

*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*¹

The Callovian and the Upper Jurassic in the northeastern Iberian Chain and in its transition to the Catalan Ranges (Sierra de Arcos, Calanda, and Xerta-Paüls areas)

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

RESUMEN

En este artículo se describen las características estratigráficas, paleontológicas y sedimentológicas de cinco perfiles localizados en la Cordillera Ibérica Nororiental y en la denominada «Zona de Enlace» con la Cordillera Costero-Catalana. Se trata de los perfiles de Moneva, Andorra, Calanda, Mas de las Matas y Xerta-Paüls. Se analizan las características de los niveles del tránsito Jurásico Medio-Superior (Capa de Arroyofrío), y las unidades biostratigráficas y principales facies del Oxfordiense (Formación Yátova, Formación Serra de la Creu). La mayor parte de los afloramientos estudiados corresponden a la Plataforma Aragonesa (Cuenca Ibérica), mientras que el perfil de Xerta-Paüls está localizado en la zona meridional de la Plataforma de Tortosa (Cuenca Catalana) dentro de lo que se denomina la «Zona de Enlace» entre la Cordillera Ibérica y la Cadena Catalana. La comparación entre los datos de los perfiles localizados en ambos dominios, permite entender la relación entre ambas plataformas durante el Ox-

¹ Este trabajo comprende la publicación completa de las paradas presentadas durante la excursión del IV Congreso de Jurásico de España (Alcañiz, 1997).

* Dpto. Ciencias de la Tierra, (Estratigrafía); Universidad de Zaragoza, c./Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. e-mail: maurell@posta.unizar.es.

** Dpto. Ciencias de la Tierra, (Paleontología); Universidad de Zaragoza, c./Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. e-mail: gmelende@posta.unizar.es.

fordiense. Además, el afloramiento de Mas de las Matas permite establecer precisiones sobre la edad y evolución de la Formación Higuieruelas en una zona de tránsito con los dominios de sedimentación más surorientales, correspondientes a la Cuenca del Maestrazgo, estableciendo la relación con las unidades más características de este sector (Formación Las Talaias y Formación La Pleta).

Palabras clave: Cuenca Ibérica, Cuenca Catalana, Calloviense, Jurásico Superior, ammonoideos, análisis de facies.

ABSTRACT

A stratigraphical, palaeontological and sedimentological analysis of Callovian to Kimmeridgian deposits in the north-eastern Iberian Chain has been carried out at the classical sections of Moneva, Andorra, Calanda, Mas de las Matas, and Xerta-Paüls, the last one located within the so-called: «linking zone» between Iberian and Catalanian Range. The Middle-Upper Jurassic transition level (Arroyofrío Bed) and the biostratigraphy and main facies recognised in the Oxfordian (Yátova Fm, Serra de la Creu Fm) are explained in detail. Most of the studied outcrops belong to the Aragonese Platform (Iberian Basin), whilst the Xerta-Paüls section is located in the southern Tortosa Platform (Catalan Basin). The comparison between data from both sedimentary realms, allows understand the relationships between both platforms during the Oxfordian. The Mas de las Matas outcrop has provided further data on the age and evolution of the so-called Higuieruelas Formation (uppermost Jurassic), in a transitional area to near sedimentary realms such as the Maestrazgo Basin, farther southeast, and helped establishing the relationships to the more representative units of these areas (Las Talaias and La Pleta Formations).

Key words: Iberian basin, Catalan Basin, Callovian, Upper Jurassic, ammonoidea, facies analysis.

INTRODUCCIÓN

Con motivo de las excursiones organizadas en el contexto del IV Congreso de Jurásico de España, se programaron visitas a una serie de afloramientos que incluyen materiales del Calloviense (Jurásico Medio) y el Jurásico Superior en la parte oriental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en el sector comprendido entre el Río Martín (Moneva) y Calanda-Mas de las Matas (provincia de Teruel) y en la denominada «Zona de Enlace» con la Cadena Catalana, entre Xerta y Paüls, provincia de Tarragona (Fig. 1).

El objeto de este estudio mostrar los aspectos estratigráficos, paleontológicos y sedimentológicos más relevantes del Jurásico Superior en los perfiles mencionados. En todos ellos se centra la atención especialmente en los niveles del límite Jurásico Medio-Superior, representados por los materiales de la *Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío* y en la sucesión de los materiales del Oxfordiense, representados por los materiales de la *Formación Yátova* en la Cuenca Ibérica y por la *Formación Serra de la Creu* en la Plataforma de Tortosa. En el afloramiento de Mas de las Matas además, se describen las características sedimentológicas de la *Formación Higuerauelas* al constituir éste un afloramiento excepcional de esta unidad en este sector de la Cordillera Ibérica nororiental.

Los datos expuestos permiten obtener una visión actualizada de estas localidades clásicas, que son de interés para comprender la evolución del Jurásico Superior en la Cordillera Ibérica Nororiental, y en especial, para documentar el tránsito paleogeográfico entre los dominios de sedimentación de la Plataforma Aragonesa (Cuenca Ibérica) y la Plataforma de Tortosa (Cuenca Catalana) durante el Oxfordiense. El presente trabajo constituye una síntesis de los datos expuestos en la Guía de campo del IV Congreso de Jurásico de España (Meléndez y Delvene, 1997), destacando las aportaciones inéditas más relevantes. Las descripciones de los afloramientos se complementan con una discusión, en la que se muestra la relevancia de los datos aportados en un marco regional, a partir de su comparación con otros datos procedentes de afloramientos de áreas próximas. Muchos de estos datos han servido de base para realizar el trabajo de síntesis sobre el Oxfordiense de la Cordillera Ibérica Septentrional que se encuentra publicado en este mismo volumen (Ramajo et al., 1999).

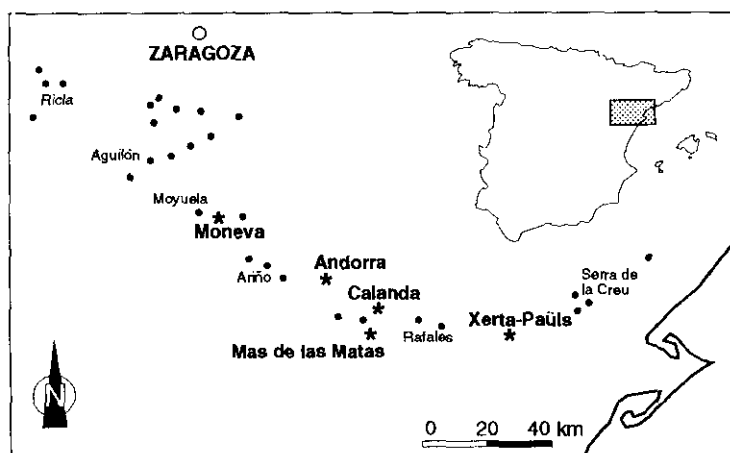


FIG. 1.—Situación geográfica de los perfiles descritos en el texto.

FIG. 1.—Geographical location of sections described in the text.

EL CALLOVIENSE Y EL JURÁSICO SUPERIOR EN MONEVA

El Jurásico Medio y Superior que aflora al Este de Moneva (provincia de Zaragoza), en el Barranco de La Librería, ha sido objeto de numerosos estudios de carácter estratigráfico y paleontológico: Bulard (1972), Sequeiros (1982), Lardiés (1990), Fontana y Meléndez (1990), Meléndez y Fontana (1993), Aurell (1990), Bello (1995), Pérez-Urresti (1996) y Delvene (1997).

En el sector de Moneva se reconocen las unidades litoestratigráficas definidas por Gómez y Goy (1979) para el Jurásico Medio y Superior de la Cordillera Ibérica. El Jurásico Medio corresponde a la Fm. Chelva, en cuyo techo se diferencia la Capa de Arroyofrío, que en este perfil presenta un espesor inusual, próximo a los 2 m. La unidad basal del Jurásico Superior o Fm. Yátova presenta 5,5 m de potencia. Sobre ella se encuentra la Fm. Sot de Chera, que muestra un espesor de 18 m. Esta unidad pasa gradualmente a la Fm. Loriguilla, de la que afloran sus 25 m basales.

BATHONIENSE-CALLOVIENSE

El Bathoniense medio está constituido por calizas *packstone* a *grainstone* de peloides cementadas, limitadas a techo por una superficie de discontinuidad. Sobre ella se encuentra un nivel de removilización de 0,4 m de espesor con fósiles reelaborados del Bathoniense medio: *Oxycerites orbis* (Oppel), coronado por una superficie endurecida. Sobre ella se encuentran 2 m de calizas biomicrocíticas con peloides y ooides ferruginosos dispersos (*wackestone* a *packstone*). En su parte inferior se reconocen aún fósiles del Bathoniense: *Procerites*, *Homeoplanulites*, *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) y en un nivel equivalente en un afloramiento cercano se ha recogido un ejemplar de *Bullatimorphites* (*B.*) *hanoveranus*. En conjunto, esta asociación permite caracterizar la base del Bathoniense superior, Biozona *Retrocostatum* (cfr. Sequeiros y Meléndez, 1981; Page y Meléndez, 1997). Por encima se encuentra un banco que contiene abundantes ammonites del Calloviense inferior, Biozona *Bullatus*: *Macrocephalites* gr. *verus* Buckman; *Homeoplanulites* spp. y *Bullatimorphites bullatus* (D'Orbigny) (Lardiés, 1988).

Este banco, que corresponde al nivel 6 de la Fig. 2, está limitado en su base por una discontinuidad. La asociación registrada en el mismo, si bien caracteriza la biozona inferior del Calloviense, no caracteriza la parte basal de la misma. De acuerdo con la biozonación propuesta para el Calloviense inferior por medio de *Macrocephalites* por Callomon y Page (1994) la especie *Macrocephalites verus* Buckman caracteriza el tercer biohorizonte dentro de la misma. Los dos biohorizontes basales corresponden respectivamente a las especies: *M. jacquotti* y *M. terebratus*. Hasta el momento estas formas de *Macrocephalites* no han sido identificadas en este afloramiento ni en ningún otro punto de la Cordillera Ibérica nororiental. Igualmente, tampoco se ha encontrado hasta el

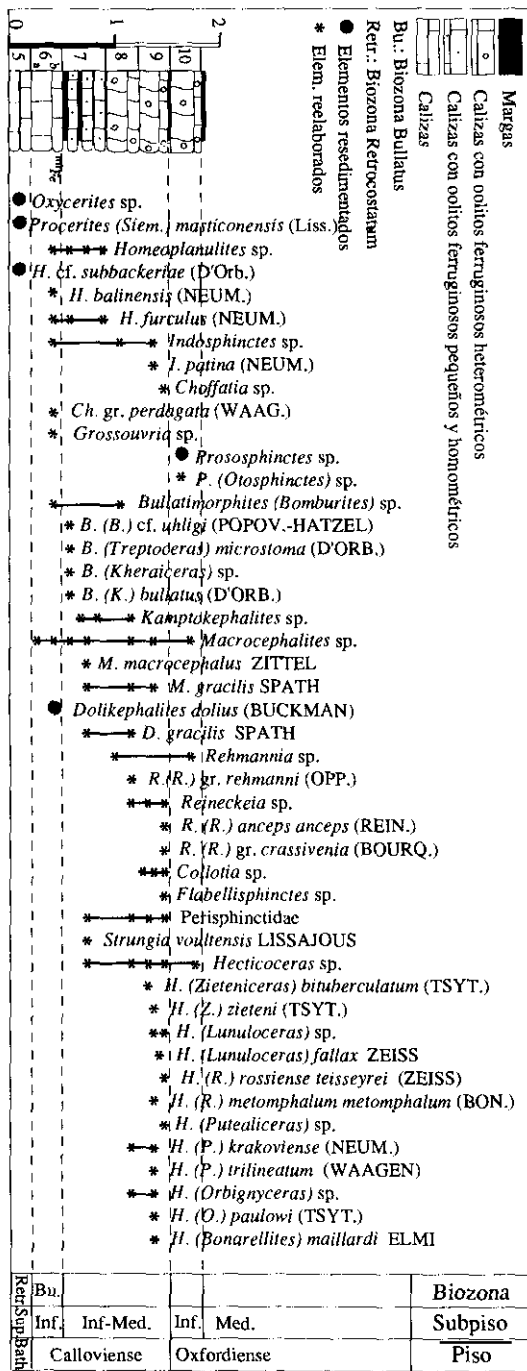


FIG. 2.—Sucesión bioestratigráfica y paleontológica (Ammonoidea) del Bathoniense superior y Calloviense en el afloramiento de Moneva (Mo.1). Modificado, según Lardjés (1988).

FIG. 2.—Biostratigraphical and palaeontological succession (Ammonoidea) of upper Bathonian and Callovian at Moneva (outcrop Mo.1). Modified, after Lardjés (1988).

momento ningún ejemplar de *Clydoniceras discus* ni ninguna forma que permita caracterizar la última biozona del Bathoniense superior.

