigraphy and all that -again !». In: *Intern. Symp. Jurass. Strat.* O. Michelsen & A. Zeiss (eds.). *Geol. Surv. Denmark*, 3: 611-624.
- CARACUEL, J. E. (1996): *Asociaciones de megainvertebrados, evolución ecosedimentaria e interpretaciones ecoestratigráficas en umbrales epioceánicos del Tethys occidental (Jurásico superior)*. Tesis, Univ. Granada, 474 pp.
- CARACUEL, J. E.; MONACO, P. & OLÓRIZ, F. (1996a): «Conservación diferencial de ammonites en facies ammonítico rosso. Ejemplos del Kimmeridgiense (Subbético, S. España) y del Toarciense (Umbria-Marche, Italia Central)». In: *Comun. II Reunión de Tafonomía y Fossilización*, Zaragoza: 79-82.
- CARACUEL, J. E.; OLÓRIZ, F. & RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (1996b): «Eco-sedimentary environments, ammonite assemblages and ecostratigraphic interpretations». In: *IV Intern. Symp. Cephalopods - Present and Past*, F. Olóriz & F.J. Rodríguez-Tovar (eds.), Granada, Abstracts Volume: 36-38.
- COMAS, M. C. (1978): *Sobre la Geología de los Montes Orientales: Sedimentación y Evolución Paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior*. Tesis, Univ. Bilbao, 232 pp.
- COMAS, M. C.; OLÓRIZ, F. & TAVERA, J. M. (1981): «The red nodular limestones (Ammonítico Rosso) and associated facies: A key for settling slopes or swell areas in the Subbetic Upper Jurassic submarine topography (Southern Spain)». In: *Proc. Rosso Ammonítico Symp.*, A. Farinacci and S. Elmi (eds.), Tecnoscienza, Roma: 113-136.
- D'ARGENIO, B. (1968): «Two-Stages evolution of the Mesozoic carbonate platform, southern Apennines». In: *23th Int. Geol. Congr.*, Abstract, Praga.
- D'ARGENIO, B. (1974): «Le piattaforme carbonatiche periadriatiche, una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13/2: 137-159.
- FOUCAULT, A. (1971): *Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (provinces de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale)*. Thèse, Univ. Paris, 633pp.
- FOURCADE, E. (1970): *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)*. Thèse, Univ. Paris, 427 pp.
- GABILLY, J. (1976): «Le Toarcien à Thouars et dans le Centre-Ouest de la France». *Publ. Com. Français Strat.*, CNRS, Paris, 3: 1-217.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M. & LÓPEZ-GARRIDO, A. C. (1988): «The Prebetic platform during the Jurassic: a sedimentary evolution upon a distensive margin». In: *2nd Inter. Symp. Jurass. Strat.* R.B. Rocha & A.F. Soares (eds.), II: 1017-1030.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C. & OLÓRIZ, F. (1979): «El Oxfordense y el Kimmeridgiense inferior en la Zona Prebética». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 527-533.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C. & OLÓRIZ, F. (1981): «Etude des calcaires noduleux du Jurassique supérieur de la Zone Prébétique (Cordillères Bétiques, SE de l'Espagne)». In: *Proc. Rosso Ammonítico Symp.*, A. Farinacci and S. Elmi (eds.), Tecnoscienza, Roma: 419-434.
- HÅKANSSON, E.; BROMLEY, R. & PERCH-NIELSEN, K. (1974): «Maastrichtian chalk of north-west Europe -a pelagic shelf sediment». In: *Pelagic sediments: on land and under the sea*. K. J. Hsü & H. C. Jenkyns (eds.). Blackwell Sci. Publ.: 211-234.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988): «Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes». In: C.K. Wilgus et al. (eds.) *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. S.E.P.M., Spec. Pub., 42: 71-108.
- HEDGPETH, J. W. (1957): «Treatise on marine ecology and paleoecology». *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 67 (1: Ecology), 1296 pp.

