

Síntesis del Oxfordiense en la Cuenca Ibérica Nororiental y correlación con la Cuenca Catalana

The Oxfordian of the northeastern Iberian basin and its correlation with the Catalan basin

J. RAMAJO*, M. AURELL*, B. BÁDENAS*, J. BELLO**, G. DELVENE**,
G. MELÉNDEZ**, I. PÉREZ-ÜRRESTI**

RESUMEN

El análisis de facies de los materiales del Oxfordiense en la Cordillera Ibérica nororiental y en la zona meridional de la Cadena Costero-Catalana (Serra de la Creu, Xerta-Paüls), ha permitido reconocer diversas facies, que se han agrupado en cinco tipos. La determinación de su edad y de su relación lateral, se ha visto favorecida por una precisa bioestratigrafía realizada a partir de los ammonioideos registrados. A partir de estos datos, se han definido cuatro secuencias de depósito durante el Oxfordiense. Las dos superiores, denominadas $J_{3,3}$ y $J_{3,4}$, corresponden a la Fm. Yátova. Durante el depósito de la Secuencia $J_{3,3}$ (Biozona Plicatilis (p.p.) -Biozona Hypselum) predominaron las facies con esponjas en la mayor parte de la plataforma: tan sólo en los umbrales sedimentarios y en las zonas marginales próximas a los macizos emergidos se encuentra facies bioclásticas, oolíticas y oncolíticas granosostenidas. Durante esta etapa, la máxima profundización tuvo lugar en la parte superior de la Biozona Transversarium. La Secuencia $J_{3,4}$ se inicia a partir del límite entre las biozonas Hypselum y Bimammatum. En ella, la sedimentación en las zonas

* Dpto. Ciencias de la Tierra (Estratigrafía), Universidad de Zaragoza, c./ Pedro Cerbuna 12; 50009 Zaragoza (España).

** Dpto. Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, c./ Pedro Cerbuna 12; 50009 Zaragoza (España).

marginales está bien diferenciada. Al Oeste (Veruela, Ricla) predominan las facies margosas y siliciclásticas, mientras que al Este (Serra de la Creu, Xerta-Paüls) se encuentran facies carbonatadas someras granosostenidas. En las zonas de plataforma externa se encuentran facies peloidales, bioclásticas y glauconíticas.

Palabras clave: Jurásico Superior, Cordillera Ibérica, ammonoideos, biostratigrafía, análisis de facies.

ABSTRACT

Facies analysis carried out in the Oxfordian of the northeastern Iberian Chain and in the southern Catalan Coastal Chain (Serra de la Creu, Xerta-Paüls), result in the identification of several facies groups, which have been grouped into five basic types. Age determinations and lateral facies relationships have been favoured by the precise ammonite biostratigraphy. From these set of data, four depositional sequences have been identified for the Oxfordian. The upper ones, (sequences $J_{3,3}$ and $J_{3,4}$) correspond to the Yátova Fm. Sponge facies are dominant throughout the platform during the deposition of sequence $J_{3,3}$ (Plicatilis Biozone p.p. to Hypselum Biozone): grain-supported skeletal, oolitic and oncolitic facies are only found in the sedimentary shoals and in marginal areas. Maximum deepening in this sequence took place at the end of the Transversarium Biozone. Sequence $J_{3,4}$ spans from Bimammatum Biozone to Planula Subbiozone. During this sequence, sedimentation in the marginal basin areas is well differentiated. Farther west (Veruela, Ricla), marly and siliciclastic facies prevail, whereas eastwards (Serra de la Creu, Xerta-Paüls) shallow and grain-supported carbonate facies are dominant. Sedimentation in outer platform areas consists of peloidal, skeletal and glauconitic facies.

Key words: Upper Jurassic, Iberian Chain, ammonoidea, biostratigraphy, facies analysis.

INTRODUCCIÓN

Durante el Oxfordiense, la sedimentación en la parte oriental de la Cuenca Ibérica se desarrolla en una extensa plataforma carbonatada uniforme y tectónicamente estable abierta por el Este hacia el Tethys occidental (Provincia Submediterránea) (Fig. 1). La plataforma se encuentra limitada al Oeste por el Macizo Ibérico, y al Norte por el Macizo del Ebro. Al Noroeste la cuenca comunica hacia la Cuenca Vasco-Cantábrica por un estrecho corredor marino, denominado Estrecho de Soria (Gómez, 1979; Aurell, 1990; Aurell et al.,

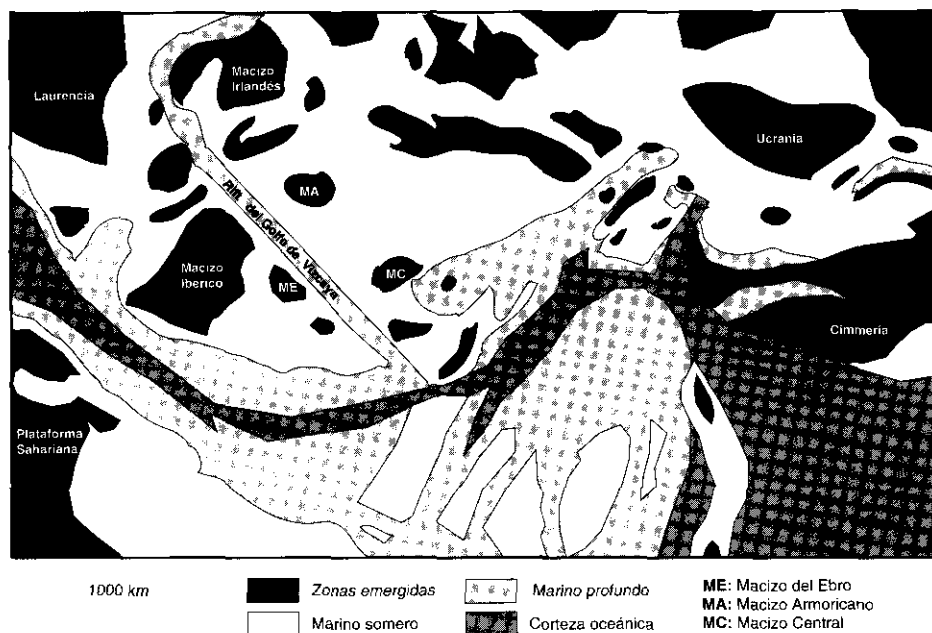


Fig. 1.—Paleogeografía del Tethys occidental durante el Jurásico Superior.

FIG. 1.—Palaeogeography of the western Tethys during Upper Jurassic.

1994), en el que la sedimentación muestra una mayor influencia terrígena. Al Nordeste la cuenca se encuentra limitada por el Macizo Catalán y al Este por un área que debió funcionar como un alto paleogeográfico relativo (Alto de Ejulve, en Bulard, 1972, o Alto del Maestrazgo en Fernández-López *et al.*, 1996).

La sedimentación en la etapa comprendida entre el Caloviense inferior y el Oxfordiense medio es escasa y discontinua, y se corresponde con la amplia laguna estratigráfica que afecta al límite Jurásico Medio-Superior en todo el ámbito de Europa meridional. Durante este intervalo la rampa se estructura como una llanura extensa y extremadamente uniforme, con una batimetría mínima, quedando temporalmente emergida (Aurell *et al.*, 1994, Ramajo y Meléndez, 1996; Ramajo y Aurell, 1997). Los sedimentos registrados corresponden a una serie de niveles de espesor generalmente inferior a un metro, que están incluidos dentro de la Capa de Arroyofrío o sus equivalentes laterales. Por encima, se reconocen las calizas con esponjas de la Fm. Yátova. Dentro de esta unidad predominan las calizas *wackestone* a *packstone* de bioclastos o peloides, muy fosilíferas, con abundantes espongiarios, crinoides, ammonites, braquiópodos y bivalvos. En determinados sectores se desarrollaron secuencias con-

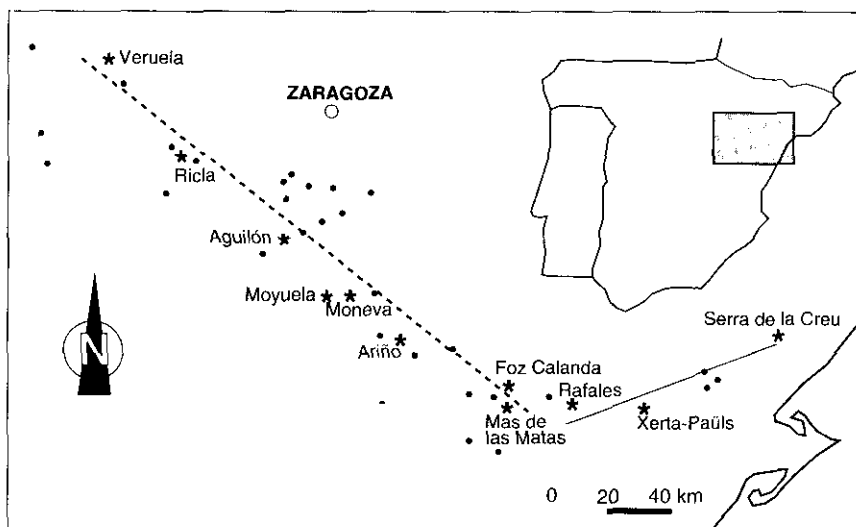


FIG. 2.—Situación de los perfiles mencionados en el texto. La traza discontinua corresponde al panel de correlación de la Fig. 5. El panel de la Fig. 3 se extiende además hasta el perfil de Serra de la Creu (línea continua).

FIG. 2.—Location of the key sections in the north-eastern part of Spain mentioned in the text. The dashed line corresponds to the correlation sketch shown in Fig. 5. The cross-section in Fig. 3 reaches the Serra de la Creu section (continuous line).

densadas de plataforma externa, predominando la sedimentación de calizas glauconíticas.