De tal manera se puede concluir que la discontinuidad situada en la base del banco 6 presenta una laguna estratigráfica asociada que afecta al Bathoniense superior (Biozona Discus) y a la parte inferior de la Biozona Bullatus. Esta laguna de la Biozona Discus presenta extensión regional y ha sido detectada en todo el ámbito de la Cuenca Ibérica (Fernández-López, 1997). El techo del banco (nivel 6b) es una superficie endurecida ferruginizada, perforada y con fósiles truncados, sobre la cual se encuentra la Capa de Arroyofrío.

La Capa de Arroyofrío se inicia con un nivel de removilización de 0,3 m de potencia (nivel 7), en el que se encuentran numerosos moldes de ammonites reelaborados del Calloviense Inferior. Se trata de una asociación mezclada, en la que se reconocen elementos característicos de la parte superior de la Biozona Bullatus y de las Subbiozonas Rehmani y Laugierii de la Biozona Gracilis. Es decir: en esta asociación registrada se encuentran representados los *taxorregistros* Bullatus, Rehmani y Laugierii. El concepto de taxorregistro corresponde a la asociación registrada caracterizada por su contenido taxonómico, independientemente de su tiempo de producción (Fernández-López, 1986). El taxorregistro constituye la unidad básica de la escala de unidades taxorregistrales.

Los ejemplares registrados se encuentran en estado mecánico de conservación reelaborado. Constituyen generalmente moldes fragmentados y fragmentos de moldes de ammonites que con frecuencia presentan facetas de desarticulación a favor de un septo o de líneas de mínima cohesión. Normalmente mantienen la forma y el volumen; su relleno está formado por caliza micrítica no oolítica o con oolitos ferruginosos pequeños y dispersos. Se encuentran englobados en el interior de una matriz formada por caliza micrítica *wackestone* a *packstone* con oolitos ferruginosos muy heterométricos que muestra una cierta laminación secundaria por compactación diagenética. De tal manera, el relleno se encuentra en discontinuidad textural y estructural con la roca sedimentaria envolvente. Al no haberse encontrado ejemplares no reelaborados (resedimentados) en el interior de esta asociación, no es posible asignar el nivel 7 a una unidad bioestratigráfica concreta, aunque probablemente podría corresponder a la parte superior de la Biozona Gracilis o a la Biozona Anceps, al haberse encontrado elementos reelaborados de la parte inferior de la Biozona Gracilis, de modo semejante a como se ha puesto de manifiesto recientemente en la vecina sección de Ventas de San Pedro, en Oliete (cfr. Meléndez et al., 1998).

Por encima (niveles 8-9) se encuentra 1 m de calizas biomicríticas con ooides ferruginosos heterométricos y abundantes fósiles de ammonites. En su mayor parte se trata de elementos reelaborados semejantes a los descritos en el nivel anterior. En este tramo, Lardiés (1988) ha reconocido en la parte inferior una asociación mezclada, con elementos registrados que permiten caracterizar los taxorregistros Gracilis (p.p.) y Anceps. Se han recogido escasos ejemplares

de ammonites (*Macrocephalites*; *Rehmania*, *Hecticoceras* sp.) que muestran facetas elipsoidales de abrasión y ocasionalmente surcos anulares de abrasión. La presencia de estas estructuras sobre los moldes de ammonites ha sido interpretada por Fernández-López (1984, 1985) como evidencia de reelaboración tafonómica y de permanencia prolongada del ejemplar reelaborado bajo condiciones de batimetría extremadamente somera (probablemente centimétrica) sobre un fondo endurecido (*hard-ground*) sometido a la acción de corrientes direccionales ante las cuales el fósil podía adoptar una orientación preferente. Estas condiciones se darían preferentemente en ambientes inter a supramarales (Fernández-López, 1985).

En conjunto, los ejemplares de este nivel son moldes fragmentados y moldes parciales recubiertos por una costra ferruginosa. En la parte superior (nivel 9 a-b) los elementos registrados han permitido caracterizar los taxorregistros *Anceps* y *Coronatum* (p.p.). Por encima de este nivel se encuentra una superficie de truncamiento con concentración local de óxidos de hierro que marca probablemente el límite entre el Calloviense y el Oxfordiense (cfr. Lardiés, 1988).

OXFORDIENSE INFERIOR

El límite entre el Calloviense y el Oxfordiense se encuentra en la parte media de la Capa de Arroyofrío, y está materializado por una costra ferruginosa irregular, de hasta 2 cm de espesor. Fragmentos de la misma se encuentran en el nivel suprayacente, que pertenece ya al Oxfordiense (nivel 10). Este nivel tiene de 0,3 y 0,6 m de potencia. Presenta pisoides y ooides ferruginosos mal clasificados, dispersos dentro de una matriz carbonatada blanca, bien diferenciable del nivel de tonos rojizos con ooides ferruginosos infrayacente. En la misma asociación se ha encontrado un ejemplar de *Prososphinctes* cf. *claromontanus* Bukowski, que aparentemente muestra continuidad entre el relleno oolítico y la matriz. También se ha recogido otro ejemplar fragmentario de *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) sp., próximo al grupo de *P. moeschi* Arkell. Estas formas permiten asignar con probabilidad este nivel al Oxfordiense inferior, Biozona Claromontanus.

OXFORDIENSE MEDIO-SUPERIOR

Sobre la Capa de Arroyofrío se apoya la Fm. Yátova (Fig. 3). Esta unidad presenta un espesor de 5,5 m, y muestra dos términos, o tramos litológicos, bien diferenciados: un término inferior (2,8 m) de calizas rosas estratificadas en bancos masivos o tableados de espesor decimétrico (15 a 35 cm), con espongiarios y crinoides abundantes y ammonites, braquiópodos frecuentes y bivalvos, belemnites y serpulidos más escasos. Este tramo abarca los niveles 11 a 22 y correspondería a la Biozona Transversarium. Se ha podido caracterizar mediante

ammonites las subbiozonas Luciaeformis, Schilli y Rotoides. El término superior comprende 3 m de calizas beige a amarillentas, glauconíticas, estratificadas en capas regulares de 8 a 12 cm de espesor alternando con niveles centimétricos de margas beige rojizas algo lajasas. Este tramo comprende los niveles 23 a 32.

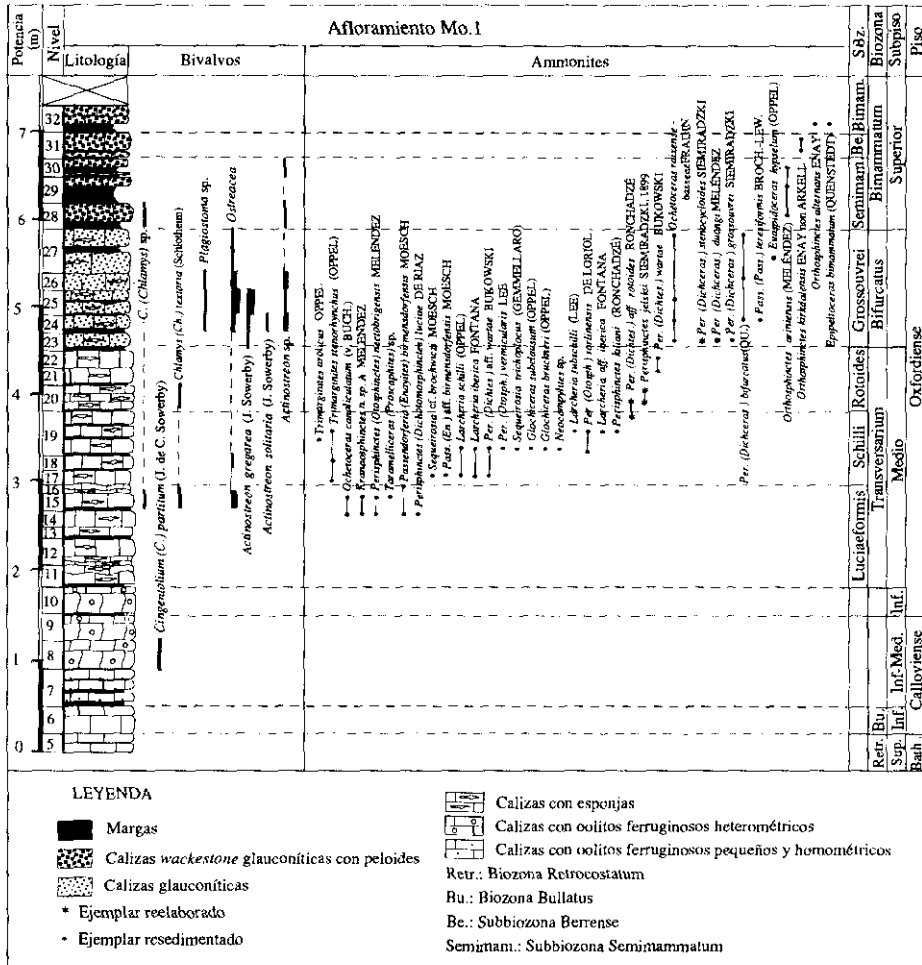


FIG. 3.—Sucesión bioestratigráfica y paleontológica (Ammonoidea, Bivalvia) del Oxfordiense medio y superior en el afloramiento Mo.1 de Moneva. Datos de Fontana (1990), Fontana y Meléndez (1990), Meléndez y Fontana (1993), Delvene (1997), Bello (1995), y Pérez-Urresti (1995).

Fig. 3.—Biostratigraphical and Palaeontological succession (ammonites and bivalves) of middle-upper Oxfordian in Moneva (section Mo.1). Compiled data from Fontana (1990), Fontana and Meléndez (1990), Meléndez and Fontana (1993), Delvene (1997), Bello (1995), Pérez-Urresti (1995).

Los niveles 10 a 16 presentan un escaso contenido en ammonioideos (Fontana, 1990). En el nivel 10 se han encontrado escasos ejemplares de *Trimarginites stenorhynchus* (Oppel) y *T. arolicus* (Oppel). Los niveles 15 y 16 incluyen *Ochetoceras canaliculatum* (v. Buch), *Taramelliceras (Proscaphites) sp.*, *Passendorferia birmensdorfensis* (Moesch) (formas m y M), *Perisphinctes nectobrigensis* Meléndez (formas m y M), y escasos ejemplares de *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) gr. luciaeformis* Enay. En conjunto esta asociación caracteriza la parte inferior de la Subbiozona Luciaeformis: Biohorizonte Nectobrigensis.

El nivel 16 está coronado por una superficie irregular y ferruginosa en la que se reconocen fósiles truncados. Las capas 17 a 19a han dado numerosos ejemplares de *Glochiceras* de los grupos *subclausum* (Oppel) - *bruckneri* (Oppel), *Neocampylites sp.*, *Passendorferia n. sp. aff. birmensdorfensis* (Moesch) (= *Pass. tenuis* Enay, in Meléndez, 1989), *Sequeirosia spp.*, incluyendo los grupos *S. brochwiczi* (Sequeiros, forma Macroconcha), y *S. trichoplocus* (Gemellaro, forma microconcha), *P. (Otosphinctes) vermicularis* Lee y *P. kiliani* De Riaz. Junto a estos ejemplares destaca la presencia relativamente abundante de representantes de *Larcheria iberica* Fontana (formas M y m). Es de destacar la presencia de frecuentes individuos juveniles o no adultos entre los representantes de *Perisphinctinae* y la ausencia contrastada de macroconchas adultas en este intervalo. En conjunto, este registro caracteriza la Subbiozona Schilli, Biohorizonte Ibérica (Meléndez y Fontana, 1993).

La capa 19c es semejante a las anteriores aunque muestra una bioturbación más intensa. Se encuentra separada de las anteriores por una discontinuidad. El nivel 20 también puede subdividirse en tres capas (20a-c). La capa 20a es semejante a la 19c, las capas 20b y 20c presentan un color amarillo oscuro y se encuentran separadas de las anteriores por superficies ferruginosas irregulares. En este conjunto de capas son frecuentes las formas de *Perisphinctes* (m) próximas a *P. jelskii* Siemiradzki (1899, non 1891). En las capas 20b y 20c predominan los moldes parciales y moldes con superficies de desarticulación a favor de septos que muestran discontinuidad estructural entre el relleno y la matriz. Destaca la presencia de diversas formas de *P. (Dichotomosphinctes)* próximo al grupo *P. rotoides* Ronchadzé. En conjunto esta asociación es característica de la Subbiozona Rotoides y se corresponde con el Taxorregistro Jelskii. El estado reelaborado de los fósiles, sin embargo, permite aceptar la posibilidad de que los cuerpos rocosos (capas 20b-c) correspondan a un intervalo superior a esta biozona.