- JENKYN, H. C. & HSÜ, K. J. (1974): «Introduction». In: *Pelagic sediments: on Land and under the Sea* K. J. Hsü and H. C. Jenkyns (eds.). Blackwell Sci. Publ., 447 pp.
- JEREZ-MIR, L. (1973): *Geología de la Zona Prebética, en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis, Univ. Granada, 749 pp.
- LINCOLN, R. J.; BOXSHALL, G. A. & CLARK, P. F. (1993): *A dictionary of ecology, evolution and systematics*. Cambridge Univ. Press, 298 pp.
- LOGAN, B. W.; HARDING, G. L.; AHR, W. M.; WILLIAMS, J. D. & SNEAD, R. G. (1969): «Carbonate sediments and reefs, Yucatan shelf, Mexico». *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 11: 1-198.
- LÓPEZ-GALINDO, A.; OLÓRIZ, F. & 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». In: *III Congr. Geol. Esp. y VIII Congr. Latinoamer. Geol.*, 1: 147-152.
- MARQUES, B.; OLÓRIZ, F. & 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.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis, Univ. Granada, 1171 pp.
- MATYJA, B. A. & WIERZBOWSKI, A. (1988): «Two Amoebocheras invasions in Submediterranean Late Oxfordian of Central Poland». In: *2nd Inter. Symp. Jurass. Strat.* R.B. Rocha & A.F. Soares (eds.), 1: 421-432.
- MATYJA, B. A. & WIERZBOWSKI, A. (1995): «Biogeographic differentiation of the Oxfordian and Early Kimmeridgian ammonite faunas of Europe, and its stratigraphic consequences». *Acta Geol. Pol.*, 45/1-2: 1-8.
- MOLINA-CÁMARA, J. M. (1987): *Análisis de las facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*. Tesis, Univ. Granada, 512 pp.
- NIETO, L. M. (1996): *La cuenca subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Granada, 561 pp.
- OLÓRIZ, F. (1978): *Kimmeridgiense-Tithonico inferior en el Sector Central de las Cordilleras Béticas. Zona Subbética*. Tesis Univ. Granada, 184, 758 pp.
- OLÓRIZ, F. (1979): «El Kimmeridgiense de la Zona Subbética». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 475-488.
- OLÓRIZ, F. (1997): «Interpretaciones ecostratigráficas. Aplicaciones a los materiales del Jurásico superior». In: *Vida y ambientes del Jurásico*. J.A. Gámez Vintaned & E. Liñán (eds.): 33-56.
- OLÓRIZ, F. & TAVERA, J. M. (1981): «El Jurásico Superior en el sector central de la Zona Subbética». *P.I.C.G., R. Acad. Cien. Exact. Fis. Nat. Madrid*:207-239.
- OLÓRIZ, F. & TAVERA, J. M. (1989): «The significance of Mediterranean ammonites with regard to the traditional Jurassic-Cretaceous boundary». *Cret. Res.*, 10: 221-237.
- OLÓRIZ, F.; MARQUES, B. & RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (1991): «Eustatism and faunal associations. Examples from the South Iberian Margin during the Late Jurassic (Oxfordian-Kimmeridgian)». *Eclogae geol. Helv.*, 1: 543-562.
- OLÓRIZ, F.; RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. & SCHAIRER, G. (1992): «New record of *Barthelia subbetica* OLÓRIZ & SCHAIRER (Jurassic Ammonitina) from the South Iberian paleomargin (Prebetic zone, Spain)». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 6: 343-350.
- OLÓRIZ, F. & RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (1993a): «Lower Kimmeridgian biostratigraphy in the Central Prebetic (southern Spain. Cazorla and Segura de la Sierra sectors)». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 3: 150-170.