El objeto del presente trabajo es realizar una síntesis estratigráfica, sedimentológica y paleogeográfica del Oxfordiense (Fm. Yátova) en el Sector Nororiental de la Cuenca Ibérica. Para ello, se han realizado diversos perfiles localizados en la Cordillera Ibérica septentrional (Fig. 2), cuya correlación ha permitido determinar las diferentes etapas de sedimentación en el sector de la cuenca analizado y realizar precisiones en torno a la distribución de las secuencias y cortejos sedimentarios del Oxfordiense.

DESCRIPCIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE FACIES

En la Fig. 3 se muestra un panel de correlación, en el que se han considerado diversos perfiles localizados en la Cordillera Ibérica septentrional, entre las localidades de Veruela y de Xerta-Paüls. En conjunto se distinguen cinco grupos de facies. En el panel de correlación se indican una serie de líneas isocronas, establecidas a partir del análisis del registro de las sucesiones de ammonoideos.

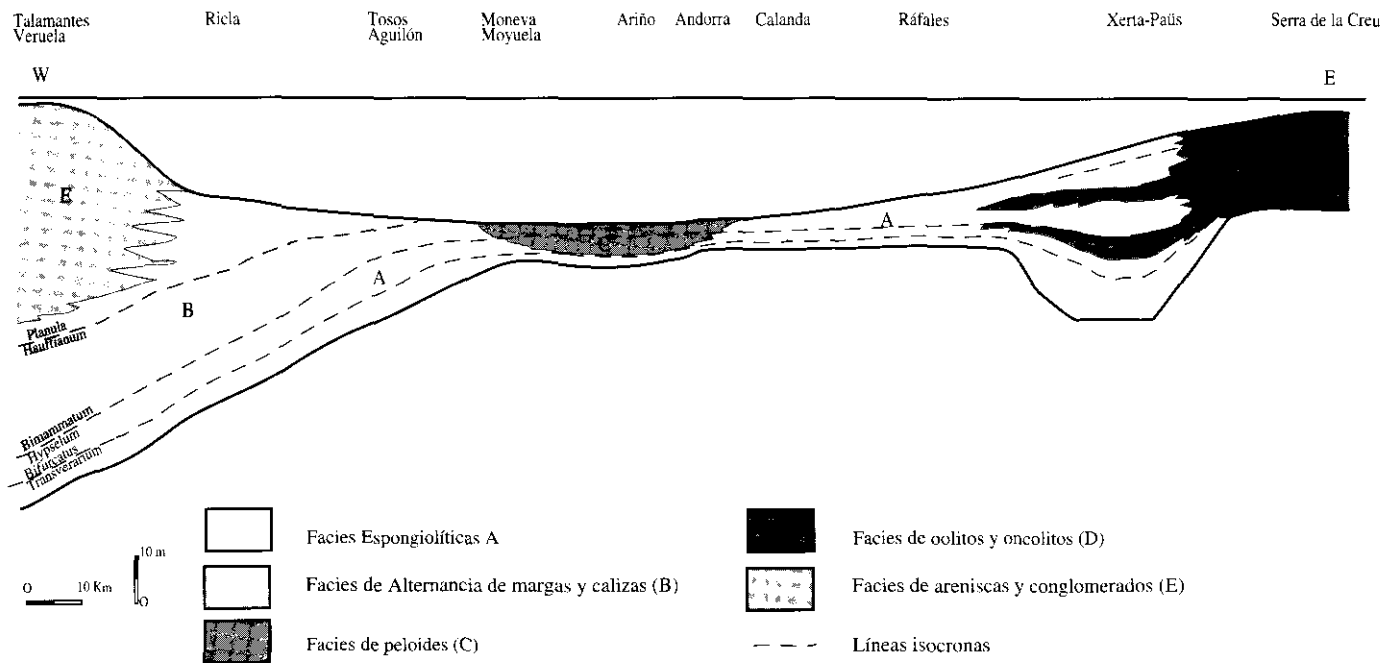


FIG. 3.—Distribución de las facies del Oxfordiense en la Cordillera Ibérica septentrional y en la zona meridional de la Cadena Costero-Catalana (ver Fig. 2 para su situación). Las líneas de correlación están basadas en la biozonación por ammonoideos.

FIG. 3.—Correlation of the key-sections, showing the thickness and main facies distribution in the Oxfordian of the northern Iberian Chain and southern Catalan Ranges. Correlation lines are based on the ammonite biozones. See Fig. 2 for location.

FACIES A. CALIZAS CON ESPONJAS Y BIOCLASTOS

Esta facies está compuesta por calizas *mudstone*, *wackestone* o *packstone* de esponjas y bioclastos con intraclastos y tuberoides, que normalmente presentan como bioclastos principales ammonoideos, bivalvos, braquiópodos, crinoides, belemnites, protoglobigerinas, ostrácodos. La facies se pueden subdividir en dos grupos, según los componentes predominantes:

Subfacies espongiolíticas (A1), Se trata de facies donde predominan las esponjas. Se han distinguido dos tipos.

A.1.1 Facies de bioconstrucciones (*mounds*):

Se desarrollan en el área noroccidental, en los afloramientos de Talamantes, Veruela y Ricla. Los *mounds* o montículos presentan potencias decimétricas a métricas. Dentro de estos niveles bioconstruidos se puede distinguir una facies general *hafflestone* a *bindstone* en el montículo y una facies de *mudstone* a *wackestone* con bioclastos, tuberoides e intraclastos en los intermontículos. Dentro de las bioconstrucciones se identifican dos partes, de manera similar a lo que se ha descrito en biohermos semejantes en el Bajociense de Ricla (Bersan y Aurell, 1997): Una primera, formada por la acumulación de esponjas en posición de producción, que se encuentran colonizadas por cianobacterias laminares y organismos incrustantes (serpúlidos, briozoos y foraminíferos nubeculáridos) y otra de facies *mudstone* a *wackestone* con bioclastos y tuberoides, que se sitúa entre las esponjas y que también pueden presentar laminaciones. En estas bioconstrucciones se identifican abundantes restos fósiles entre los que destacan ammonoideos, belemnites, braquiópodos, bivalvos, y corales ahermatípicos, estos últimos en los perfiles más occidentales (Veruela y Talamantes).

A.1.2: Facies de *mudstone* a *wackestone* con esponjas y bioclastos:

En esta facies las esponjas presentan un buen estado de conservación, como consecuencia de la formación de «momias» que preservan la estructura externa de la esponja, debido a la acción de cianobacterias y organismos incrustantes (serpúlidos y foraminíferos). En cuanto a su estructura interna, se conservan bien los tabiques y las espículas, neoformados en calcita, estando los huecos rellenos con micrita, en ocasiones peloidal. Existen también tuberoides e intraclastos. Los bioclastos se presentan en escaso número y están bastante fragmentados. Se ha podido identificar radiolas de equínidos, fragmentos de placas de crinoides, ostrácodos, bivalvos y braquiópodos, protoglobigerinas y foraminíferos bentónicos.

Subfacies bioclástica (A2): En este subtipo se observa un predominio de los componentes bioclásticos.

A.2.1: Facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos con esponjas:

En esta facies las esponjas suelen encontrarse rotas y fragmentadas, con abundantes tuberoides. Los fragmentos de esponjas presentan envueltas micrí-

ticas y restos de organismos incrustantes (serpúlidos y foraminíferos) que preservan la estructura externa de la esponja. Los tuberoides son fragmentos de esponjas de tamaño comprendido entre 0,5 y 0,1 mm, que presentan forma irregular a sudredondeada. Los bioclastos son muy abundantes (en ocasiones, más del 30% del sedimento) y están muy fragmentados. Presentan un alto grado de empaquetamiento. Se han observado los siguientes tipos: protoglobigerinas, foraminíferos bentónicos, ostrácodos, bivalvos, braquiópodos, radiolas de equínidos, placas de crinoideos y fragmentos de serpúlidos. Se presentan también intraclastos, de la misma o de anteriores facies, que pueden presentar envueltas micríticas. En ocasiones están formados por fragmentos de moldes de ammonoideos. En el sector de la Sierra de Arcos-Calanda se encuentran granos de glauconita localmente abundantes. Existen también peloides minoritarios, que aparecen en los niveles superiores de algunos afloramientos en relación con la facies C.

A.2.2: Facies de *packstone* de bioclastos con escasos restos de esponjas:

Estos últimos constituyen fragmentos rodeados de una envuelta micrítica, así como espículas sueltas. Se trata de *wackestone* a *packstone* de bioclastos e intraclastos o tuberoides. Los bioclastos, normalmente fragmentados, son fundamentalmente foraminíferos bentónicos y planctónicos, ostrácodos, restos de equínidos y crinoideos (placas, radiolas, etc.), bivalvos, braquiópodos y gasterópodos así como organismos incrustantes (briozoos, serpúlidos y foraminíferos nubeculáridos). El contenido en bioclastos constituye más del 25 o 30 % de la roca. Los intraclastos son fundamentalmente tuberoides, de tamaño pequeño, con un grado de redondeamiento elevado y buena clasificación. Existen también intraclastos de mayor tamaño (hasta 0,5 mm), pertenecientes a fragmentos de esta misma facies retrabajados y redondeados, que pueden presentar envueltas micríticas y fósiles incrustantes en su superficie. Alguno de estos intraclastos puede corresponder a moldes fragmentados de ammonoideos. Se han identificado también peloides minoritarios, fragmentos de fósiles micritizados, así como granos de glauconita que pueden llegar a ser abundantes en algunas secciones, entre las localidades de Moneva y Ariño (llegando a constituir más del 5% de la roca). La matriz puede presentar textura peloidal y encontrarse recristalizada.