Los niveles 21 y 22 han dado escasos ejemplares de *P. (Dichotomosphinctes)*, próximas a la especie *P.(D.) wartae* Bukowski. Este intervalo correspondería por tanto a la parte superior de la Subbiozona Rotoides (Biohorizonte Wartae).

El nivel 23 es una capa bien definida, de caliza glauconítica bioclástica muy fosilífera. Contiene abundantes fósiles de ammonites que muestran claras evidencias de reelaboración: moldes fragmentados y fragmentos de moldes fosfáticos, en su mayor parte mostrando superficies de desarticulación a favor de

septos y discontinuidad litológica y estructural entre el relleno y la roca sedimentaria. Se encuentran numerosos ejemplares de *P. (Dichotomosphinctes) wartae* Bukowski y algunas formas transicionales hacia *P. (Dichotomoceras)* de los grupos *stenocycloides* Siemiradzki-*bifurcatoides* (Enay) y quizás *P. (D.) duongi* (Meléndez). En conjunto, esta asociación removilizada, también localizada en el corte de la Ventas de San Pedro, en Oliete (Meléndez et al., 1997) representa parcialmente el Taxorregistro *Wartae* y el Taxorregistro *Stenocycloides*. El nivel 23 en cambio, podría representar un horizonte más alto en esta subzona: Biohorizonte *Duongi*, o quizás corresponder ya a la Subbiozona *Grossouvrei*. Algunos ejemplares fragmentados muestran rasgos típicos de la especie de Siemiradzki. Entre los niveles 24 y 27 se han encontrado escasos ejemplares fragmentarios de *P. (Dichotomoceras)* de los grupos *grossouvrei* Siemiradzki - *bifurcatus* Quenstedt junto con *Passendorferia teresiformis* (Brochwic-Lewinski).

El nivel 25, de caliza glauconítica, se subdivide en dos capas (25a-b). La capa 25b está coronada por una superficie irregular algo ferruginosa y por encima la sucesión pasa a una alternancia regular de calizas y margas. En la capa 26 se ha recogido el primer ejemplar de *Euspidoceras* gr. *hypselum* Oppel. El nivel 28 contiene los primeros ejemplares de *Orthosphinctes* gr. *ariniensis* (Meléndez), que marcaría con precisión el biohorizonte inferior de la Subbiozona *Semimammatum* (Pérez-Urresti, 1996). De tal manera, el límite inferior de la Biozona *Hypselum* se sitúa en la base del nivel 28. En el nivel 31, la presencia de frecuentes ejemplares de *O. kirkdalensis*, Enay (non Arkell) permite caracterizar este biohorizonte de la Subbiozona *Berrense*. En el intervalo que corona la serie (nivel 32) se ha encontrado escasos ejemplares de *Epipelto-ceras bimammatum* (Quenstedt) y *Orthosphinctes alternans* Enay, que permiten asignar este nivel a la Biozona *Bimammatum*.

En la cercana localidad de Moyuela el techo de la Fm. Yátova aflora de modo más favorable. Este comprende una capa de caliza muy glauconítica coronada por superficie intensamente ferruginizada. Sobre ella se ha reconocido una asociación registrada que incluye ammonites reelaborados (moldes fragmentados y/o desarticulados) de la Subbiozona *Bimammatum*: *Epipelto-ceras bimammatum* (Quenstedt), *Orthosphinctes gredingensis* (Wegele), *Orthosphinctes alternans* Enay, y *Passendorferia* gr. *sanpedroi* Meléndez, junto con posibles elementos resedimentados de la Subbiozona *Hauffianum*: *Orthosphinctes tiziani* Oppel. De este modo, la superficie de discontinuidad del techo de la Fm. Yátova presenta una laguna estratigráfica asociada que afecta parcialmente a las subbiozonas *Bimammatum* y *Hauffianum*.

KIMMERIDGIENSE

Sobre la discontinuidad localizada a techo de la Fm. Yátova, se encuentra la Fm. Sot de Chera. Se trata de 18 m de margas grises laminadas con intercala-

ciones margocalcáreas. El contenido en ammonites es escaso. Hacia la base de esta unidad, Aurell (1990) cita la presencia de *Orthosphinctes (Orth.) pseudopolypliocoides* (Geyer), que caracteriza el biohorizonte superior de la Subbiozona Polygyratus, Biozona Platynota, del Kimmeridgiense inferior. Además, en el tramo de transición entre las Formaciones Sot de Chera y Loriguilla se han encontrado varios ejemplares de *Sutneria platynota* (Reinecke). Los ejemplares, caracterizados por la presencia de gruesos nudos lateroventrales en la cámara de habitación, son también característicos de la parte inferior de la Biozona Platynota.

La Fm. Sot de Chera ha sido datada con precisión por Aurell et al. (1997), en un corte localizado 3 km al Oeste de la vecina localidad de Moyuela. Los primeros niveles fosilíferos, se sitúan a 3,5 m de la base de la unidad e incluyen ejemplares de *Sutneria galar* (Oppel) y *Orthosphinctes castroi* (Choffat) que caracterizan la Subbiozona Galar. La Subbiozona Planula no ha sido caracterizada hasta el momento en dicha localidad y podría encontrarse representada en los primeros metros de la Fm. Sot de Chera o, más probablemente, encontrarse ausente, afectada por la discontinuidad que se reconoce a techo de la Fm. Yátova. Esta discontinuidad ha sido reconocida en amplios sectores de la Cuenca Ibérica y relacionada con la acción de posibles fallas sinsedimentarias (Aurell et al., 1997).

En el corte de Moyuela se reconocen, en la parte media de la Fm. Sot de Chera, una serie de bancos micríticos continuos de potencias decimétricas (mudstone limoso con restos vegetales y escasos fósiles), que marcan el tránsito gradual a la Fm. Loriguilla. En el nivel micrítico basal se han reconocido fragmentos de conchas de ammonites que corresponden a *Taramelliceras* sp., *Ardesia* gr. *desmoides* (Wegele), y un posible representante de *Nebroditis (Mesosimoceras)* sp. Este registro, aunque aún impreciso, indicaría una probable edad Kimmeridgiense Inferior (Biozona Platynota, Subbiozona Desmoides) para este intervalo.

CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

La extrema reducción de los materiales del Calloviense y Oxfordiense en este sector, correspondiente al área comprendida entre el Río Aguas Vivas y la sierra de Arcos (o la «llanura de Arcos» Bulard, 1972) testimonia la permanencia de dicha área como un bloque relativamente elevado durante el Calloviense y el Oxfordiense, con el desarrollo de secciones condensadas de plataforma externa. El grado de condensación estratigráfica alcanzó valores máximos entre el Calloviense inferior (Biozona Bullatus) y el Oxfordiense medio (Biozona Transversarium, Subbiozona Luciaeformis). En este intervalo la sedimentación tuvo lugar en una llanura homogénea y fue escasa y discontinua, predominando las facies de oolitos ferruginosos. La heterometría de los ooides indica una proximidad geográfica al área fuente.

La presencia de numerosos ejemplares de ammonites reelaborados característicos de los biocronos *Gracilis*, *Anceps* y *Coronatum* (p.p.) indica que la extensión de la laguna registrática detectada en el límite Calloviense-Oxfordiense tiene una amplitud algo menor, incluyendo al menos los taxorregistros *Athleta*, *Lamberti* y *Mariae*. Estos procesos resultan en el desarrollo de asociaciones condensadas con alto grado de herencia tafonómica y con valores máximos de condensación tafonómica para el intervalo estratigráfico estudiado, testimoniando un prolongado intervalo de exposición de la plataforma. La presencia de moldes de ammonites reelaborados con facetas elipsoidales y surcos anulares de desgaste corrobora esta hipótesis, contrastada en numerosos puntos de la Plataforma Aragonesa. Procesos similares se repiten nuevamente durante el Oxfordiense, entre las cronozonas *Plicatilis* y *Transversarium*; en el límite *Transversarium-Bifurcatus* (subcronozonas *Rotoides* y *Stenocycloides*) y en el límite entre las cronozonas *Hauffianum* y *Planula*, aunque con menor intensidad y dando valores menores de condensación estratigráfica y tafonómica.

A la llanura homogénea que caracteriza la sedimentación durante el tránsito Calloviense-Oxfordiense le sigue un intervalo (Oxfordiense medio) de sedimentación en una llanura submareal relativamente profunda (rampa media-externa), alternativamente agitada. La presencia de frecuentes formas juveniles entre los *Perisphinctidae*, que forman poblaciones tafónicas de tipo 1 o 2 indica unas condiciones favorables para la colonización del área por estos grupos, de acuerdo con el modelo desarrollado por Fernández-López (1995, p. 146). A partir de la Biozona *Bifurcatus*, la *facies de packstone glauconítico de peloides y bioclastos* alternando con margas indica un reinicio de los aportes terrígenos con un aumento temporal de la agitación y la formación de ambientes menos favorables para el desarrollo de espongiarios. Estas condiciones también fueron menos favorables para el desarrollo de poblaciones de ammonoideos, cuyas asociaciones en este intervalo comprenden fundamentalmente poblaciones tafónicas de tipo 3, poliespecíficas, con sesgo negativo, formadas por individuos adultos y predominando las macroconchas.

EL CALLOVIENSE-OXFORDIENSE EN ANDORRA

Los afloramientos estudiados se encuentran en el margen de la carretera que va de las minas a las escombreras localizadas 1 km al Norte de Andorra (Fig. 1). En este punto existe una cantera que afecta a los materiales del Jurásico Medio. Por encima, en el talud de la carretera, aflora la Capa de Arroyofrío y la Fm. Yátova. El afloramiento And. 1 (Fig. 4) se encuentra a la izquierda de la carretera formando la parte superior de la cantera y abarca los materiales del Calloviense y del Oxfordiense Medio. El afloramiento And.2 (Fig. 5) se encuentra en el margen derecho unos 300 m más adelante y, pese

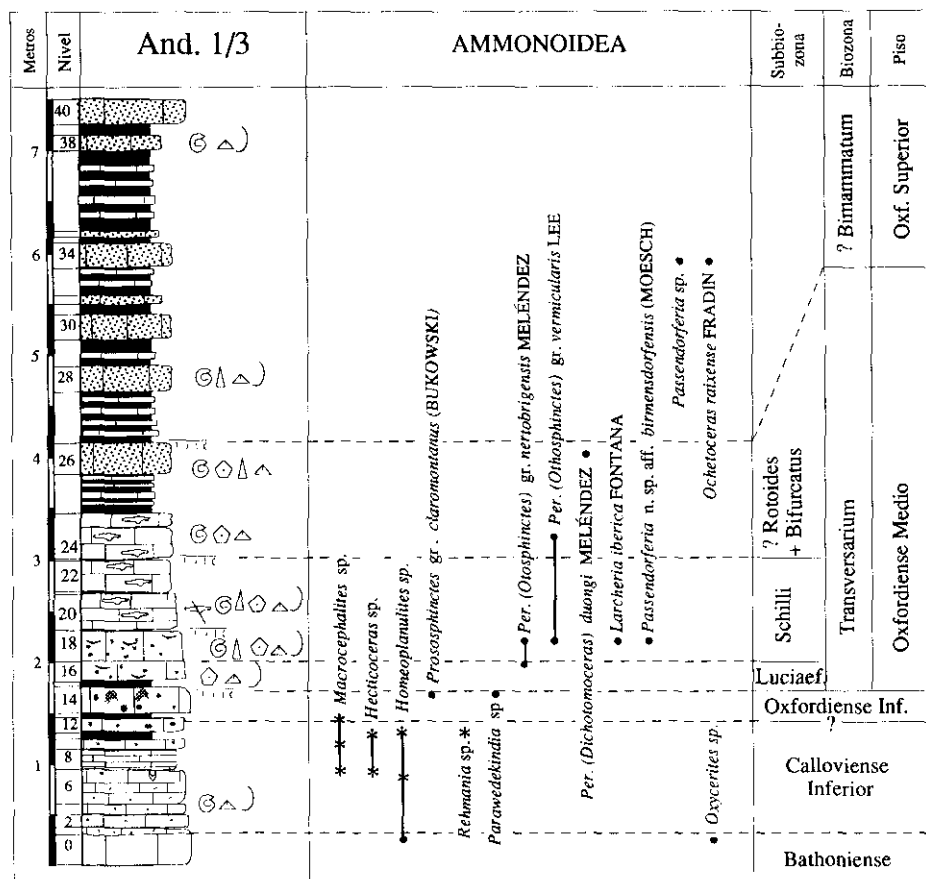


FIG. 4.—Sucesión bioestratigráfica y paleontológica (Ammonoidea) del Calloviense-Oxfordiense medio de Andorra (afloramientos And.1 y And 3).