- OLÓRIZ, F. & RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (1993b): «Reconsideración del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en el perfil de Puerto Lorente (Prebético Externo)». *Geogaceta*, 13: 92-94.
- OLÓRIZ, F.; RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J.; MARQUÉS, B. & CARACUEL, J. E. (1993): «Ecostratigraphy and sequence stratigraphy in high frequency sea-level fluctuations : examples from jurassic macroinvertebrate assemblages». *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 101: 131-145.
- OLÓRIZ, F.; CARACUEL, J. E. & RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (1994a): «The Oxfordian-Kimmeridgian boundary revisited: A mediterranean proposal». In: *IV Joint Oxfordian-Kimmeridgian Group Meeting*, Lyon. [documento adicional]
- OLÓRIZ, F.; RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J.; MARQUÉS, B. & CARACUEL, J. E. (1994b): «Faunal assemblages, ecostratigraphy and high resolution sequence stratigraphy». In: *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovation and Application* S. D. Johnson (ed.), Liverpool: 198-203.
- OLÓRIZ, F.; RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. & MARQUÉS, B. (1994c): «Macroinvertebrate assemblages and ecostratigraphic structuration within a Highstand Systems Tract. An example from the Lower Kimmeridgian in southern Iberia». *Geobios, M.S.*, 17 : 605-614.
- OLÓRIZ, F.; RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. & MORENO, A. T. (1995): «Análisis ecoestratigráfico y sedimentológico de materiales del Jurásico Superior epicontinental en el sector oriental del paleomargen suribérico (provincia de Albacete)». *Al-Basit*, 36: 5-85.
- OLÓRIZ, F.; CARACUEL, J. E.; RUIZ-HERAS, J. J.; RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. & MARQUÉS, B. (1996): «Ecostratigraphic approaches, sequence stratigraphy proposals and block tectonics: examples from the epicontinental swell areas in south and east Iberia». *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 121: 273-295.
- OLÓRIZ, F. & RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (1996a): «Facies, fossil assemblages and eco-sedimentary evolution in epicontinental shelves (Sierra de Cazorla)». In: *IV Intern. Symp. Cephalopods - Present and Past* F. Olóriz & F. J. Rodríguez-Tovar (eds.), Field Guide Book. Granada: 11-20.
- OLÓRIZ, F. & RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (1996b): «The Ammonite *Sutneria* from the Upper Jurassic of southern Spain». *Palaeontology*, 39/4: 851-867.
- OLÓRIZ, F.; BOUCOT, A. J.; CARACUEL, J. E. & RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (in litt.): «Community evolution, ecostratigraphic approaches and sequence-stratigraphy analyses». *Terra Nova*.
- OLÓRIZ, F. & RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (in litt.): «Análisis icnológico del perfil de Puerto Lorente (Sierra de Cazorla, Prebético externo)». *Revista Española de Paleontología*.
- PAGE, K. N. (1995): «Biohorizons and zonules: Intra-subzonal units in Jurassic ammonite stratigraphy». *Palaeontology*, 38/4: 801-814.
- PENDAS, F. (1971): «Definición morfológica de los embalses subterráneos del alto sureste español». In: *I Congr. Hisp.-Luso-Amer. Geol. Econ. Sec. Hidrogeol.*, II: 529-550.
- REY, J. (1993): *Análisis de la Cuenca Subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca-Velez Rubio*. Tesis, Univ. Granada, 460 pp.
- RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (1990): *Estudio de la ritmita kimmeridgiense en el Prebético central (Sector de Cazorla y Segura de la Sierra)*. Tesis Lic., Univ. Granada, 197 pp.
- RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (1993): *Evolución sedimentaria y ecoestratigráfica en plataformas epicontinentales del margen sudibérico durante el Kimmeridgiense inferior*. Tesis, Univ. Granada, 377 pp.
- RUIZ-ORTIZ, P. A. (1980): *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (Entre castril-prov. de Granada y Jaén)*. Tesis, Univ. Granada, 272 pp.
- RUIZ-ORTIZ, P. A. (1983): «A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, Southern Spain». *Sedimentology*, 30: 33-48.

- SEQUEIROS, L. (1974): *Paleogeografía del Calloviense y Oxfordense en el sector Central de la Zona Subbética*. Tesis Univ. Granada, 65, 371 pp.
- SEQUEIROS, L. & OLÓRIZ, F. (1979): «El Oxfordense de la Zona Subbética». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 463-474.
- SHEPARD, F. P. (1963): *Submarine Geology*. Harper & Row, New York, 2nd ed., 577 pp.
- SMITH, C. R. (1994): «Tempo and mode in deep-sea benthic ecology: punctuated equilibrium revisited». *Palaios*, 9: 3-13.
- SUMMERHAYES, C. P. & THORPE, S. A. (1996): *Oceanography. An illustrated guide*. Manson Publ., 352 pp.
- SYKES, R. M. & CALLOMON, J. H. (1979): «The *Amoeboceras* zonation of the Boreal Upper Oxfordian». *Palaeontology*, 22/4: 839-903.
- VERA, J. A. (1981): «Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico». In: P.I.C.G. *R. Acad. Cien. Exact. Fis. Nat. Madrid*, 2: 125-160.
- VERA, J. A. (1988): «Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética». *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4): 373-391.
- WALTHER, J. (1897): «Ueber Lebensweise fossiler Meeresthiere». *Z. dt. geol. Ges.*, 49: 209-273.
- WHITTAKER, A.; COPE, J. C. W.; COWIE, J. W.; GIBBONS, W.; HAILWOOD, E. A.; HOUSE, M. R.; JENKINS, D. G.; RAWSON, P. F.; RUHSTON, A. W. A.; SMITH, D. G.; THOMAS, A. T. & WIMBLEDON, W. A. (1991): «A guide to stratigraphical procedure». *Jour. Geol. Soc., London*, 148: 813-824.
- WIERZBOWSKI, A. (1991): «Biostratigraphical correlations around the Oxfordian/ Kimmeridgian boundary». *Acta Geol. Pol.*, 41 (3-4): 149-155.

Manuscrito recibido: 30 de Noviembre de 1997

Manuscrito aceptado: 30 de Junio de 1998