FACIES B. ALTERNANCIA DE MARGAS Y CALIZAS LIMOSAS

Esta facies se encuentra en el sector occidental, entre las localidades de Vuela y Aguilón. Está formada por una alternancia de calizas limosas y arenosas de color beige en superficie y oscuras en corte fresco, dispuestas en estratos tabulares de potencia decimétrica e intervalos margosos de potencia decimétrica a métrica. Contienen ammonoideos y belemnites frecuentes y bivalvos y braquiópodos más escasos. Los bancos calcáreos presentan un alto contenido en

granos de cuarzo de tamaño limo, generalmente subredondeados a redondeados, aunque localmente pueden ser abundantes los granos irregulares. Se ha observado la existencia de una ordenación en láminas paralelas o subparalelas a la estratificación de los granos de cuarzo. La matriz es micrítica con abundante materia orgánica y escasamente bioturbada. Otros componentes son granos de micas y, en el área de Tosos-Aguilón, se encuentran también peloides y granos de glauconita dispersos. Los bioclastos están formados por fragmentos de bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos, ostrácodos y radiolas de equínidos.

FACIES C. CALIZAS DE PELOIDES CON GLAUCONITA

Se trata de calizas *wackestone* a *packstone* de peloides bien clasificados, con glauconita y bioclastos. Los peloides forman más del 30% de la roca, presentando la mayor parte formas subredondeadas, ovoidales, esféricas o arriñonadas. Al menos un tercio de los mismos presenta formas irregulares, y pueden corresponder a fósiles o fragmentos de fósiles micritizados. Los bioclastos son en ocasiones abundantes, y se ha podido identificar fragmentos de ostrácodos, protoglobigerinas, bivalvos, braquiópodos, radiolas de equínidos, foraminíferos bentónicos y fragmentos de crinoideos. La glauconita es muy abundante (más del 5% de la roca normalmente) y en general se presenta como partículas de tamaño mayor que los peloides, identificándose en ocasiones como procedentes de bioclastos (protoglobigerinas). Contiene también granos de cuarzo (en porcentajes de más de un 1%) de tamaño limo, sobre todo en los términos superiores de esta unidad en las secciones de Ariño, Moneva y Moyuela.

FACIES D. CALIZAS CON OOIDES, ONCOLITOS Y BIOCLASTOS

Se encuentra en la zonas más oriental, en el corte de Xerta-Paüls (Cadena Costero-Catalana), donde estos materiales han sido atribuidos a la Fm. Serra de la Creu (Aurell *et al.*, 1999). Se trata de calizas bioturbadas de textura *wackestone* a *packstone* de ooides y oncoides, con escasos bioclastos. Localmente pueden aparecer niveles con concentración de ooides y oncoides de textura *grainstone* de espesor centimétrico y límites netos en la base de algunos bancos. Los ooides alcanzan el 25% del total de la roca y presentan diámetros variables que oscilan entre 0,5 y 2 mm. Presentan núcleos de naturaleza diversa (bioclastos, intraclastos y tuberoides) y envueltas de numerosas láminas micríticas y ocasionalmente esparíticas. Los oncoides suponen hasta un 15% del volumen de la roca y se caracterizan por su heterometría (hasta 3 mm) y variedad, predominando los oncoides de láminas regulares. Los bioclastos son similares a los presentes en las otras facies pero no superan el 10%. Se observan también

intraclastos heterométricos y redondeados de la misma facies así como de otras facies diferentes.

FACIES E. ARENISCAS Y CONGLOMERADOS

Son facies siliciclásticas, desarrolladas en la parte noroccidental de la cuenca (Talamantes y Veruela) y podrían constituir el equivalente lateral de la Fm. Aldealpozo (Aurell, 1990). Comprenden bancos de areniscas y microconglomerados bien cementados, con frecuentes laminaciones y estratificaciones cruzadas planares y en surco, con morfología de barras y de relleno de canal. Se encuentran asimismo laminaciones debidas a *ripples* de corriente y de oscilación. Se puede reconocer dos subfacies. Un primer grupo constituido por areniscas con morfologías de barras, de entre 0,1 y 0,2 m de potencia, con laminaciones cruzadas planares de bajo ángulo. Un segundo grupo, formado por microconglomerados, conglomerados y areniscas, con bases canaliformes y estructuras de relleno de canal, constituidos por *sets* de laminaciones cruzadas en surco, a veces de gran ángulo. Estas dos subfacies se encuentran irregularmente repartidas a lo largo de la serie y localmente forman secuencias métricas granocrecientes. Los sentidos de aporte medidos a partir de las paleocorrientes indican un desplazamiento de los depósitos hacia el Sur-Sureste, con un área fuente situada al Norte-Noroeste (el Macizo del Ebro).

BIOESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

Los estudios bioestratigráficos y el análisis de las sucesiones de ammonioides del Oxfordiense en la Cuenca Ibérica han sido objeto de diversas monografías y trabajos en los últimos 15 años: Meléndez (1989), Fontana (1990), Bello (1995), Bello *et al.* (1995, 1996), Pérez-Urresti (1995, 1996) y Pérez-Urresti *et al.* (1996). Estos estudios han permitido modificar y refinar el cuadro zonal clásico para el Oxfordiense medio y superior para la Provincia Submediterránea (cfr. Meléndez y Fontana, 1993) estableciendo un total de 6 subbiozonas y 10 biohorizontes para el conjunto de las biozonas *Transversarium* y *Bifurcatus*, que pueden ser reconocidos en todo el ámbito de la Cuenca Ibérica y en numerosas cuencas de Europa occidental (cfr. Cariou *et al.*, 1997) (Fig. 4).

La distribución lateral y vertical de las cinco facies descritas anteriormente, permite ilustrar la evolución sedimentaria de la plataforma a lo largo del intervalo comprendido entre las Biozonas *Transversarium* y *Hauffianum*. En el panel de la Fig. 5 se muestra la edad de las facies diferenciadas, así como la amplitud de las lagunas estratigráficas en el intervalo Bathoniense superior-Oxfordiense. A continuación se explican las principales características estratigráficas y la distribución general de las facies en cada una de las etapas de sedimentación diferenciadas (Figs. 6, 7 y 8).

SP.	BIOZONA	SUBBIOZONA	BIOHORIZONTE
KIMMERIDGIENSE INFERIOR	PLANULA	Galar	Gigantoplex
			Grandiplex
		Planula	Planula
			Tonnerrense
OXFORDIENSE SUPERIOR	HAUFFIANUM	Hauffianum	Tiziani
	BIMAMMATUM	Bimammatum	Alternans
	HYPSELUM	Berrense	Kirkdalensis
		Semimammatum	Ariniensis
OXFORDIENSE MEDIO	BIFURCATUS	Grossouvrei	Grossouvrei
			Duongi
		Stenocycloides	Bifurcatoides
	TRANSVERSARIUM	Rotoides	Rotoides
		Schilli	Subschilli
			Iberica
			Schilli
		Luciaeformis	Luciaeformis
			Nertobrigensis
		Parandieri	Parandieri
		PLICATILIS	Antecedens
	Vertebrale		Plicatilis
			Paturattensis

OXFORDIENSE INFERIOR A MEDIO (BIOZONA PLICATILIS)

En la Cuenca Ibérica este intervalo viene marcado por una sedimentación irregular, y se corresponde con una laguna estratigráfica que afecta al límite Jurásico Medio-Jurásico Superior. De un modo general, la amplitud bioestratigráfica de esta laguna abarca un intervalo comprendido entre la Biozona Coronatum (Calloviense medio) y la Biozona Transversarium, Subbiozona Luciaeformis (Oxfordiense medio; Meléndez *et al.*, 1990). Esta norma general, sin embargo, presenta diversas variaciones a lo largo de la rampa: la amplitud bioestratigráfica es mínima en el sector occidental, de Veruela-Ricla (Ramajo y Meléndez, 1996) extendiéndose entre las biozonas Athleta y Transversarium, Subbiozona Parandieri (Fontana, 1990), y máxima en el sector más oriental, de Calanda-Ráfales, extendiéndose entre la Biozona Bullatus o quizás la base de la Biozona Gracilis (Calloviense inferior) y la Biozona Transversarium, Subbiozona Schilli (Fontana, 1990). El intervalo más importante en el que la plataforma habría estado emergida se corresponde con las biozonas Lamberti y Mariae, en el cual se detecta una laguna registrática generalizada en toda la cuenca (Fernández-López, 1997).