FIG. 4.—Biostratigraphical and palaeontological succession (Ammonoidea) of the Callovian-middle Oxfordian in Andorra (outcrops And.1 y And 3).

a encontrarse limitado por fracturas, muestra unas buenas condiciones de observación de los materiales del Oxfordiense Medio y Superior, hasta la parte superior de la Biozona Bimammatum. Los materiales margosos del Cretácico recubren discordantemente las últimas capas visibles. El afloramiento And.3 (Fig. 4) se encuentra entre los dos anteriores, en el talud izquierdo de la carretera, y permite una buena observación del intervalo oolítico correspondiente a la Capa de Arroyofrío y de los materiales de la Biozona Transversarium.

CALLOVIENSE-OXFORDIENSE INFERIOR

Los materiales del Calloviense, con un espesor de 1,2 m están limitados a la parte inferior de la Capa de Arroyofrío (Fig. 4). Por debajo se encuentra un banco masivo de 30 cm de espesor de caliza micrítica gris, *wackestone* bioclástico a peloidal, relativamente fosilífero en el que se encuentran restos de *Homeoplanulites*. Su parte superior (5 cm) forma un nivel cementado de calizas bioclásticas *packstone* con ooides y pisoides y abundantes ammonites, braquiópodos, y bivalvos ocasionales (nivel 0). Esta capa constituye un nivel de removilización. Los ammonites comprenden moldes fragmentados o parciales que conservan la forma y el volumen, con frecuencia desarticulados a favor de un septo o truncados. Destaca la presencia de frecuentes ejemplares de *Oxyce-rites* del grupo *orbis* (Oppel).

Por encima se encuentran calizas bioclásticas grises (Fig. 4, niveles 1 a 6) con oolitos y pisolitos gruesos y dispersos (*wackestone* a *packstone*) y ammonites, bivalvos y braquiopodos frecuentes. Destaca la presencia de *Macrocephalites*, formas próximas al gr. *verus* (Buckman). En el nivel 6, un banco masivo de 35 cm de espesor, los ejemplares son en su mayoría formas adultas predominando las macroconchas. En conjunto este tramo podría representar, al menos parcialmente, la biozona inferior del Calloviense (Biozona Bullatus).

Por encima de esta superficie las capas 8 a 12, regulares, y con un espesor de 10 a 15 cm contienen ammonites frecuentes a abundantes del Calloviense Inferior: *Macrocephalites*, *Hecticoceras*, *Homeoplanulites* y escasos ejemplares de *Rehmania*; se trata de moldes parciales o moldes fragmentados reelaborados. Los ejemplares de *Macrocephalites* parecen constituir formas próximas a las del nivel inferior sin que se hayan reconocido formas típicas de *M. gracilis* Spath. Este intervalo podría corresponder a un horizonte superior de la Biozona Gracilis o bien corresponder a un nivel dentro de la Biozona Anceps del Calloviense Medio.

Por encima de una nueva superficie de truncamiento se encuentra una capa de 5 cm de margas y un banco masivo de 20 a 30 cm de un *wackestone* bioclástico con ooides ferruginosos dispersos heterométricos (nivel 14), que contiene *Parawedekindia* sp. y *Prososphinctes* gr. *claromontanus* Bukowski. Este nivel puede asignarse, al menos tentativamente, al Oxfordiense inferior, Biozona Claromontanus. En conjunto, la sucesión analizada en la Capa de Arroyofrío muestra la existencia de una laguna estratigráfica máxima intraoolítica que abarcaría la práctica totalidad del Calloviense medio y Calloviense superior, y en parte el Oxfordiense inferior (Biozona Mariae). Asimismo se reconoce una laguna registrática de amplitud similar o menor, que podría abarcar únicamente los taxorregistros Coronatum, Athleta, Lamberti y Mariae.

OXFORDIENSE MEDIO Y SUPERIOR

La Fm. Yátova (Fig. 4, niveles 15 a 24) se presenta en bancos de espesor decimétrico (15 a 35 cm) que contienen espongiarios, crinoides, braquiópodos,

bivalvos y ammonites. En los niveles inferiores (15 y 16) se han recogido escasos ejemplares de *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) próximos al grupo *nectobrigensis* Meléndez. No obstante, a partir del nivel 18 son frecuentes los ejemplares de *Larcheria iberica* Fontana junto con *Passendorferia* n.sp. aff. *birnensdorfensis* (Moesch; in Fontana, 1990) y hasta el nivel 22 se ha recogido *P. (Otosphinctes) gr. vermicularis* Lee, que caracterizan la Subbiozona Schilli, Biohorizonte Ibérica de la Biozona Transversarium. Este último banco se encuentra coronado por una superficie de discontinuidad.

Los niveles 25 y 26 marcan un comienzo de la sedimentación con mayor proporción de terrígenos y con glauconita. En estos niveles no se ha recogido formas determinativas a excepción de algunos restos fragmentarios de *P. (Otosphinctes)* que podrían constituir formas transicionales hacia *P. «jelskii»* Siemiradzki (1899; non 1891). De tal manera este intervalo podría corresponder ya a la Subbiozona Rotoides.

El nivel 26 se encuentra también limitado a techo por una superficie de discontinuidad. En estos niveles se han recogido escasos ejemplares de *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) gr. *bifurcatoides* Enay o *duongi* Meléndez, que caracterizarían la Subbiozona Stenocycloides de la Biozona Bifurcatus en la base de la sucesión glauconítica. Por encima, la sucesión es glauconítica y se encuentra parcialmente cubierta. En el último tramo sólo se han recogido escasos ejemplares de *Ochetoceras* gr. *raixense* Fradín y *Passendorferia* sp. Este intervalo debe corresponder a la Biozona Bimammatum.

En el perfil de AND.2, en la parte inferior del tramo glauconítico (Fig. 5, nivel 26), junto con un ejemplar fragmentario de *Passendorferia* se ha recogido un ejemplar de *Epipeltoceras berrense* Favre, que caracterizaría la parte superior de la Subbiozona Hypselum. Los niveles 36 a 40 contienen frecuentes ejemplares de *Ochetoceras* gr. *marantianum* (D'Orbigny), *Orthosphinctes alternans* Enay y *Epipeltoceras bimammatum* (Quenstedt), que permiten caracterizar la Subbiozona Bimammatum. Se trata de individuos adultos, predominando las macroconchas.

CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

El análisis de la sucesión de los materiales del Calloviense-Oxfordiense en Andorra muestra que durante este intervalo la sedimentación fue extremadamente irregular y discontinua en relación con otras áreas de la Plataforma Aragonesa, en donde la sedimentación correspondiente a este intervalo está representada también por secciones condensadas (Moneva, Ariño, Calanda; cfr. Fontana, 1990; Aurell et al., 1994, Meléndez et al., 1997). Los valores de condensación estratigráfica para el tránsito Calloviense-Oxfordiense son máximos en esta área, y la amplitud de la laguna estratigráfica abarcaría aproximadamente desde el Calloviense medio hasta el Oxfordiense medio (Subbiozona Schilli), con la excepción del breve intervalo oolítico del Oxfordiense inferior (Biozona Claromontanus).

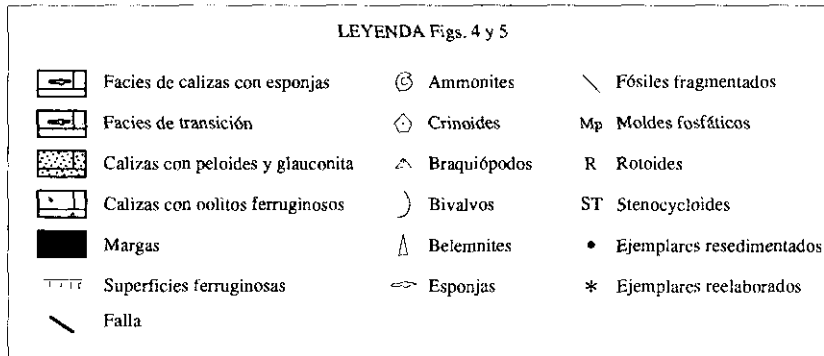
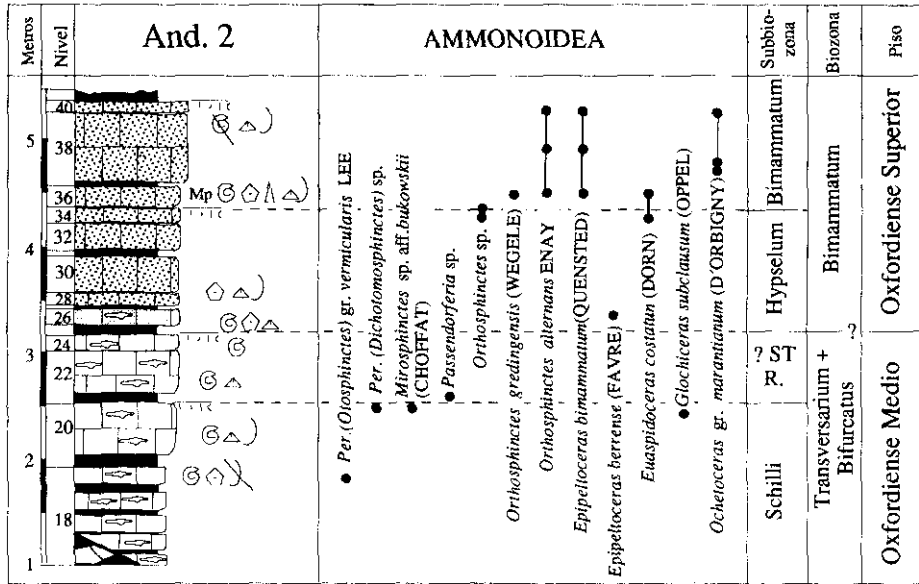


FIG. 5.—Sucesión bioestratigráfica y paleontológica (Ammonoidea) del Oxfordiense medio-superior de Andorra (afloramiento And.2).

FIG. 5.—Biostratigraphical and palaeontological succession (Ammonoidea) of the middle-upper Oxfordian of Andorra (outcrop And.2).

Durante el Oxfordiense medio y superior la sucesión muestra una notable similitud con otras áreas de la Llanura de Arcos (Moneva-Ariño) si bien la escasa potencia de esta sucesión con numerosas discontinuidades parece indicar una sedimentación más irregular que en otras áreas próximas. El sector de Andorra representaría probablemente un área en la que, pese a la homogeneidad

detectada y a la inundación generalizada de la plataforma, habría permanecido como un alto paleogeográfico en condiciones de menor batimetría y de mayor agitación. Durante la Biozona Bimammatum, la presencia de frecuentes ejemplares de ammonoideos (macro y microconchas adultas) concuerda con lo registrado en otras localidades próximas. La gran homogeneidad de la plataforma (rampa media-externa) durante este intervalo permite la llegada masiva de conchas derivadas desde áreas más abiertas y profundas, pero no la colonización de esta área por poblaciones biológicas de estos taxones. La facies de peloides y glauconita testimonia la presencia de minerales de arcilla, relacionados con los aportes terrígenos continentales. Por otra parte, la escasez de grupos bentónicos suspensívoros indica unas condiciones de turbidez poco aptas para el desarrollo de grupos típicos de aguas más limpias (espongiarios, crinoides).

EL OXFORDIENSE MEDIO Y SUPERIOR DE FOZ CALANDA

El perfil estudiado (afloramiento Ca. 3) se encuentra a unos 2 km al Sur de Calanda, en el talud de la antigua carretera que, saliendo de la presa del pantano de Calanda, unía la carretera Te 832 con Foz Calanda. Recientemente este afloramiento ha sido revisado de nuevo por Bello et al. (1997), que han realizado una descripción de las asociaciones de bivalvos del Oxfordiense medio y superior en este sector.

En este afloramiento (Fig. 6), la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío se encuentra parcialmente cubierta. En los puntos en los que se ha podido observar se ha recogido algunos ejemplares fragmentarios de *Macrocephalites* sp. La capa tiene un espesor de 15 a 20 cm. Los oolitos son relativamente homogétricos y abundantes y el aspecto de la capa es muy diferente al que presenta en otros afloramientos más al Sur, en las proximidades de Mas de las Matas.

Por encima de esta capa se encuentran los primeros niveles de caliza con esponjas que contienen escasos ammonoideos. Algunos ejemplares citados en este afloramiento como *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *antecedens* Salfeld (Meléndez, 1989) son en realidad representantes de la especie *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) *nectobrigensis* Meléndez, que caracterizaría la Subbiozona Luciaeformis, de la Biozona Transversarium, en lugar de la Subbiozona Antecedens. De esto se deduce que la laguna estratigráfica que afecta al límite Calloviense-Oxfordiense abarca aquí un amplio intervalo, entre el Calloviense inferior y el Oxfordiense medio.

En los niveles 18 a 20 se ha recogido los primeros ejemplares de *Larcheria iberica* Fontana, junto con *Trimarginites stenorhynchus* (Oppel) y *Passendorferia birmensdorfensis* (Moesch). Por encima del nivel 22 es más frecuente la forma de costulación más gruesa y sección más redondeada y ancha: *Passendorferia* sp.n. aff. *birmensdorfensis* (Moesch) in Fontana 1990 (= *Passendorferia tenuis* (Enay), in Meléndez, 1989). Este registro permite caracterizar la Subbiozona Schilli, Biohorizonte Ibérica (Fontana, 1990; Meléndez y Fontana,

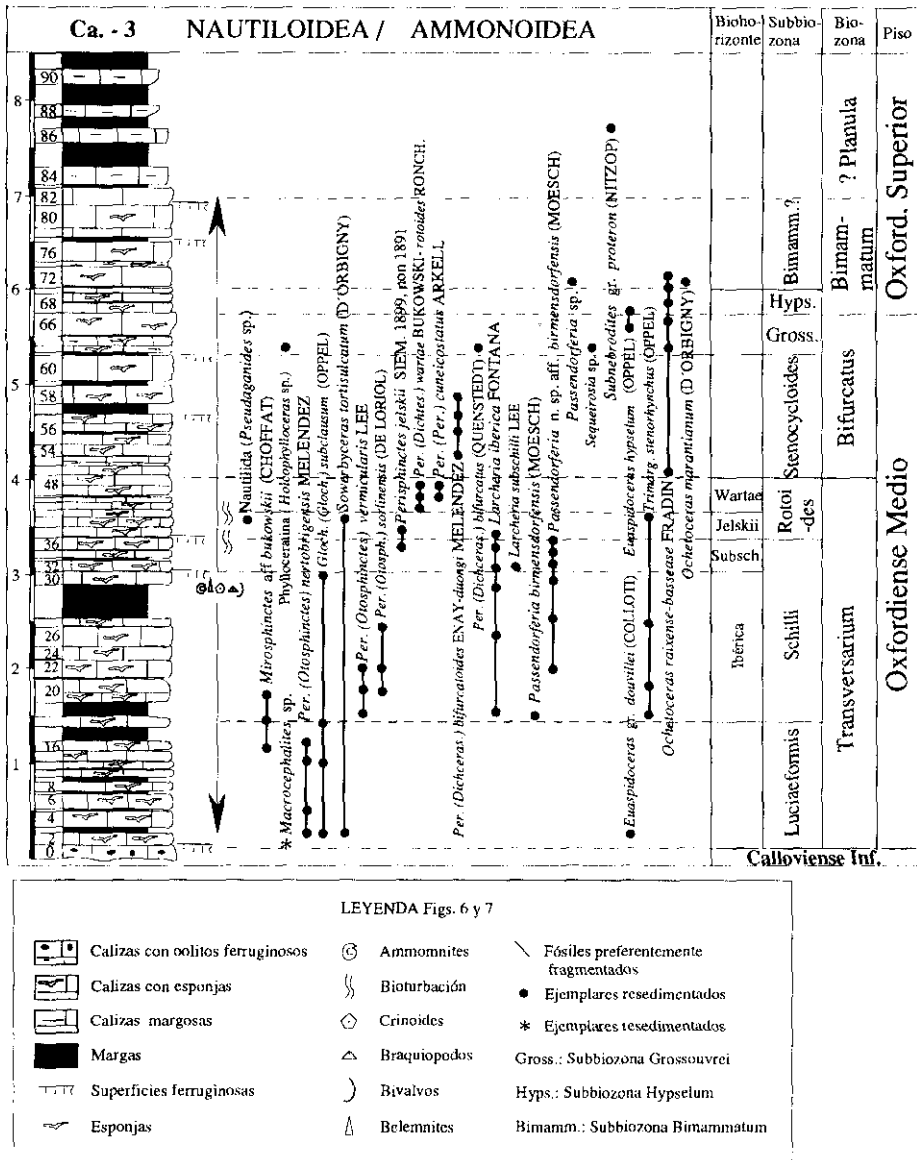


FIG. 6.—Sucesión bioestratigráfica y paleontológica (Ammonoidea) del Oxfordiense en Foz Calanda (Afloramiento Ca.3).

FIG. 6.—Biostratigraphical and palaeontological succession (Ammonoidea) of the Oxfordian of Foz Calanda (outcrop Ca.3).

1993) entre los niveles 18 y 30. En los niveles 32 y 34 se ha recogido varios ejemplares de *Larcheria* próximos al grupo de *L. subschilli* (Lee). Esto permite asignar los niveles 32 a 36, limitados por dos discontinuidades, al Biohorizonte Subschilli (Meléndez y Fontana, 1993; Fontana y Meléndez, 1990).

Los niveles 38 a 48 contienen, junto con alguna forma de *P. (Otosphinctes)* característicos de la Subbiozona Schilli. Estas formas se asignan a *Perisphinctes* gr. *jelskii* Siemiradzki (1899, non 1891). Los últimos niveles de este tramo (44 a 48) contienen abundantes ejemplares de *P. (Dichotomosphinctes) wartae* Bukowski. Algunos ejemplares representan la correspondiente macroconcha; *Per. (Perisphinctes) cuneicostatus* Arkell.

Entre los niveles 50 y 60 son frecuentes los *Perisphinctes (Dichotomoceras)* de los grupos *bifurcatoides* Enay - *duongi* Meléndez, que permiten caracterizar sucesivos biohorizontes en la Subbiozona Stenocycloides. El nivel 62 contiene ya algunos ejemplares próximos al grupo de *P. (Dichotomoceras) grossouvrei* Siemiradzki - *bifurcatus* Quenstedt. De tal manera, la base de la Biozona Bifurcatus podría encontrarse en la base del nivel 58, por encima de la discontinuidad que corona al nivel 56, si bien las formas más típicas de *P. (D) bifurcatus* (Quenstedt) y *crassus* Enay se han encontrado a partir del nivel 60. La presencia de la especie de Quenstedt en estos niveles abre la posibilidad de que la discontinuidad localizada a techo del nivel 60 represente una pequeña laguna estratigráfica de la parte inferior de la Subbiozona Grossouvrei, el Biohorizonte Grossouvrei, en este punto (Meléndez y Fontana, 1993).

La Biozona Bimammatum no ha sido caracterizada en detalle, debido a la mayor escasez de ammonoideos observada en los niveles superiores de esta sucesión. Entre los niveles 68 y 70, la presencia frecuente de *Ochetoceras* de los grupos *raixense-basseae* Fradin junto con *Euaspidoceras hypselum* (Oppel) permite caracterizar este intervalo inferior, si bien las subbiozonas Semimammatum y Berrense no han podido ser caracterizadas con precisión. Entre los niveles 72 y 80, la presencia de *Ochetoceras* gr. *marantianum* (d'Orbigny) junto con algunos ejemplares de *?Subnebrodites* sp. ya citados en estos intervalos en otros puntos (Meléndez, 1989) permiten asignar aunque con cierta reserva, estas capas superiores a la Subbiozona Bimammatum.

En el tramo margoso superior, muy poco fosilífero, sólo se ha recogido algún ejemplar fragmentario de *Subnebrodites* cercano al grupo *tonnerrense* (De Loriol) (= *proteron* Nitzopoulos) que permitiría, con dudas, asignar dicho intervalo a la parte inferior de la Subbiozona Planula (Biohorizonte Proteron).

EL JURÁSICO SUPERIOR AL NORTE DE MAS DE LAS MATAS

A partir de diversos afloramientos localizados en ambos taludes de la carretera de Calanda a Mas de las Matas, localizados entre los puntos kilométricos 5,5 a 6,2, se pueden estudiar todas las unidades del Jurásico Superior. Se trata de un sector muy tectonizado, de modo que la serie se reconstruye a partir de

diversas columnas parciales. El punto en donde se han levantado estas columnas parciales se conoce como el afloramiento Calanda-1 (Ca.1).

CALLOVIENSE-KIMMERIDGIENSE INFERIOR

En el afloramiento Ca.1 (Fig. 1), por encima de una sucesión muy tectonicada (c. 20 m) de calizas estratificadas en bancos regulares de espesor decimétrico (20 a 50 cm) correspondientes a la Fm. Chelva, aflora la Capa de Arroyofrío y a continuación las formaciones: Yátova (3 metros de espesor), Sot de Chera (1,5 m) y Loriguilla, que muestra 3 m visibles en este punto (Fig. 7). En los 40 cm por debajo de la Capa de Arroyofrío se ha encontrado abundantes ammonoideos característicos del Calloviense inferior (Biozona *Bullatus*): *Macrocephalites*, *Bullatimorphites* (*Kheraiceras*), *Homeoplanulites*, *Hecticoceras*. Los ejemplares están conservados en forma de moldes parciales desarticulados, o moldes fragmentados reelaborados. Con frecuencia la superficie de desarticulación muestra una superficie o una costra ferruginosa. Por encima de este intervalo, la Capa de Arroyofrío muestra un espesor centimétrico (5 a 15 cm) con escasos ammonoideos y un alto contenido en ooides y pisoides ferruginosos muy heterométricos. Su contenido en ammonoideos es muy similar al del tramo anterior (Fig. 7), incluyendo escasos ejemplares fragmentados de *Reineckeinae* (*Rehmania*).

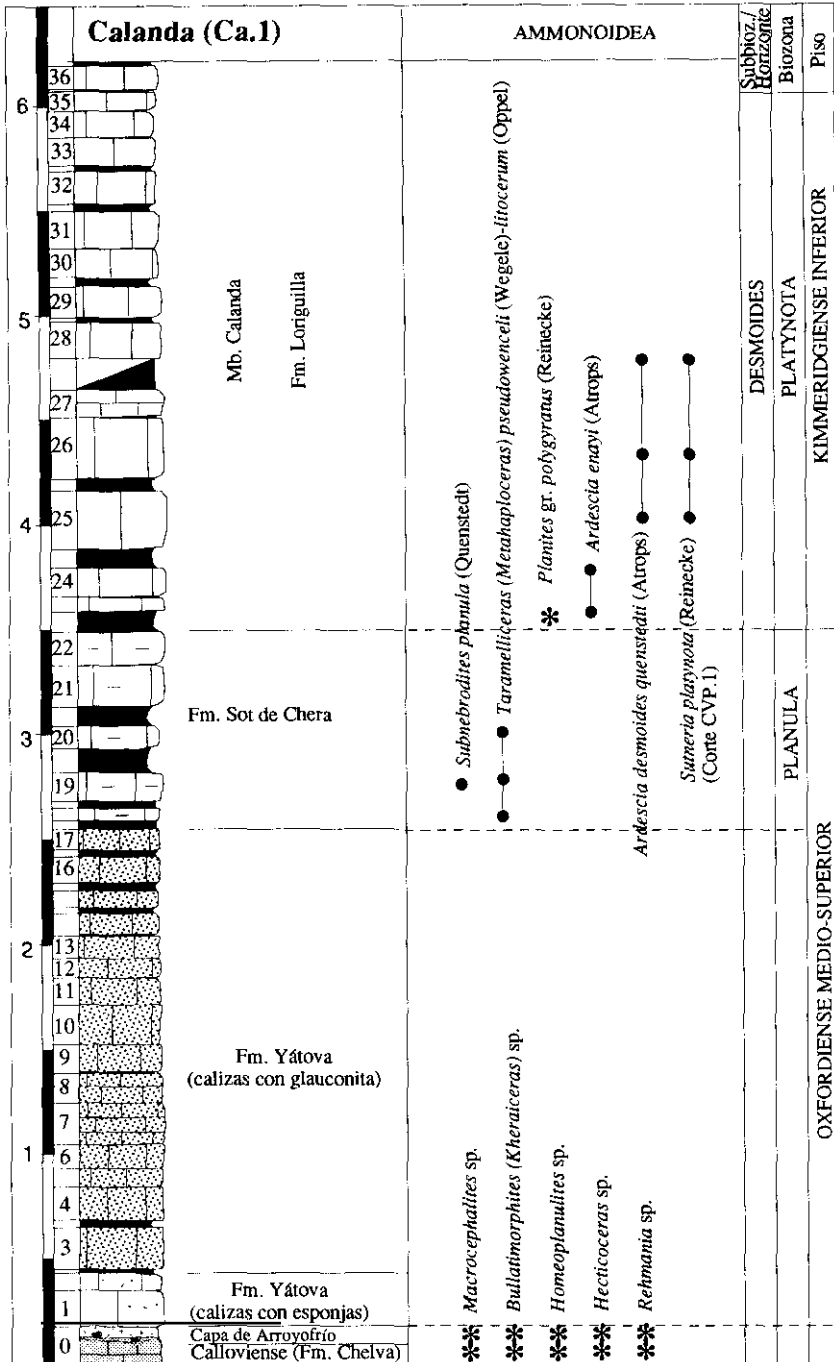
Los primeros 80 cm de la Fm. Yátova corresponden a una facies de calizas *mudstone* a *wackestone* con esponjas y glauconita, que se encuentra parcialmente recristalizada y dolomitizada. Por encima, se sitúan unas calizas dolomitizadas. Se trata de dolomías de grano muy fino, donde existe una gran abundancia de granos de glauconita.