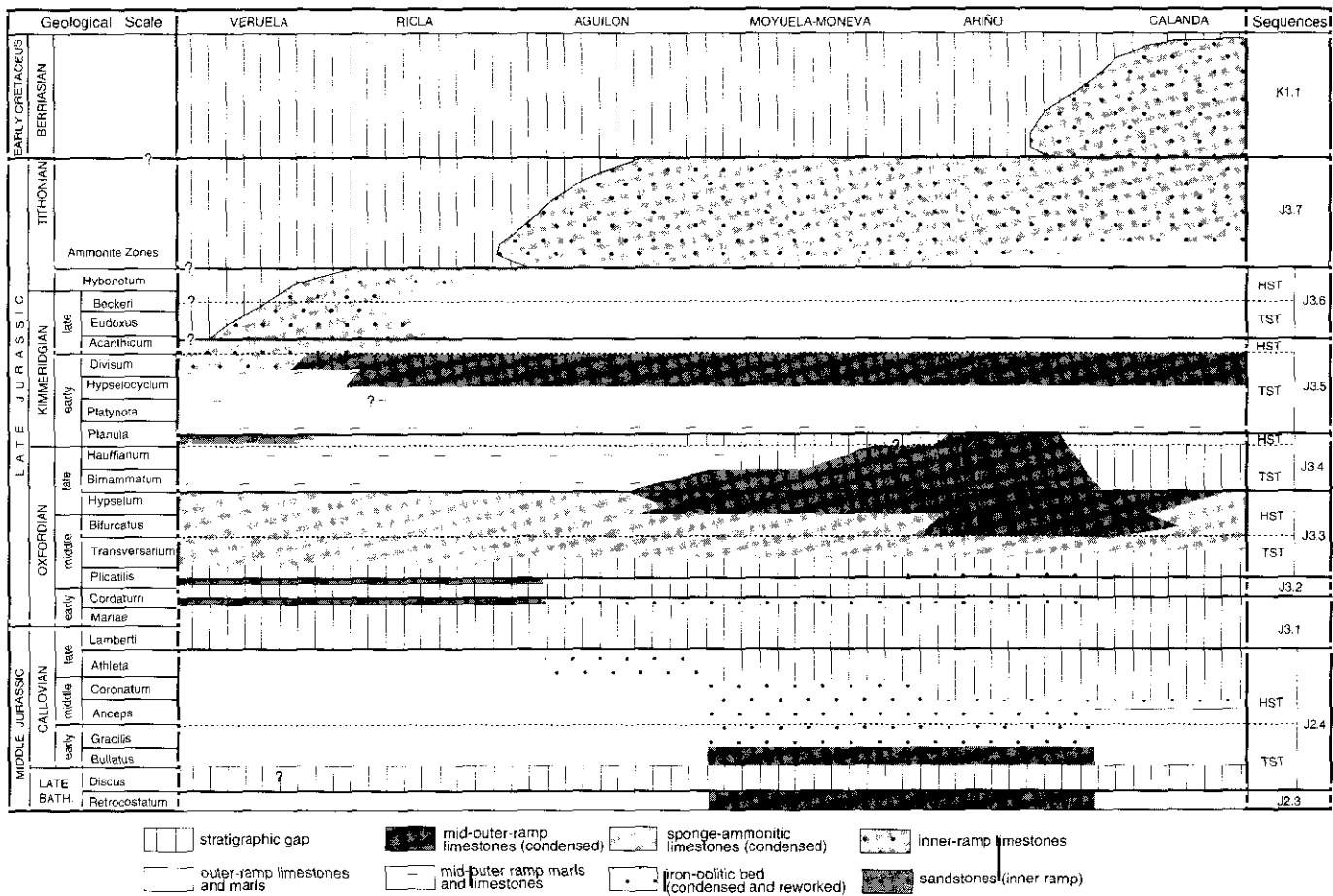
El registro de ammonioideos de este intervalo incluye *Neocampylites delmontanus* (Opell), *Prososphinctes claromontanus* (Bukowski), *Passendorferia* (*Enayites*) *czestochowiensis* (Siemiradzki), *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) *moeschi* Spath, *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) *spathi* Meléndez de la Biozona Claromontanus y escasos ejemplares de *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) gr. *paturattensis-montfalconensis* De Loriol, *Tornquistes*, *Kranaosphinctes* y *Arisphinctes* de la Biozona Plicatilis. En muchos de los casos los ejemplares del Oxfordiense inferior muestran claras evidencias de reelaboración, encontrándose junto con representantes de la base del Oxfordiense medio (Biozona Plicatilis; Subbiozona Paturattensis; cfr. Meléndez y Fontana, 1993).

BIOZONA TRANSVERSARIUM

La Biozona Transversarium se corresponde con el intervalo de máxima homogeneidad en las cuencas ibérica y catalana. En la parte occidental de la rampa ibérica se debió alcanzar un máximo de profundidad y de estabilidad ecológica, permitiéndose la colonización temporal por organismos bentónicos, en especial espongiarios y crinoideos, y por algunos grupos de ammonioideos (Fig. 6).

FIG. 4.—Unidades bioestratigráficas del Oxfordiense utilizadas en este trabajo (modificada de Cariou *et al.*, 1997).

FIG. 4.—Oxfordian biostratigraphic units used in this work (modified from Cariou *et al.*, 1997).



La sedimentación carbonatada se reanuda de un modo general en todo el ámbito de la rampa durante la Subcronozona Luciaeformis en facies de calizas con espongiarios. En la parte más occidental, en el sector de Ricla-Veruela la sedimentación se inició probablemente antes, durante el Biocron Parandieri, caracterizado por la presencia de *Perisphinctes* (*Perisphinctes*) *parandieri* De Loriol, *P.* (*Dichotomosphinctes*) *buckmani* Arkell y *P.* (*Otosphinctes*) *siemiradzki* Enay, (cfr. Fontana, 1990).

Las subbiozonas Luciaeformis y Schilli constituyen un intervalo en el que se generaliza la sedimentación de calizas con esponjas en toda la rampa. En los materiales de la Subbiozona Schilli, en la parte media y occidental de la rampa se registra el desarrollo frecuente de montículos o *mounds* de espongiarios. En la parte oriental (Llanura de Arcos) y en la Plataforma de Tortosa los restos de espongiarios se encuentran dispersos y fragmentados, en ningún caso formando montículos. Asimismo en este intervalo los restos de ammonoideos constituyen poblaciones tafónicas de tipo 1 o 2, relativamente monoespecíficas (géneros: *Larcheria*, *P.* (*Otosphinctes*), *Trimarginites*, *Glochiceras*, *Passendorferia*) predominando las formas juveniles, o no adultas, y las microconchas, no habiéndose registrado hasta el momento macroconchas adultas en el área estudiada.

La Subbiozona Rotoides constituye nuevamente un episodio de cierta inestabilidad sedimentaria, marcado por discontinuidades estratigráficas, ligadas a un descenso en la tasa de sedimentación. El biohorizonte inferior (Biohorizonte «Jelskii») es difícil de caracterizar en muchos puntos debido a la frecuente presencia de una discontinuidad. Por el contrario, el Biohorizonte Wartae se encuentra bien representado en el ámbito de ambas cuencas y constituye un nivel de referencia fundamental en las localidades de la Plataforma de Tortosa. Este intervalo estratigráfico, situado entre los últimos niveles con *Larcheria* y el primer registro de *P.* (*Dichotomoceras*) se caracteriza por la presencia de *P.* (*Dichotomosphinctes*) *jelskii* Siemiradzki (1899, non 1891), *P.* (*Dichtes.*) *kreutzii* Ronchadzé (non Siemiradzki), *P.* (*Dichotomosphinctes.*) *wartae* Bukowski, *P.* (*Dichotomosphinctes.*) *rotoides* Ronchadzé, y *P.* (*Perisphinctes*) *cuneicos-tatus* Arkell.

BIOZONA BIFURCATUS

Este intervalo se caracteriza por el cambio en la sedimentación de caliza en bancos masivos, a alternancia de calizas con esponjas en capas regulares y mar-

FIG. 5.—Edad y distribución de facies en las secuencias y cortejos sedimentarios del Bathoniense superior-Berriasiense en la Cordillera Ibérica Septentrional (Ver Fig. 2 para la situación). Tomado de Aurell et al. (2000.)

FIG. 5.—The age and facies distribution of the sequences and systems tracts of the late Bathonian-Berriasian in the northern Iberian basin (see Fig. 2 for location). From Aurell et al. (2000.)

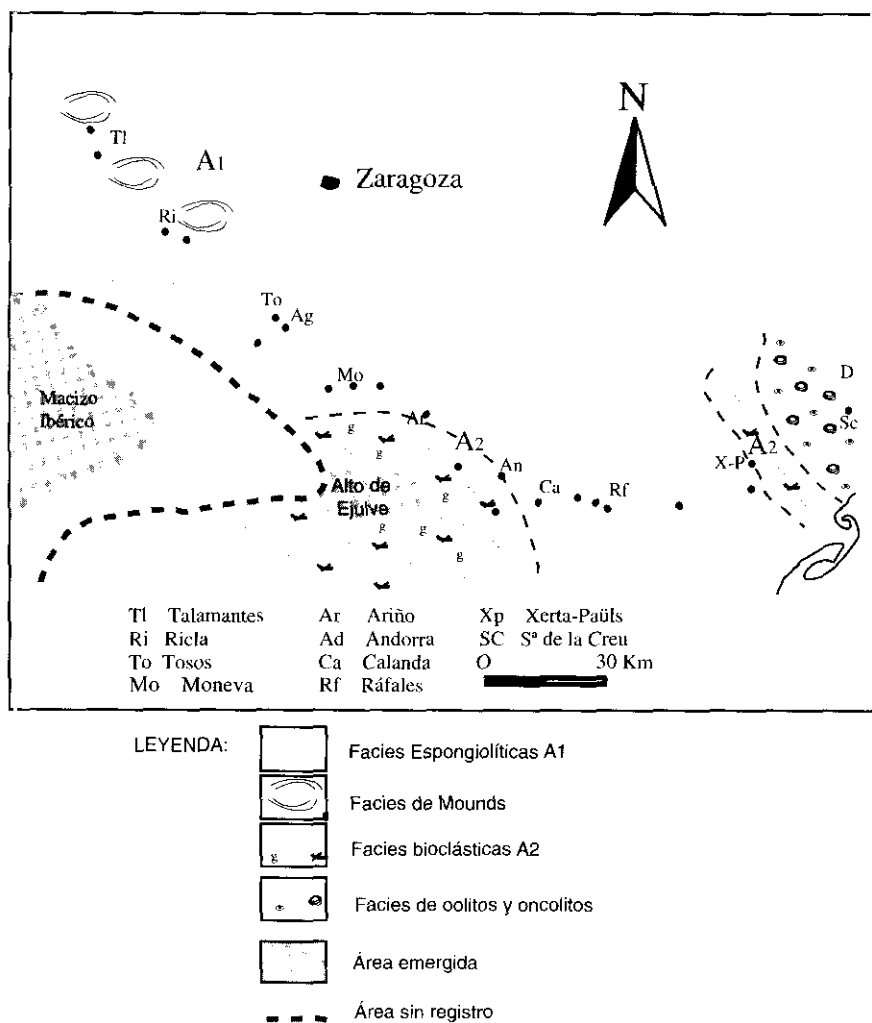


FIG. 6.—Distribución de facies de los materiales correspondientes a la Biozona Transversarium.
 FIG. 6.—Facies distribution of the rocks corresponding to the Transversarium Biozone.

gas. En la parte oriental de la Plataforma Aragonesa, en la Llanura de Arcos, que ocupa un alto paleogeográfico relativo, la influencia de los aportes terrígenos es menor, produciéndose en cambio la sedimentación de calizas glauconíticas asociadas a una menor tasa de sedimentación. En ocasiones se trata de calizas *packstone* de pelloides. En la Plataforma de Tortosa las calizas suelen contener restos de espongiarios y con frecuencia presentan textura *wackestone* a *packstone* de ooides y oncoides (Fig. 7).