La Fm. Yátova está coronada por una superficie ferruginizada con un alto contenido en glauconita. Por encima se encuentra la Fm. Sot de Chera. Tal y como ocurre en todo este sector distal de la cuenca, la Fm. Sot de Chera está muy reducida en espesor, de modo que no sobrepasa los 2 m de potencia. Según Atrops y Meléndez (1985), el depósito de estas margas tuvo lugar durante el Oxfordiense terminal (Subbiozona Galar, Biozona *Planula*). En los bancos basales se encuentran aún ejemplares esporádicos de *Subnebrodites* gr. *planula* (Quenstedt). Algunas formas de *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) son frecuentes asimismo en este tramo.

Por encima de la Fm. Sot de Chera se encuentra el Mb. Calanda (parte inferior de la Fm. Loriguilla). Sobre la superficie de removilización que corona el último banco de caliza margosa de la Fm. Sot de Chera se ha recogido un ejemplar

FIG. 7.—Sucesión bioestratigráfica y paleontológica (Ammonoidea) del Oxfordiense y Kimmeridgiense inferior en la sección de Calanda-Mas de las Matas (Afloramiento Ca.1).

FIG. 7.—Biostratigraphical and palaeontological succession (Ammonoidea) of the Oxfordian and Kimmeridgian at the Calanda-Mas de las Matas area (outcrop Ca.1).



reelaborado de *Planites* próximo al grupo *polygyratus* Reinecke (Fig. 7). En los niveles siguientes, a partir del banco 25, se encuentran ejemplares de *Ardescia enayi* (Atrops). Por encima, los ammonoideos se hacen progresivamente más frecuentes, destacando la presencia de *Ardescia desmoides quenstedti* (Atrops). Todos estos taxones permiten caracterizar respectivamente las subbiozonas *Polygyratus* y *Desmoides*, de la Biozona *Platynota*. En los cercanos afloramientos del Val de la Piedra (CVP. 1), en niveles equivalentes a éstos se ha recogido varios ejemplares de *Sutneria platynota* (Reinecke) (Atrops y Meléndez, 1985).

TITHÓNICO-BERRIASIENSE (FORMACIÓN HIGUERUELAS)

La Fm. Higuieruelas presenta en este sector una potencia de al menos 81 m. El límite inferior se reconoce en el contacto con los últimos bancos micríticos de la Fm. Loriguilla. El límite superior no ha podido ser reconocido ya que la formación aparece cubierta a techo. Sin embargo, teniendo en cuenta el espesor que la unidad muestra en áreas próximas y el tipo de facies reconocidos en su parte superior, la potencia de materiales cubiertos o ausentes por erosión debe ser mínima.

Análisis de facies

En la Fig. 8 está representada la columna estratigráfica y sedimentológica de la Fm. Higuieruelas. Esta formación muestra una clara variación vertical de facies, por lo que los diferentes tramos de la sucesión litológica (indicados con números arábigos) ha sido agrupados en cinco tramos de rango mayor (en números romanos), cada uno de los cuales corresponden a un tipo de facies o grupo de facies. A continuación se describen las características principales de las facies reconocidas en cada uno de ellos:

Tramo I (*Facies micríticas con niveles de tempestitas de oncoides, bioclastos y ooides*):

Este tramo alcanza 5 m de potencia y está constituido por una sucesión de calizas y calizas dolomíticas con oncoides, bioclastos y ooides, de textura *wackestone* a *grainstone*. Se organizan en estratos tabulares de 10 a 30 cm de espesor, agrupados en bancos métricos. En la mitad superior del tramo aparecen abundantes niveles de tempestitas de 10 a 20 cm de potencia de textura *packstone* a *grainstone*. La facies muestra oncoides heterométricos con diámetros de hasta 2 cm con cortezas formadas por láminas micríticas regulares. Los ooides pueden superar los 2 mm de diámetro y muestran cortezas con numerosas láminas micríticas (transición a oncoides). Tanto los ooides como los oncoides muestran núcleos bioclásticos. Los bioclastos más abundantes son corales, bivalvos, equinodermos y gasterópodos.

Tramo II (Facies de oncoides, ooides y peloides de grano fino):

Se trata de un sucesión de 12 m de potencia formada por calizas de oncoides, ooides y peloides de textura *packstone* y *grainstone*. Se encuentran en estratos de 10 a 30 cm que se agrupan en bancos de potencia métrica, o en estratos tabulares de 50 a 70 cm de espesor. En la base del tramo existen niveles de tempestitas con oncoides de mayor diámetro. La facies se caracteriza por la presencia de transición entre los peloides, ooides y oncoides, todos ellos de carácter micrítico. Se trata de facies de grano fino con un diámetro medio de los componentes inferior a los 2 mm. Los oncoides representan el 45% del volumen de la roca y tienen diámetros inferiores a 0.5 cm. Se trata de oncoides con cortezas micríticas con laminación difusa y núcleo bioclástico. Estos aparecen también agregados. En menor proporción se reconocen oncoides formados por una fase inicial algal (con *Cayeuxia*, *Bacinella* y *Lithocodium*) y fase laminada exterior con láminas micríticas de escaso grosor. Los peloides pueden alcanzar el 20% y muestran alta heterometría. Los ooides muestran transición a oncoides, ya que están constituidos por cortezas con láminas micríticas muy regulares. Localmente son abundantes los intraclastos de facies bioconstruidas en los que se observa la presencia de fragmentos de corales y de encostramientos algales asociados (con estructuras micríticas y peloidales finas y *Bacinella*, *Lithocodium*, *Tubiphytes* y *Cayeuxia*). Los bioclastos están dispersos, y entre ellos destacan los miliólidos, fragmentos centimétricos de corales y equinodermos.

Tramo III (Facies de macro-oncoides, ooides y peloides):

Se trata de una sucesión de 25 m de potencia formada por calizas con oncoides, ooides y peloides en diversas proporciones, estratificados en bancos gruesos de 0,5 a 2 m de potencia. Existen niveles centimétricos de acumulación de oncoides de mayor diámetro.

Este tramo agrupa tres tipos de facies que se suceden formando secuencias. Un primer tipo comprende facies de *grainstone* oncolíticos y oolíticos heterométricos, con un diámetro medio de los componentes de 2 a 3 mm. Los oncoides presentan hasta 2 cm de diámetro, y muestran cortezas muy gruesas formadas por láminas micríticas y núcleos bioclásticos. Los ooides son de láminas micríticas (transición a oncoides). Los bioclastos son escasos, pero se reconocen fragmentos de corales de hasta 5 cm.

Un segundo tipo de facies está constituido por *packstone* de oncoides y peloides heterométricos. El diámetro medio de la facies es de 2 a 3 mm, y destacan los oncoides de hasta 3 cm de diámetro. Se trata de oncoides formados por estructuras algales de crecimiento irregular (*Lithocodium*, *Bulloporea*, *Koskinobullina*, *Bacinella*, *Cayeuxia*, algas solenoporáceas), que crecen en ocasiones sobre fragmentos bioclásticos (especialmente fragmentos de corales), y que atrapan oncoides de menor tamaño. Este tipo de oncoides llega a representar el 30 % del volumen total de la roca. En menor proporción se reconocen oncoides con envueltas gruesas de láminas micríticas regulares y núcleos bioclásticos,

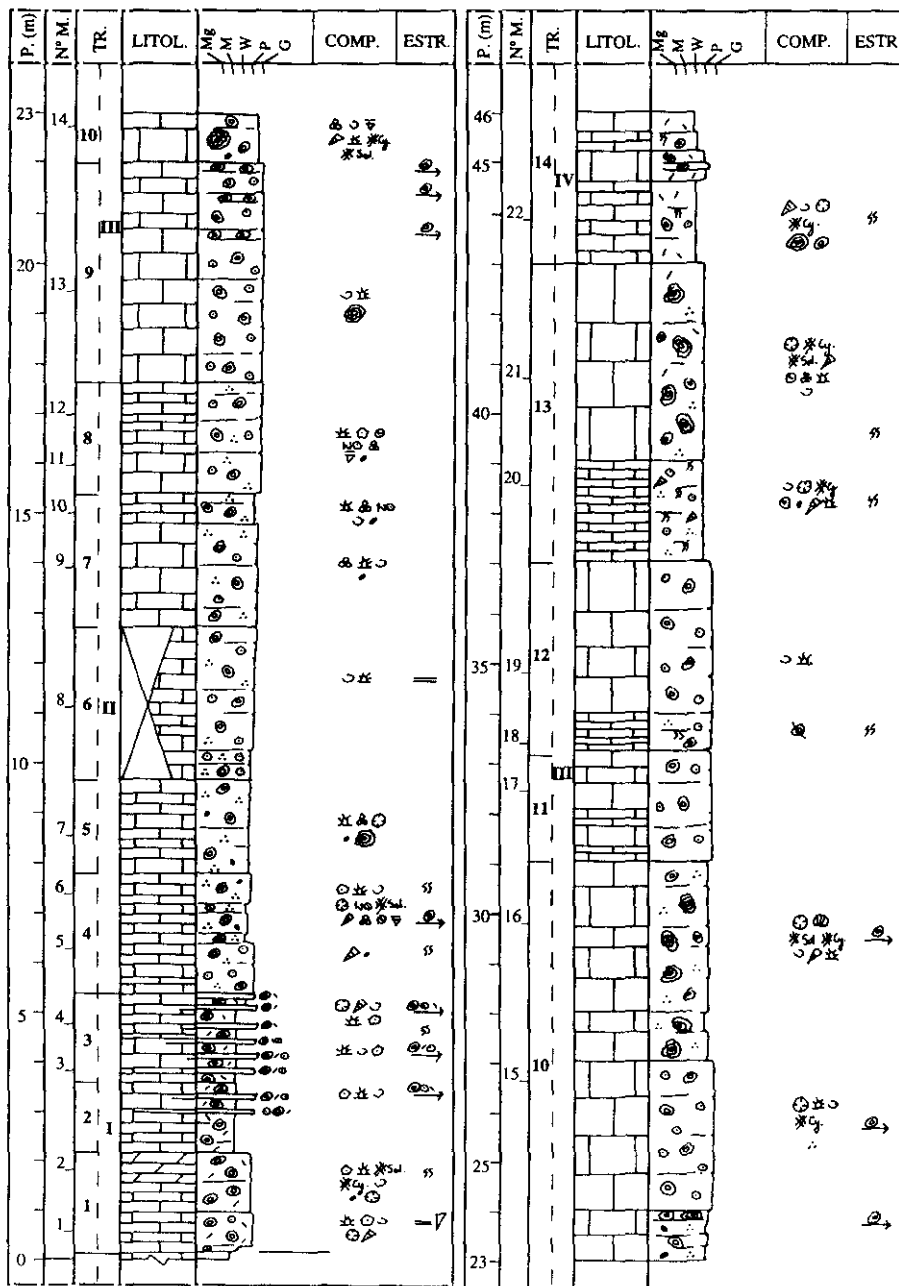


FIG. 8.—Formación Higuieruelas en el perfil de Calanda-Mas de las Matas. En la columna de tramos se indica, en números romanos, su asignación a cada uno de los cinco tipos de facies descritos en el texto.

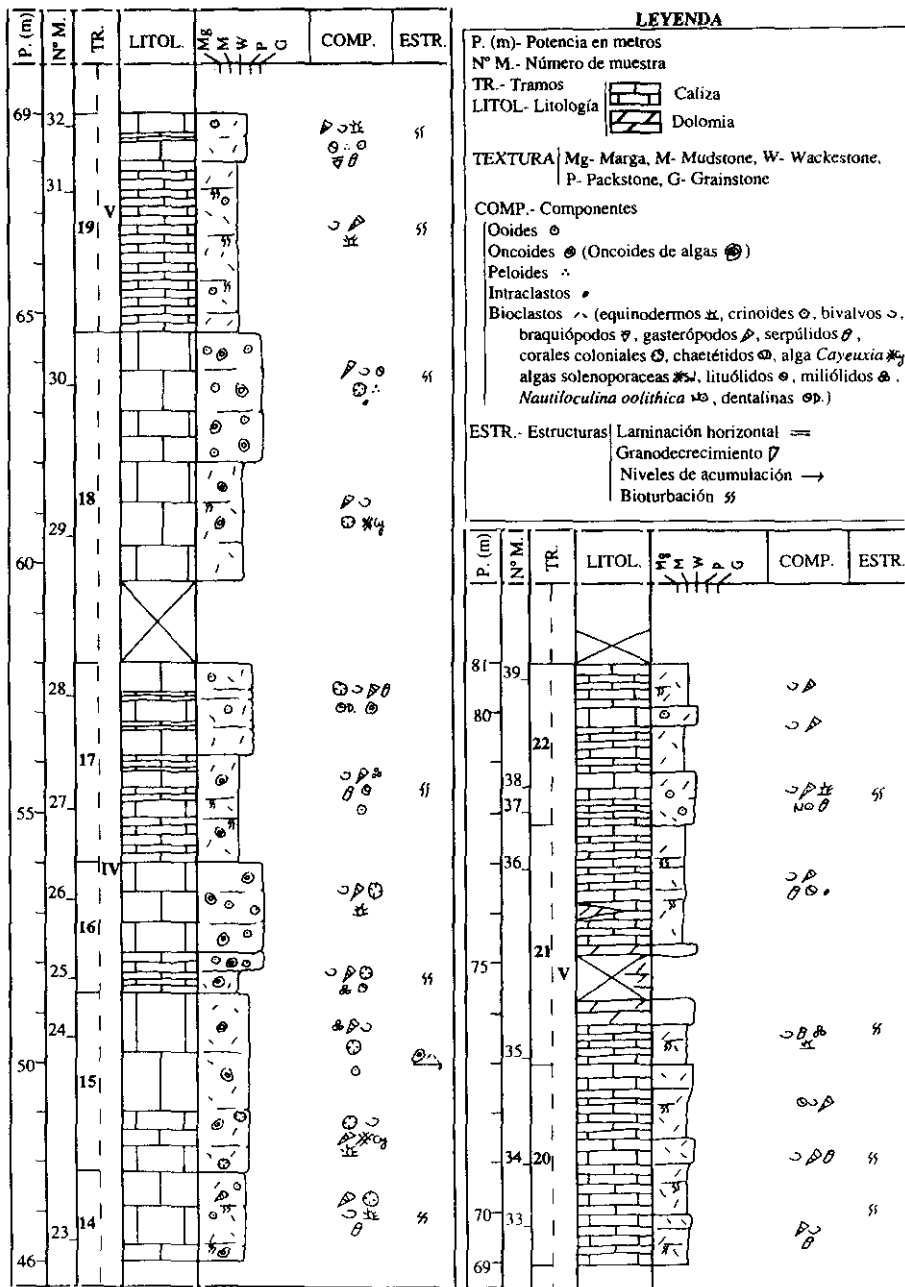


FIG. 8 (continuación).—General view of the Higuieruelas Formación in the Calanda-Mas de las Matas section. Roman numerals at the left part of the section, correspond to the five facies types explained in text.

que también parecen agregados. Los peloides muestran una acusada heterometría y llegan a alcanzar el 20 % del volumen de la roca. Ocasionalmente son abundantes los fragmentos de roca resultante del desmantelamiento de bioconstrucciones. Suelen incluir fragmentos de corales y de encostramientos algares asociados. Los bioclastos son escasos y entre ellos destacan fragmentos de corales centimétricos, gasterópodos y miliólidos.

El tercer tipo de facies aparece a techo del tramo y está constituido por *packstone* a *grainstone* bioturbados de peloides y ooides micríticos, que se presentan en bancos irregulares de 10-20 cm de potencia. Se trata de facies de grano fino (diámetro medio de 1 a 2 mm) en la que aparecen dispersos oncoides similares a las dos facies descritas anteriormente y bioclastos centimétricos (corales, gasterópodos).

Tramo IV (*Facies micríticas bioclásticas con niveles oncolíticos y oolíticos*):

Se trata de una sucesión de 21 m de potencia, formada por dos tipos de facies. La facies dominante son *wackestone* y localmente *packstone* bioclásticos con oncoides. En ella aparece intercalada la facies de *packstone* a *grainstone* de oncoides y ooides, descrita en el tramo III, si bien con un tamaño de grano menor y mayor clasificación. La estratificación es variable, de manera que se reconocen bancos irregulares de 20 a 40 cm de potencia y bancos tabulares de potencias métricas. Las facies de *wackestone* y *packstone* de bioclastos se caracterizan por la abundancia de bivalvos y gasterópodos, generalmente de gran tamaño y por la presencia de alta bioturbación. Otros bioclastos presentes son: fragmentos de corales centimétricos, equinodermos, serpúlidos, foraminíferos (miliólidos, lituólidos, *Nautiloculina oolithica*, dentalinas) y algas soleoporáceas. Los bioclastos en general forman una fracción fina y suelen estar muy fragmentados. La facies muestra hasta un 10% de oncoides ferruginizados similares a los del tramo III y ooides ferruginizados de láminas difusas, y ocasionalmente limo de cuarzo. Las texturas de *wackestone* y *packstone* pueden coexistir en un mismo nivel formando láminas centimétricas.

Tramo V (*Facies micríticas bioturbadas con bioclastos*):

Se trata de una sucesión de 16 m de potencia formada por calizas de textura *mudstone* y *wackestone* con bioclastos. A techo aparecen niveles de *wackestone* a *packstone* de bioclastos y ooides. Las facies micríticas se caracterizan por la alta bioturbación y por la presencia de bivalvos y gasterópodos de gran tamaño. En general los bioclastos forman una fracción fina y están muy fragmentados. En menor proporción se reconocen equinodermos, serpúlidos, braquiópodos y foraminíferos (lituólidos, miliólidos y *Nautiloculina oolithica*.). Se encuentran asimismo peloides concentrados en las zonas de bioturbación. Las facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos y ooides muestran ooides ferruginizados y micritizados con núcleos bioclásticos y siliciclásticos de diámetro inferior a 1 mm y bioclastos similares a los presentes en las facies mi-

críticas. Localmente aparecen niveles milimétricos con concentraciones de bivalvos, gasterópodos y ooides que están bioturbados.

INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

El estudio a escala regional de la Fm. Higuieruelas pone de manifiesto que su depósito tuvo lugar en una rampa carbonatada de escasa pendiente dominada por las tormentas (Salas, 1987; Aurell, 1990; Bádenas *et al.*, 1993). La interpretación sedimentológica de los tipos de facies descritos anteriormente permite reconocer los diferentes dominios de sedimentación de esta rampa.

Facies micríticas con niveles de tempestitas de oncoides, bioclastos y ooides. Constituyen facies de transición con las facies micríticas infrayacentes (Fm. Loriguilla) y las facies de oncoides, ooides y peloides suprayacentes. La presencia de niveles de tempestitas indica que estas facies se depositaron en ambientes de rampa media, al contrario que las facies micríticas infrayacentes que se habrían depositado en la parte externa de la rampa.

Facies de oncoides, ooides y peloides de grano fino. Se trata de facies granosostenidas que corresponderían a bancos o bajíos desarrollados en la rampa media. La regularidad de las láminas en los oncoides y ooides indica que la energía del medio debió ser moderada a alta, si bien la presencia de agregados de oncoides supone la existencia de periodos de baja energía. Existen componentes resedimentados de las facies suprayacentes como son los oncoides de mayor diámetro y cortezas gruesas presentes en los niveles de tempestitas y los oncoides de algas. Asimismo los intraclastos de facies bioconstruidas estarían resedimentados desde otros dominios de la rampa que debieron estar colonizados por corales.

Facies de macro-oncoides, ooides y peloides. Los tres tipos de facies que se han agrupado bajo esta denominación constituirían también depósitos de rampa media. Las facies de *grainstone* oncolíticos y oolíticos corresponderían a bajíos, que pudieron ser de mayor entidad que los correspondientes a las facies interpretadas anteriormente, dada la mayor potencia de los bancos. De igual manera, la presencia de mayor tamaño de grano puede ser indicativo de que estos bajíos se formaron en dominios de mayor energía.

Los otros dos tipos de facies asociadas (*packstone* de oncoides y peloides y *packstone* a *grainstone* bioturbados de peloides y ooides micríticos) pueden interpretarse como facies de *back-shoal*. Así, en las zonas protegidas por los bajíos oncolíticos y oolíticos, se desarrollarían bancos oncolíticos con macro-oncoides de baja energía caracterizados por el crecimiento irregular de algas y otros microorganismos (*Lithocodium*, *Bullopora*, *Koskinobullina*, *Bacinella*, *Cayeuxia*, algas Solenoporáceas) y fondos peloidales y oolíticos bioturbados. Los periodos de alta energía introducen en estas facies componentes resedimentados (acumulaciones de oncoides, intraclastos de facies bioconstruidas).

Facies micríticas bioclásticas con niveles oncolíticos y oolíticos. Las facies de *wackestone* a *packstone* de bioclastos con oncoides corresponderían a fondos fangosos altamente bioturbados y colonizados por organismos bentónicos (bivalvos, gasterópodos, serpúlidos, foraminíferos), situados en dominios restringidos de baja energía. Los oncoides y ooides presentes representan componentes resedimentados de los bajíos oncolíticos y oolíticos descritos anteriormente. En estos fondos fangosos se desarrollarían ocasionalmente bancos oncolíticos y oolíticos (*packstone* a *grainstone* de oncoides y ooides) que indicarían una mayor energía del medio y que podrían corresponder a barras litorales. En conclusión, estas facies se localizarían probablemente en los dominios más externos de la rampa interna.

Facies micríticas bioturbadas con bioclastos. Las facies de *mudstone* y *wackestone* con bioclastos corresponderían, como en las facies descritas anteriormente, a ambientes restringidos de baja energía. Sin embargo la restricción del medio debió de ser mayor, debido a la ausencia de elementos resedimentados de las facies de rampa media (oncoides, corales), y probablemente se debió a la existencia de las barras litorales interpretadas anteriormente. Por otra parte, existen ooides resedimentados que provienen de barras oolíticas y bioclásticas desarrolladas ocasionalmente en estos ambientes restringidos (*wackestone* a *packstone* de bioclastos y ooides).

CORRELACIÓN CON AFLORAMIENTOS PRÓXIMOS: EQUIVALENCIAS LATERALES Y EDAD

El afloramiento de Calanda-Mas de las Matas constituye el afloramiento más oriental de la Fm. Higuieruelas de cuantos habían sido citados hasta el momento. Dicha unidad aflora más al Noroeste, en un amplio sector de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, comprendido entre las localidades de Alacón y Mezalocha (Aurell, 1990). Existe cierta discusión acerca de la edad de esta unidad en este sector de la Cordillera Ibérica. La correlación entre el afloramiento estudiado y los localizados más al Sur permite establecer ciertas precisiones al respecto.

Al Sur de Mas de las Matas, el Jurásico terminal presenta mayores afinidades con los dominios de sedimentación del Maestrazgo, de modo que la Fm. Higuieruelas no se reconoce como tal. Los afloramientos más completos y próximos se encuentran en los perfiles de Seno, Jaganta y Mas del Joaquinet. En todos ellos, sobre las calizas micríticas de la Fm. Loriguilla se encuentran unas dolomías masivas de espesor variable (40 a 80 m en este sector), que corresponden a la Fm. Dolomías de les Talaias, unidad definida por Salas (1987) en el Maestrazgo meridional. Por encima se encuentran unas calizas y dolomías tableadas, en las que predominan las calizas micríticas, con frecuentes laminaciones algales, y en menor proporción, las calizas oolíticas y bioclásticas. El espesor máximo de esta unidad se reconoce en el perfil de Jaganta, donde se

han medido 75 m. Se trata de la Fm. La Pleta, unidad definida por Salas (1987) en el Macizo del Garraf. Por encima de esta unidad, en el perfil de Jaganta, se encuentran unas margas con abundante flora de carofitas correspondientes a la base del Cretácico (Berriasiense inferior y medio), denominadas «Margas de Ladruñan» por Martín i Closas (1990).

La comparación del afloramiento estudiado con los localizados más al Sur permite concluir que las facies con ooides, oncooides y peloides (tramos I, II y III, 43 m de espesor total), podrían ser equivalentes laterales de la Fm. Les Talaies, mientras que las facies de carácter más micrítico localizadas a techo de la unidad (tramos IV y V, 37 m de espesor total) serían los equivalentes laterales de la Fm. La Pleta. Esta correlación permite hacer precisiones acerca de la edad de la Fm. Higuieruelas en el sector septentrional de la Cordillera Ibérica. Su depósito tuvo lugar a partir del Titónico inferior, ya que a techo de la unidad infrayacente (Fm. Loriguilla) se han reconocido ammonites de la Biozona Hybonotum del Tithónico inferior (Atrops y Meléndez, 1985). Por otra parte, teniendo en cuenta la edad de las «Margas de Ladruñan» y la equivalencia entre la Fm. La Pleta y la parte superior de la Fm. Higuieruelas, es poco probable que el depósito de esta unidad se extendiera por encima del límite entre el Jurásico y el Cretácico.

EL OXFORDIENSE EN XERTA-PAÜLS

El Oxfordiense de la región de Xerta-Paüls (provincia de Tarragona) ha sido caracterizado en el corte localizado en las proximidades del punto kilométrico 6 de la carretera que une ambas localidades. Desde el punto de vista paleogeográfico, el afloramiento estudiado se enmarca en los dominios de sedimentación más meridionales de la Cuenca Catalana (Plataforma de Tortosa), cercano a la Plataforma Aragonesa (Cuenca Ibérica).