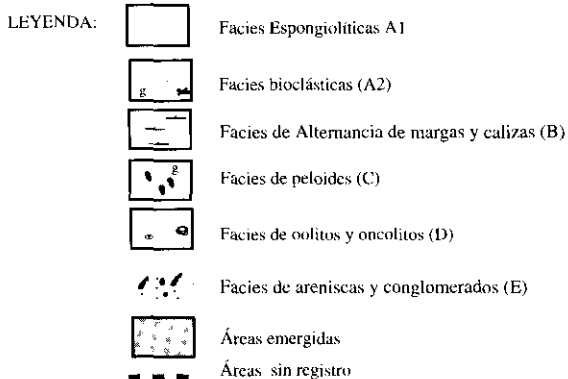
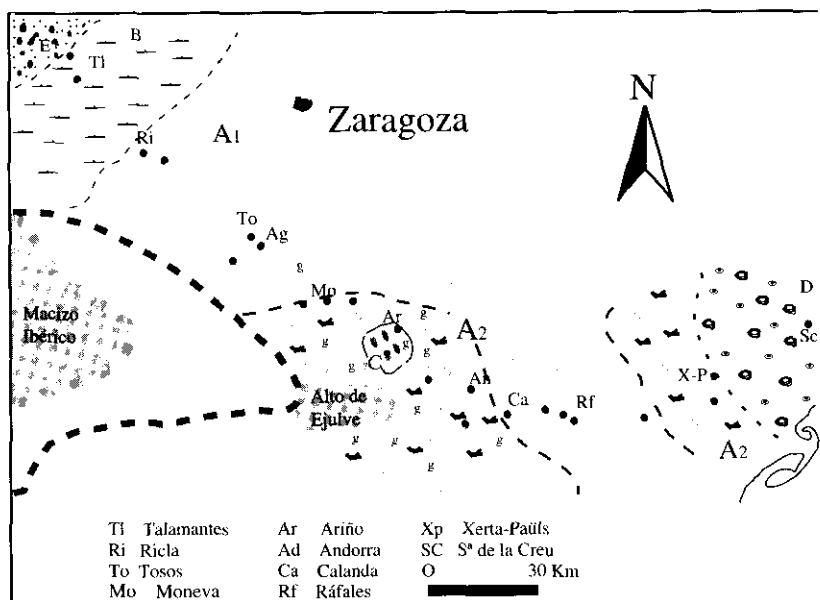


FIG. 7.—Distribución de facies de los materiales correspondientes a la Biozona *Bifurcatus*.

FIG. 7.—Facies distribution of the rocks corresponding to the *Bifurcatus* Biozone.

Las sucesiones más completas de ammonoideos para este intervalo se han registrado en la parte media de la rampa, entre el sector de Ricla-Aguilón y la Llanura de Arcos. El límite inferior viene marcado por el registro de los primeros *P. (Dichotomoceras)* del grupo *bifurcatoides* Enay - *stenocycloides* Siemiradzki, y sus correspondientes macroconchas, *P. (Perisphinctes) panthieri* Enay, siendo muy frecuentes en la Subbiozona *Stenocycloides*. La Subbiozona *Grossouvrei* se caracteriza sobre todo por la presencia de formas de pequeño ta-

maño de *P. (Dichotomoceras) grossouvrei* Siemiradzki y *P. (Dichotomoceras) bifurcatus* (Quenstedt). En la Plataforma de Tortosa los niveles de la Subbiozona Stenocycloides se caracterizan por la abundancia de representantes de *Perisphinctes (Dichotomoceras)*.

BIOZONAS HYPSELUM-HAUFFIANUM

En este intervalo se reconocen diferentes tipos de facies. En la parte occidental, entre Ricla y Aguilón, a partir de la Biozona Bimammatum, se encuentra la facies de alternancia de margas y calizas limosas, mientras que en la Plataforma de Tortosa persiste la sedimentación de calizas bioclásticas con ooides y/o oncoides. En la Llanura de Arcos y en el sector de Calanda-Mas de las Matas persiste la sedimentación de calizas glauconíticas (*packstone* de peloides) hasta la Biozona Planula. Localmente, en el sector de Foz Calanda-Refales, se encuentran facies con esponjas (Fig. 8).

El límite entre las Biozonas Bifurcatus e Hypselum se caracteriza por la aparente extinción de los últimos representantes de los *Perisphinctinae* y su relevo por los primeros *Ataxioceratinae* (género *Orthosphinctes* Schindewolf), que se desarrollan ampliamente en las áreas occidentales del Tethys durante el Oxfordiense superior y el Kimmeridgiense inferior. Las mejores sucesiones de este grupo se han reconocido en la Llanura de Arcos, donde se ha podido establecer una relación de las distintas especies sucesivas de *Orthosphinctes* a lo largo de las Biozonas Hypselum-Hauffianum: *Orthosphinctes ariniensis* (Meléndez); *Orth. kirkdalensis* Enay (non Arkell), *Orthosphinctes alternans* Enay, *Orthosphinctes tiziani* (Oppel). En la Cuenca Catalana (Plataforma de Tortosa) este intervalo se caracteriza por la extremada escasez de ammonoideos.

El límite entre las biozonas Bimammatum y Hauffianum viene marcado por una discontinuidad estratigráfica de extensión regional con el desarrollo de una laguna que puede afectar a ambas biozonas e incluso parcialmente a la Biozona Planula. El límite entre las biozonas Hauffianum y Planula viene marcado por el comienzo de la sedimentación margosa (Fm. Sot de Chera). Este cambio en la sedimentación constituye el inicio de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense (Aurell, 1990).

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

En trabajos precedentes, los materiales estudiados fueron englobados en una única secuencia de depósito, denominada Secuencia Oxfordiense en Aurell (1990) y Aurell y Meléndez (1993). Recientemente Aurell *et al.* (2000) han propuesto la subdivisión de los materiales de esta secuencia en 4 secuencias de menor orden, que por su duración corresponden a ciclos de tercer orden o se-

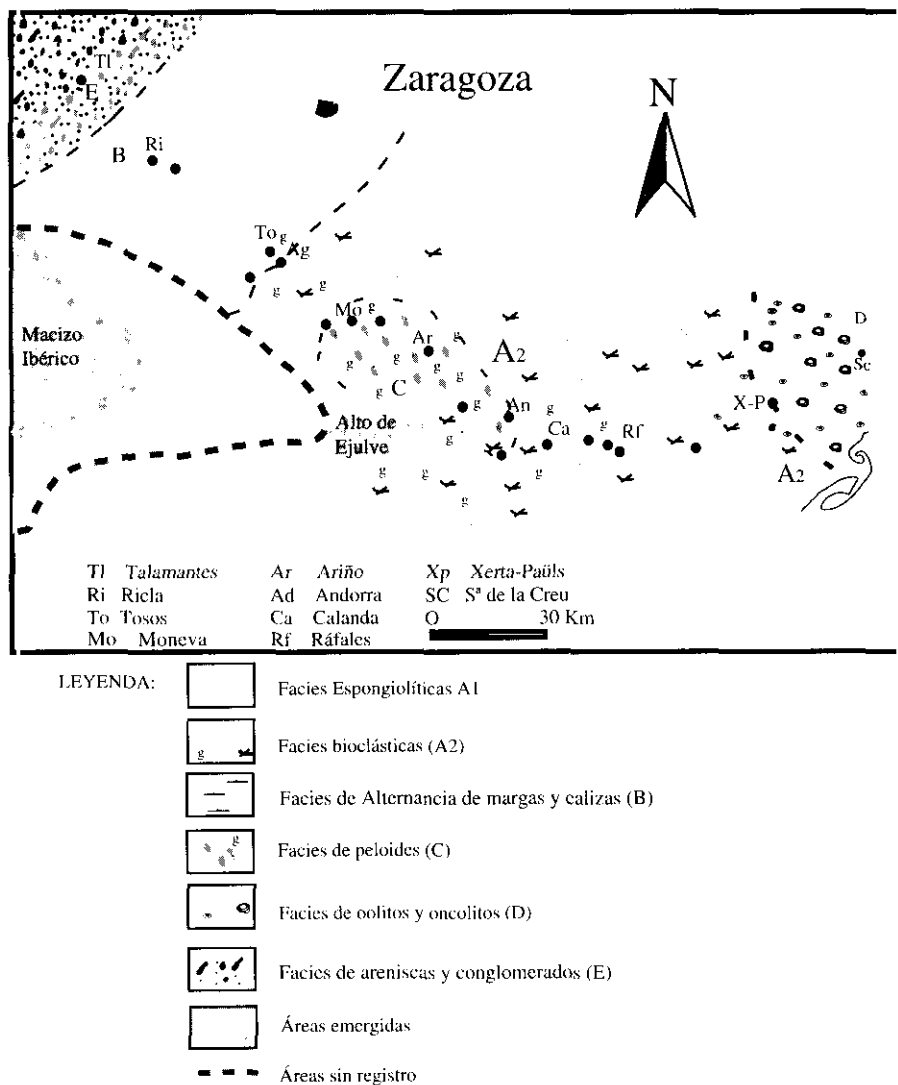


FIG. 8.—Distribución de facies durante el Oxfordiense superior.

FIG. 8.—Facies distribution during late Oxfordian.

cuencias de depósito. Estas fueron denominadas secuencias $J_{3,1}$ a $J_{3,4}$. Las secuencias $J_{3,1}$ y $J_{3,2}$ corresponden a la Capa de Arroyofrío, y tienen un registro discontinuo y poco potente. Las secuencias $J_{3,3}$ y $J_{3,4}$ pertenecen a la Fm. Yátova y a sus equivalentes laterales (Fm. Aldealpozo y Fm. Serra de la Creu). Su extensión estratigráfica y su división en cortejos sedimentarios, se muestra en la

Fig. 5. A continuación se describen las características más relevantes de cada una de ellas.

SECUENCIA J_{3,1}

Su edad es Oxfordiense inferior. Su límite inferior es una amplia laguna estratigráfica que abarca al menos la última biozona del Calloviense y la primera del Oxfordiense. El hiato máximo se observa en las áreas al sur del sector de Andorra - Calanda, situadas bajo la influencia del Alto de Ejulve. En este área puede observarse cómo las calizas bioclásticas del Oxfordiense medio descansan directamente sobre las facies de *grainstone* oolíticos del Bathoniense, por medio de una superficie de karstificación subaérea o una superficie erosiva planar. En la parte media de la plataforma la secuencia está representada por un nivel irregular de oolitos ferruginosos de hasta 20-25 cm de espesor. El límite superior de esta secuencia lo forma el techo de este banco oolítico, que suele encontrarse coronado por una costra ferruginosa. La edad del mismo es probablemente Oxfordiense inferior, Biozona Claromontanus, como lo atestiguan el frecuente registro de ejemplares no reelaborados de *Prososphinctes claromontanus* Bukowski y otras formas próximas, así como *Neocampylites delmontanus* Opeel y algunas formas de *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) primitivos, de los grupos *P. (O.) moeschi* Spath y *spathi* Meléndez en este nivel en diversas localidades (Aurell et al., este volumen).

Las facies de oolitos ferruginosos son evidencias de procesos pedogenéticos, indicando la existencia esporádica de ambientes de exposición subaérea. Eventualmente los ooides y pisoides ferruginosos se encuentran mezclados con fósiles bentónicos y propios de fauna de mar abierto durante los eventos transgresivos (Aurell y Meléndez, 1993; Aurell et al., 1994; Ramajo y Aurell, 1997).

SECUENCIA J_{3,2}

Esta secuencia tiene una corta duración, y se desarrolla durante la transición del Oxfordiense inferior a medio. Su registro sedimentario abarca normalmente, en las áreas donde se encuentra representada, la parte inferior de la Biozona Plicatilis: la Subbiozona Paturattensis. Está representada por un segundo nivel irregular y condensado que contienen ooides ferruginosos y que puede incluir fósiles reelaborados del Calloviense y del Oxfordiense inferior.

Su extensión geográfica es escasa y con frecuencia dudosa pues en muchos casos los ejemplares correspondientes a las especies características: *P. (Otosphinctes) paturattensis* De Loriol y formas próximas, se encuentran reelaborados y el nivel donde se encuentran podría corresponder a un intervalo más alto en la Biozona Plicatilis o quizás Transversarium. Esta es probablemente la si-

tuación en Ricla y en Aguilón. En el sector de Moneva-Moyuela esta secuencia no está probablemente representada, existiendo una amplia laguna estratigráfica que abarca desde la Biozona Cordatum, o Claromontanus según la biozonación para Europa meridional (cfr. Brochwicz-Lewinski, 1981; Meléndez, 1989; Meléndez y Fontana, 1993), hasta la parte inferior-media de la Biozona Transversarium (Fontana, 1990; Meléndez y Fontana, 1993). Por el contrario, esta secuencia se encuentra bien representada en el área externa de la plataforma (Ariño-Llanura de Arcos: nivel 109b; Meléndez, 1989; Meléndez et al., 1997), donde esta segunda capa de oolitos puede alcanzar espesores de 20 a 30 cm. Son aún necesarios nuevos estudios y nuevos datos paleontológicos en este intervalo para delimitar con precisión esta secuencia.

Los límites de esta secuencia los constituyen dos lagunas estratigráficas asociadas a su parte inferior y superior. La inferior comprende las subbiozonas Costicardia y Cordatum de la Biozona Cordatum, o Claromontanus (v. más arriba) mientras que la laguna superior comprendería la parte superior de la Biozona Plicatilis, Subbiozona Antecedens, y la parte inferior de la Biozona Transversarium, Subbiozona Parandieri, en la mayor parte del área estudiada, y, en el sector de Andorra-Calanda, la Subbiozona Luciaeformis p.p. (Fontana, 1990; Meléndez y Fontana, 1993).

SECUENCIA J_{3,3}

Esta secuencia abarca el intervalo Oxfordiense medio y superior. El límite inferior de la secuencia corresponde al límite entre la Capa de Arroyofrío y la Fm. Yátova. Este límite marca un importante evento transgresivo en la Cuenca Ibérica: al comienzo del Biocrón Transversarium tiene lugar la inundación de plataforma carbonatada, que había permanecido temporalmente expuesta durante el Calloviense superior y el Oxfordiense inferior (Aurell et al., 1994). Este proceso genera la formación de un ambiente submareal relativamente profundo, alternativamente agitado, que es colonizado por esponjas y otras comunidades bentónicas (crinoideos, bivalvos, braquiópodos) y nectoplanctónicas (ammonites, belemnites).

La parte inferior de la secuencia (Biozona Transversarium) se corresponde con el término inferior de la Fm. Yátova, formado por un tramo de entre 1,5 y 3 m de potencia de calizas en bancos masivos con espongiarios que ocasionalmente pueden encontrarse en posición de producción. En Ricla se llega a observar el desarrollo de montículos o bioconstrucciones (*mounds*) de espongiarios con dimensiones de orden métrico al tiempo que en la sucesión litológica se observa el desarrollo de secuencias de profundización, estrato y granodecipientes con incremento de marga hacia techo. Como consecuencia este registro estratigráfico se ha asociado al cortejo transgresivo (Aurell, 1990). Su límite inferior, ligeramente diacrónico en los distintos sectores de la Plataforma Aragonesa, se corresponde con la parte inferior de la Cronozona Transversa-

rium (Subcronozona Parandieri) en el sector noroccidental (Ricla) y llega a corresponderse con la parte superior de la Subcronozona Luciaeformis o incluso la base de la Subcronozona Schilli en el sector suroriental (Andorra-Calanda: Fontana, 1990; Fontana y Meléndez, 1990).

Su límite superior se corresponde con una nueva discontinuidad de extensión regional (registrada de modo más o menos evidente en todo el ámbito de la Cuenca Ibérica) que afecta, de modo desigual según las localidades, a la parte superior de la Biozona Transversarium (Subbiozona Rotoides) y en parte también a la base de la Biozona Bifurcatus (Subbiozona Stenocycloides: Cariou *et al.*, 1991; Meléndez y Fontana, 1991; 1993). Pese a la existencia de esta discontinuidad y a la frecuencia de ejemplares reelaborados y alto índice de empaquetamiento de las asociaciones en la mayoría de las localidades estudiadas, muchos factores indican que este intervalo de baja tasa de sedimentación debió corresponder con un momento de máxima profundización en la plataforma. Estos serían: (1) la similitud litológica entre el relleno y la matriz de los ejemplares conservados, así como en los sucesivos niveles; (2) el bajo grado de herencia tafonómica; (3) más especialmente, la composición de las poblaciones tafónicas de ammonoideos de *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) de los grupos «*jelskii*» Siemiradzki (1899, non 1891); *rotoides* Ronchadzé, y *wartae* Bukowski. Estas poblaciones tafónicas son fundamentalmente de tipo 1 o 2 (de acuerdo con el modelo propuesto por Fernández-López, 1995) formadas mayoritariamente por asociaciones monoespecíficas, individuos juveniles o no adultos, y con una ausencia constatada en todo el ámbito de la cuenca de macroconchas adultas. Esta composición es especialmente reconocible en los afloramientos estudiados en la Plataforma de Tortosa, en Xerta-Paüls y en la Serra de la Creu (Aurell *et al.*, 1997, 1999).

En las áreas distales de la plataforma, entre Andorra y Calanda, esta discontinuidad muestra un mayor desarrollo, afectando a la parte superior de la Biozona Transversarium (subbiozonas Schilli y Rotoides: Fontana, 1990; Fontana y Meléndez, 1990) formando una sucesión condensada que reflejaría también la profundización que tuvo lugar al final de este episodio. Estos niveles se encuentran coronados por una superficie endurecida, que ha sido interpretada como correspondiente a la superficie de máxima inundación.

En conjunto esta secuencia Oxfordiense, aparece bien representada a lo largo de la cuenca (Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1998; Aurell *et al.*, 1999). El registro de ammonoideos ha permitido realizar una biozonación detallada de este intervalo estratigráfico en multitud de localidades (Meléndez, 1989; Fontana, 1990; Meléndez y Fontana, 1993). Las condiciones marinas abiertas, moderadamente profundas y submareales parecen estar presentes desde el principio de la unidad. Esto podría sugerir que la fase transgresiva puede tener lugar antes del comienzo del depósito de la unidad de esponjas, durante los biocronos Antecedens y Parandieri, siendo en la parte más noroccidental (en Ricla) en donde antes se habrían dejado sentir los efectos de este evento transgresivo.

La parte superior de la secuencia (Biozonas *Bifurcatus* a *Hypselum*) constituye un intervalo bien definido, formado en las localidades más occidentales (Riela-Aguilón) por una alternancia regular de calizas de esponjas y margas, que muestran una típica secuencia estratocreciente de somerización, por lo que ha sido interpretado como correspondiente al cortejo de alto nivel (HST). En las áreas distales (Ariño, Calanda), este cortejo está representado por la existencia de secciones condensadas (Bello 1995; Bello *et al.*, 1995; Aurell *et al.*, 1998; Meléndez *et al.*, 1997). El límite superior de la secuencia se localiza en el límite entre las biozonas *Hypselum* y *Bimammatum*. Este está representado por una superficie irregular, ligeramente diacrónica, que encierra un cambio de facies, desde calizas micriticas con esponjas a calizas arenosas y arcillosas.

SECUENCIA J_{3,4}

Esta secuencia abarca desde la biozona *Bimammatum* hasta la parte inferior de la Biozona *Planula* (Subbiozona *Planula*). Desde el punto de vista litoestratigráfico, esta secuencia se corresponde con la parte alta del término superior de la Fm. Yátova (alternancia de calizas con esponjas en capas regulares y margas) hasta el límite inferior de la Fm. *Sot de Chera*. Este intervalo no ha sido siempre bien definido, debido a que en las áreas proximales y medias de la plataforma, en el sector Veruela-Riela y hasta Aguilón, los niveles superiores de la Fm. Yátova muestra un cambio significativo de facies, pasando a estar formados por calizas limosas o margosas, con un notable incremento de los intervalos margosos y desapareciendo los espongiarios. Esto hace que algunos autores hayan atribuido este intervalo a la Fm. *Sot de Chera*.

A partir del límite entre las biozonas *Hypselum* y *Bimammatum*, dentro del término superior de la Fm. Yátova, se evidencia un incremento neto del suministro de aportes siliciclásticos desde un área fuente cercana a la cuenca. Esto es patente en la sección de Riela, en donde las calizas con esponjas pasan a ser sustituidas por calizas limosas sin espongiarios a partir del límite de las biozonas *Hypselum*-*Bimammatum* y más especialmente en la sección de Veruela, en donde los niveles terrígenos interpretados como de "margas de prodelta" de las biozonas *Bifurcatus* a *Hypselum* son seguidas por un intervalo formado por barras arenosas con estratificación cruzada, interpretado como de frente deltaico. La variación de espesores dentro de la secuencia (ver Fig. 3) refleja la existencia de un relieve en el fondo marino y la diferenciación en altos paleogeográficos y áreas más subsidentes dentro de la cuenca sedimentaria al comienzo del Biocron *Bimammatum*, especialmente acentuado en el sector noroccidental (proximal) de Veruela-Riela (Pérez Urresti, 1995; Meléndez *et al.*, 1995), en donde se alcanzan los máximos espesores.

Dentro de esta secuencia se han diferenciado dos cortejos sedimentarios. El cortejo transgresivo (TST) comprende una alternancia de margas y calizas

wackestone bioclásticas, mientras que el cortejo de alto nivel (HST) está formado por secuencias de somerización margosas y siliciclásticas granocrecientes. Durante esta etapa tiene lugar la rápida progradación de las facies arenosas y microconglomeráticas de frente deltaico (Veruela). Este conjunto litológico, de facies muy diferente a la Fm. Yátova, se ha asumido tradicionalmente a la Fm. Aldealpozo, equivalente lateral de la Fm. Yátova en la región del Moncayo y Cameros (Alonso y Mas, 1990). Lateralmente se reconocen las facies margosas y de calizas limosas mencionadas en Riela y Aguilón (v. más arriba). En las áreas distales, ambos cortejos están representados por calizas glauconíticas condensadas (Bello, 1995; Bello *et al.*, 1995 y Aurell *et al.*, 1998).

El límite superior de la secuencia se localiza en el límite entre las subbiozonas Planula y Galar, que en la parte media y distal de la plataforma se corresponde con el límite entre las Fms. Yátova y Sot de Chera. En áreas más distales se encontraría entre el techo del término terrígeno mencionado, por encima de las calizas con esponjas y la unidad margosa correspondiente a la Fm. Sot de Chera en sentido estricto. Se trata de una superficie ligeramente diacrónica, que conlleva la ausencia local y/o parcial de las biozonas Bimammatum y Hauffianum y, en ocasiones, de la parte inferior de la Biozona Planula. Estas secciones condensadas, localizadas en las áreas más distales de la plataforma, consisten en niveles de removilización que engloban restos reelaborados de ammonites y glauconita (Pérez-Urresti, 1995; 1996 y Pérez-Urresti *et al.*, 1996).

CONCLUSIONES

El Oxfordiense de la Cordillera Ibérica nororiental ha sido estudiado desde antiguo debido, fundamentalmente, a su riqueza paleontológica. El estudio de los ammonoideos ha permitido realizar detalladas divisiones biostratigráficas, reconociendo las unidades definidas en la escala estándar para Europa meridional y llegando a establecer o definir nuevos biohorizontes dentro del Oxfordiense medio y superior. Estos datos han ofrecido una sólida base para los análisis sedimentológicos y de Estratigrafía Secuencial llevados a cabo en la última década. Con todo ello, hemos podido reconstruir un panel de correlación de facies en la zona más septentrional de la Cuenca Ibérica, que se extiende desde las zonas de su margen occidental (Veruela), hasta su margen más Oriental (Calanda-Ráfales), y hasta la confluencia con el sector meridional de la Cuenca Catalana (Serra de la Creu). Entre ambas zonas, se encuentran los dominios distales de plataforma externa, donde predominan las facies con esponjas y glauconíticas durante el Oxfordiense medio y superior. En síntesis, la evolución sedimentaria de la Cuenca Ibérica durante el Oxfordiense comprendería una serie de fases sucesivas de sedimentación muy diferente según las áreas, que se encuentran reflejadas en las secuencias de depósito descritas.

SECUENCIAS J_{3,1} Y J_{3,2}

Durante el Oxfordiense inferior y base del Oxfordiense medio (secuencias J_{3,1} y J_{3,2}) la paleogeografía de la cuenca sería heredada de la existente en el límite Calloviense-Oxfordiense: una extensa llanura homogénea con muy escaso o nulo relieve y temporalmente emergida en la que la sedimentación, escasa, episódica y discontinua, comprendería delgadas capas lenticulares de calizas bioclásticas con oolitos ferruginosos. El aporte de ooides y pisoides habría sido desde áreas más permanentemente emergidas, que formarían zonas de umbral en la parte más distal de la plataforma (Calanda-Ejulve-Perales de Alfambra) siendo distribuidas hacia la parte proximal de la plataforma (Aguilón-Tosos-Ricla) por corrientes direccionales y persistentes. Esta situación pudo mantenerse hasta el comienzo del Biocrón Transversarium, en que la plataforma comenzó a experimentar de nuevo una progresiva elevación del nivel del mar.

El alto contenido fosilífero del nivel de oolitos ferruginosos (Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío) se explica por varios factores: (1) la instalación efímera de grupos bentónicos en la plataforma durante los intervalos de inundación, en los biocronos Claromontanus y Paturattensis; (2) la reelaboración repetida de elementos conservados correspondientes a episodios sedimentarios anteriores; (3) la concentración de los elementos reelaborados por la acción de corrientes y el lavado y transporte de sedimento en un intervalo de baja tasa de sedimentación, entre el Calloviense medio y el Oxfordiense medio; (4) la llegada y concentración de conchas derivadas de ammonoideos, desde áreas más distales y profundas.

Las asociaciones registradas de ammonoideos en este intervalo constituyen poblaciones tafónicas de tipo 3, según las categorías establecidas por Fernández-López (1995): asociaciones poliespecíficas, con una relación de nº de ejemplares a nº de taxones próxima a 1, caracterizadas por curvas de frecuencia de tamaños con sesgo negativo, con predominio de formas adultas sobre juveniles siendo frecuentes las macroconchas adultas. En conjunto estos caracteres son considerados como evidencias contrastables de aloctonía. En ningún caso se ha podido argumentar ni justificar la colonización de la plataforma durante este intervalo por poblaciones de ammonoideos.

SECUENCIAS J_{3,3} Y J_{3,4}

La sedimentación durante el Oxfordiense medio y superior de la Cuenca Ibérica se puede agrupar en dos etapas separadas por una discontinuidad sedimentaria, localizada en el límite entre las biozonas *Hypselum* y *Bimammatum*. Estas etapas corresponden a dos secuencias de depósito, denominadas respectivamente Secuencias J_{3,3} y J_{3,4}.

1. Durante el depósito de la Secuencia $J_{3,3}$ (Biozona Plicatilis p.p.-Biozona Hypselum) predominaron las facies con esponjas en la mayor parte de la plataforma: tan sólo en los umbrales sedimentarios y en las zonas marginales próximas a los macizos emergidos se encuentra facies bioclásticas, oolíticas y oncolíticas granosostenidas. La fase transgresiva del inicio de la secuencia tuvo lugar durante los Subbiocronos Antecedens y Parandieri. Esta culminó en la parte superior de la Biozona Transversarium, y se manifiesta por la presencia de secciones condensadas a techo de la misma (Subbiozonas Schilli y Rotoides), en las áreas de plataforma externa. A partir de esta etapa transgresiva inicial, existen evidencias de somerización durante la Biozona Bifurcatus y en la parte inferior de la Biozona Hypselum, que son más notables en las zonas marginales de la cuenca, donde se observa un neto incremento de los intervalos margosos (Riela, Aguilón) e incluso de facies de prodelta (Veruela) o de las facies carbonatadas granosostenidas (Xerta-Paüls).

2. Durante el depósito de la Secuencia $J_{3,4}$ (base de la Biozona Bimammatum a Subbiozona Planula), la sedimentación en las zonas marginales de la cuenca está bien diferenciada. Al Oeste (Veruela, Riela) predominan las facies margosas y siliciclásticas, mientras que al Este, en la Plataforma de Tortosa (Serra de la Creu, sector de Xerta-Paüls) se encuentran facies carbonatadas someras granosostenidas. En las zonas de plataforma externa se encuentran facies peloidales, bioclásticas y glauconíticas. Respecto a la secuencia precedente, destaca el hecho de que las facies con esponjas se encuentran muy limitadas espacialmente, en un sector comprendido entre Foz Calanda y Ráfales. Además, al final de la secuencia, en una etapa que hemos interpretado como correspondiente al cortejo de alto nivel del mar (HST, Subbiozona Planula), tiene lugar la rápida progradación de las facies arenosas y microconglomeráticas de frente deltaico, visible en el margen occidental de la cuenca (Veruela). Lateralmente se reconocen facies margosas (Riela, Aguilón) y, en los dominios más externos de la plataforma (Moneva, Ariño, Calanda), secciones condensadas con glauconita o niveles de removilización con un registro sedimentario muy escaso o nulo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto PB96-0838 de la DGES-CSIC, contando además para su realización con la ayuda económica del Instituto de Estudios Turolenses (CSIC). Asimismo se ha beneficiado de dos becas de investigación, del Instituto de Estudios Turolenses (Isabel Pérez-Urresti) y de la Diputación General de Aragón (CONSI+D: Graciela Delvene). Los autores desean agradecer a los Drs. Alfonso Meléndez y Antonio Casas (Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. Zaragoza) la revisión crítica del manuscrito.

REFERENCIAS

- ALONSO, A., MAS, R. (1990): El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 173-198. Madrid, 1990 (Ed. Univ. Complutense).
- AURELL, M. (1990): *El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca*. Tesis Doctoral, Universidad Zaragoza, 384 p.
- AURELL, M., BÁDENAS, B. & RAMAJO, J. (1998): Facies distribution and sedimentary evolution of a late Jurassic carbonate ramp (Iberian basin, Spain). *15th Intern. Sediment. Congress, Alicante, Abstracts*: 155-157.
- AURELL, M., BÁDENAS, B., BELLO, J., DELVENE, G., MELÉNDEZ, G., PÉREZ-URRESTI, I. & RAMAJO, J. (1999): El Calloviense y el Jurásico Superior en la Cordillera Ibérica Nororiental y la Zona de Enlace con la Cordillera Costero-Catalana, en los sectores de Sierra de Arcos, Calanda y Xerta-Paüls. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25: 73-110.
- AURELL, M., BÁDENAS, B., BELLO, J., MELÉNDEZ, G. (1997): El Oxfordiense (Jurásico Superior) en el sector de Xerta-Paüls: Características bioestratigráficas y sedimentológicas. IV Congreso de Jurásico de España: Guía de la Excursión. G. Meléndez y G. Delvene (eds.) *Publ. Seminario de Paleontología de Zaragoza (SEPAZ)*, 3: 145-160.
- AURELL, M., FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. & MELÉNDEZ, G. (1994): The Middle-Upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain): eustatic implications. *Geobios, M.S.* 17: 547-561.
- AURELL, M. & MELÉNDEZ, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain. In: Possamentier et al., Eds: *Sequence Stratigraphy and facies associations*: Int. Assoc. Sediment., Spec. Pub., 18: 343-368.
- AURELL, M.; MELÉNDEZ, G.; BÁDENAS, B.; PÉREZ-URRESTI, I. & RAMAJO, J. (2000): Sequence Stratigraphy of the Callovian-Berriasian (Middle Jurassic-Lower Cretaceous) of the Iberian basin (NE Spain). *Proc. 5th Symposium on the Jurassic system*, Vancouver, Georesearch forum, 6: 281-292, 1998.
- BELLO, J. (1995): *Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonoidea) del Oxfordiense Medio (Biozona Bifurcatus) al Sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica Nororiental). Estudio Paleontológico de la Familia Perisphinctidae STEINMANN (Ammonoidea)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 138p.
- BELLO, J., MELÉNDEZ, G. & PÉREZ-URRESTI, I. (1995): El Oxfordiense Medio y Superior en la Cordillera Ibérica. Síntesis bioestratigráfica y correlación entre la Rama Aragonesa y Castellana. *Actas XI Jornadas de Paleontología*: 45-49.
- BELLO, J., MELÉNDEZ, G. y PÉREZ-URRESTI, I. (1996): Expansión y desarrollo de la Subfamilia Perisphinctinae en la Plataforma Ibérica y la Cuenca Catalana durante el Oxfordiense Medio. Análisis tafonómico y reconstrucción paleogeográfica. *Actas IV International Symposium Cephalopods - Present and past*: 24-26.
- BERSÁN, R. & AURELL, M. (1997): Génesis y Evolución de los montículos de esponjas y algas del Bajociense superior en Ricla (Cordillera Ibérica Septentrional). *Cuad. Geol. Ibér.* 22: 65-80.
- BULARD, P. F. (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)*: Thèse offset, 2 vol., 702 pp., Univ. Nice.
- BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1981): Early Oxfordian Perisphinctids of the Czestochowa area: their stratigraphic value. *Bull. Acad. Pol. Sc. (Sci Terre)* XXVIII, 4 (1980): 233-242.

- CARIOU, E., ENAY, R., ATROPS, F., HANTZPERGUE, P., MARCHAND, D., RIOULT, M. (1997): Oxfordien. In: CARIOU, E. & HANTZPERGUE, P. (eds.). *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen*. Groupe Français Etude Jurassique. Elf sp. Mém. 17: 79-86.
- CARIOU, E., MELÉNDEZ, G., BRANGER, P. (1991): Définition d'une échelle biochronologique fine pour une zone d'ammonites de l'Oxfordien moyen: zone à *Transversarium* (province subméditerranéenne). *C. R. Acad.Sci. Paris*, 313 (II): 703-708, 1991.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1995): Taphonomie et interprétation des paléoenvironnements. *Geobios*, M. S. 18: 137-154.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1997): Ammonites, clinos tafonómicos y ambientes sedimentarios. *Revista Española de Paleontología*, 12: 102-128.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., AURELL, M., GARCÍA JORAL, F., GÓMEZ, J. J., HENRIQUES, M^a H., MARTÍNEZ, G., MELÉNDEZ, G. & SUÁREZ VEGA, L.C. (1996): El Jurásico Medio de la Cuenca Catalana: Unidades litoestratigráficas y elementos paleogeográficos. *Revista Española de Paleontología*, N^o Extr.: 122-139.
- FONTANA, B. (1990): *El Oxfordiense Medio, Biozona Transversarium (Jurásico Superior) en el borde Sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica)*. Estudio Paleontológico del Género *Larcheria* (Ammonoidea, Perisphinctidae). Tesis de Licenciatura. Univ. Zaragoza: 123 p.
- FONTANA, B., MELÉNDEZ, G. (1990): Caracterización bioestratigráfica de la Biozona *Transversarium* (Oxfordiense medio) en el sector oriental de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 76-79. Sociedad Geológica de España.
- GÓMEZ, J. J. (1979): El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, *Seminarios de Estratigrafía, serie: Monografías*, 4: 683 p., 118 Figs. Univ. Complutense, Madrid.
- MELÉNDEZ, G. (1989): *El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (Provincias de Zaragoza y Teruel)*. Tesis Doct. Inst. F.Católico; Inst. Estudios Turolenses, Zaragoza-Teruel, 418 p.
- MELÉNDEZ, G., AURELL, M. FONTANA, B. & LARDIÉS, M^a D. (1990): El tránsito Dogger-Malm en el sector nororiental de la Cordillera Ibérica: Análisis tafonómico y reconstrucción paleogeográfica. In: S. Fernández-López (Ed.) *Com. Reunión de Tafonomía y Fosilización*. Dpto. Paleontología, U.C.M.: 221-229.
- MELÉNDEZ, G., BELLO, J., DELVENE, G. & PÉREZ-URRESTI, I. (1997). El Jurásico Medio y Superior (Calloviense-Kimmeridgiense) en el sector de la llanura de Arcos (Ariño-Oliete, Teruel): análisis tafonómico y bioestratigrafía. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 23: 269-300.
- MELÉNDEZ, G. & FONTANA, B. (1991): Sobre la posición estratigráfica de *Perisphinctes wartae* Bukowski y el desarrollo de la Subbiozona Rotoides (Biozona *Transversarium*) en la Cordillera Ibérica nororiental. *Geogaceta*, 10 (1991): 38-42. Sociedad Geológica de España.
- MELÉNDEZ, G. & FONTANA, B. (1993): Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain. *Acta Geologica Polonica*, 43: 193-211.
- MELÉNDEZ, G.; PÉREZ-URRESTI, I. & BELLO, J. (1995): Las subdivisiones bioestratigráficas de la Biozona *Bimammatum* (Oxfordiense Superior) en la Cordillera Ibérica nororiental: facies y amplitud de las discontinuidades. *Geogaceta*, 18: 113-116.
- PÉREZ-URRESTI, I. (1995): *Estudio bioestratigráfico y paleontológico basado en Ammonoideos del Oxfordiense Superior en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 102 p.

- PÉREZ -URRESTI, I. (1996): Las sucesiones de Ammonoideos del Oxfordiense Superior en la Cordillera Ibérica nororiental: Nuevos datos bioestratigráficos. *Coloquios de Paleontología*, 48: 125-145.
- PÉREZ -URRESTI, I.; BELLO, J. & MELÉNDEZ, G. (1996): La subfamilia Ataxioceratinae (Ammonoidea) en el Oxfordiense Superior de la Provincia Submediterránea: origen y evolución». *Geogaceta*, 20 (1): 246-249.
- RAMAJO, J. & AURELL, M.(1997): Análisis de las superficies de discontinuidad y depósitos asociados del Calloviense superior-Oxfordiense medio en la Cordillera Ibérica Noroccidental. *Cuad. Geol. Ibér.* 22: 213-236.
- RAMAJO, J. & MELÉNDEZ, G. (1996): El límite Calloviense-Oxfordiense en Ricla (Zaragoza). Análisis sedimentológico y tafonómico de una sucesión condensada rica en ammonioideos. In: *Com. II Reunión de Tafonomía y Fosilización*, 1996: 337-346.

Manuscrito recibido: 31 de marzo de 1999

Aceptado: 31 de octubre de 1999