En el afloramiento estudiado, la parte superior del Jurásico Medio está representado por dolomías masivas, correspondientes a la Fm. La Tossa (Fernández López *et al.*, 1996). El contacto entre las dolomías del techo del Jurásico Medio (Calloviense?) y los materiales del Jurásico Superior está representado por un nivel de hasta 20 cm de espesor muy recristalizado, en el que se reconocen diversas costras ferruginosas irregulares de tonos rojizos. Aunque no se disponen de datos paleontológicos que permitan establecer su edad, este nivel se interpreta como el equivalente lateral de la Capa de Arroyofrío (Gómez y Goy, 1979). La unidad basal del Jurásico Superior es la Fm. Serra de la Creu, de edad Oxfordiense medio-superior (Salas, 1987; Fernández López *et al.*, 1996). Por encima de ella se encuentra un tramo cubierto de menos de 1 m de espesor, que podría corresponder a las margas de la Fm. Sot de Chera, que tanto en la Cuenca Catalana como en la zona más oriental de la Cuenca Ibérica, se encuentra ausente o escasamente representada (Meléndez *et al.*, 1990; Aurell, 1990). Sobre esta formación se reconocen las calizas micríticas tableadas

con escasos fósiles, correspondientes a la Fm. Polpís (Salas, 1987). Hacia techo, las calizas se presentan masivas y dolomitizadas.

A continuación se realiza la descripción de los principales tipos de facies reconocidos en la Fm. Serra de la Creu en el corte de Xerta-Paüls, mostrando su distribución y edad a lo largo de los tramos litológicos diferenciados. Al final del capítulo, se explica la evolución del medio de sedimentación durante el Oxfordiense y su correlación con los dominios más septentrionales de la Cuenca Catalana (Serra de la Creu) y con los de la Cuenca Ibérica.

TIPOS DE FACIES

La Fm. Serra de la Creu comprende un total de 20 tramos litológicos y sedimentológicos. Estos han sido numerados del I al XX en la Fig. 9, donde se ha indicado con diferentes tramas la distribución vertical de los tres tipos de facies diferenciadas. Dichas facies se van alternando de forma sucesiva a lo largo del perfil. De este modo, con el fin de simplificar el apartado de la descripción litológica de los tramos, se describen las principales características de cada una de estas facies:

Facies con esponjas: Se trata de calizas de textura *wackestone* a *packstone* de bioclastos, con proporciones variables de peloides, intraclastos, oncoides y ooides. Los bioclastos representan el 20-25 % en volumen de la roca y, entre ellos, destacan por su abundancia las esponjas, en ocasiones poco fragmentadas y acumuladas en determinados niveles, ammonites, bivalvos, protoglobigerinas y placas de equinodermos. En menor proporción aparecen: gasterópodos, peccínidos, foraminíferos, belemnites y braquiópodos. En microfacies se observa que sobre los fragmentos de esponjas se desarrollan diversas láminas de encostamiento algal, que presentan texturas micrítica laminada y peloidal. Junto a los bioclastos se reconocen otros granos de diversa naturaleza y heterometría (hasta 3 mm de diámetro), que alcanzan el 15-25% del volumen de la roca. Los más abundantes son peloides e intraclastos de la propia facies, ambos con diámetros variables y redondez alta. En menor proporción aparecen ooides de láminas micríticas, oncoides con cortezas poco desarrolladas de láminas micríticas concéntricas y núcleos intraclásticos, y tuberoides.

Facies de bioclastos: Se trata de calizas *wackestone* de bioclastos, oncoides e intraclastos. Los bioclastos representan hasta el 30% en volumen de la roca. Destacan por su abundancia los equinodermos, crinoides, bivalvos, gasterópodos y espículas de esponjas. Los ammonites son abundantes en determinados niveles. En menor proporción aparecen foraminíferos, esponjas, braquiópodos y belemnites. Los oncoides e intraclastos puede alcanzar el 30% y muestran alta heterometría, con diámetros que pueden llegar a los 4 mm. Los oncoides presentan núcleos de naturaleza diversa (intraclastos de la propia facies, bioclastos, fragmentos de tuberoides, otros oncoides) y cortezas de espesor y laminación variable, desde cortezas delgadas de láminas algales micríticas muy

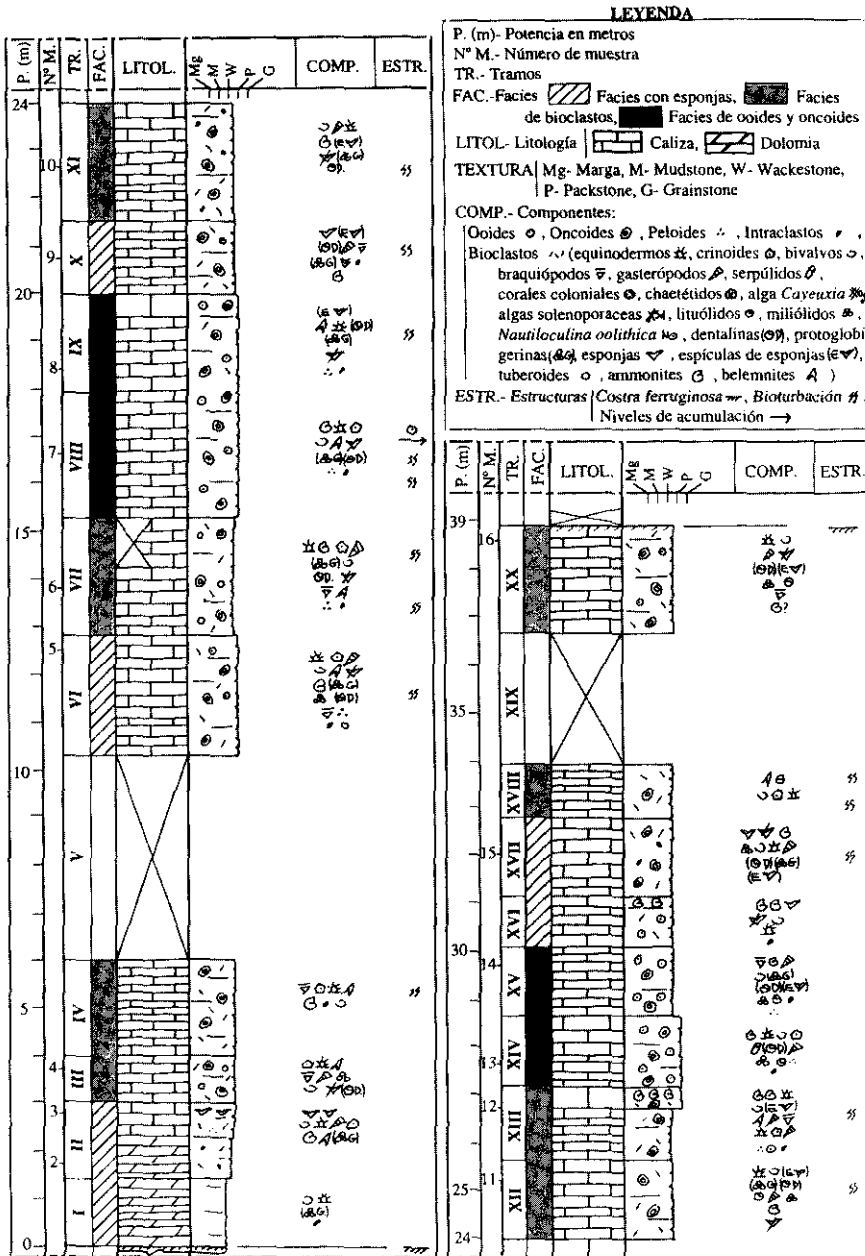


FIG. 9.—Principales características litológicas y sedimentológicas de la Fm. Serra de la Creu en el perfil de Xerta-Paiüls.

FIG. 9.—Main lithological and sedimentological features of the Serra de la Creu Fm. in the Xerta-Paiüls Section.

concéntricas a cortezas gruesas con láminas algales discontinuas no concéntricas, en las que se reconocen diversos organismos encostrantes formando parte de la laminación oncolítica. También pueden aparecer agregados de oncooides. Los intraclastos presentan redondez elevada. Otros componentes que pueden ser ocasionalmente abundantes son peloides y tuberoides. Estos últimos están formados por diversas generaciones de costras algales discontinuas, que contienen fragmentos reconocibles de esponjas, especialmente espículas.

Facies de ooides y oncoides: Se trata de calizas de textura *wackestone* a *packstone* de ooides y oncoides, con escasos bioclastos. Localmente pueden aparecer niveles de *grainstone* de ooides y oncoides de espesor centimétrico. Los ooides alcanzan el 25% y presentan diámetros variables que pueden superar los 2 mm. Sus núcleos son de naturaleza diversa (bioclastos, intraclastos, tuberoides) y presentan cortezas 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. Los tipos de oncoides presentes son similares a los descritos en las facies de bioclastos, si bien destaca el predominio de los oncoides de láminas regulares. Los bioclastos son similares a los presentes en las otras facies pero no superan el 10%. En la facies aparecen también intraclastos heterométricos y redondeados de la propia facies y de las facies descritas anteriormente.

DESCRIPCIÓN DE LOS TRAMOS Y CONTENIDO PALEONTOLÓGICO

En la Fig. 9 se indican en números romanos los tramos diferenciados desde el punto de vista litológico y sedimentológico. Únicamente la parte inferior del perfil (tramos litológicos de I a VII), ha permitido un análisis bioestratigráfico de detalle.

Tramos I y II: Sobre el nivel ferruginizado del techo del Jurásico Medio se dispone una sucesión de 3 m de potencia de calizas dolomíticas y calizas, que representan los primeros materiales correspondientes a la Fm. Serra de la Creu. Se encuentran estratificadas en bancos de 10 a 30 cm de potencia, irregulares en la base del tramo y más tabulares a techo. Se trata de facies con esponjas, de textura *wackestone* a *packstone* de bioclastos, peloides e intraclastos. La esponjas son especialmente abundantes en la parte superior del tramo II, donde muestran tamaño centimétrico y apenas están fragmentadas. El contenido en ammonoideos es escaso. En los dos bancos superiores del tramo II, y en el basal del tramo III se han recogido varios ejemplares fragmentados de *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) próximos al grupo de *P. nectobrigensis* Meléndez, junto con ejemplares fragmentados de *Passendorferia birmensdorfensis* (Moesch), que permiten caracterizar la Biozona Transversarium, Subbiozona Luciaeformis.

Tramos III y IV: Estos dos tramos tienen una potencia total de 3 m y están constituidos por calizas, que en el tramo III se organizan en secuencias de

50 cm de potencia con niveles centimétricos irregulares a la base y niveles más tabulares de 20 cm a techo. En el tramo IV los estratos son irregulares y su potencia no suele sobrepasar los 10 cm. Se trata de facies de bioclastos de textura *wackestone* a *packstone* de oncoides, tuberoides y bioclastos. A partir de la mitad superior del tramo III se encuentran escasos ejemplares de ammonites, que corresponden a *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) o *P.* (*Dichotomosphinctes*) sp. En la parte superior del tramo IV se han recogido varios ejemplares de *Passendorferia* n.sp., aff. *birmensdorfensis* (Moesch) in Fontana, 1990, que permiten caracterizar la Subbiozona Schilli (Biozona Transversarium).

Tramos V y VI: Tras un tramo cubierto de 4.3 m de potencia (tramo V), se dispone un sucesión de 2.5 m constituida por calizas estratificadas en bancos irregulares de 10-20 cm de espesor. Se trata de facies con esponjas de textura *wackestone* a *packstone* de oncoides, bioclastos y ooides. Este tramo se caracteriza por la abundancia de bioclastos de esponjas y equinodermos. En la parte superior del tramo VI el contenido en ammonoideos aumenta visiblemente. En su parte media se han recogido ejemplares escasos de *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) sp. En su parte superior se han recogido ejemplares frecuentes de *P.* (*Otosphinctes*) *sorlinensis* de Loriol, junto con un posible ejemplar mal conservado de *Larcheria* sp. Este registro caracteriza aún la Subbiozona Schilli. Los tres bancos superiores del tramo contienen *Perisphinctes* del grupo *P. jelskii* Siemiradzki (1899, non 1891), y algunas formas de *P.* (*Dichotomosphinctes*) transicionales al grupo de *P.* (*D.*) *wartae* Bukowski. Este registro permite asignar los niveles superiores del tramo a la parte inferior de la Subbiozona Rotoides (Biohorizonte «Jelskii»).

Tramo VII: Este tramo tiene 2.5 m de potencia y está formado por calizas estratificadas en bancos irregulares de 10 a 30 cm de espesor. Se trata de facies de bioclastos de textura *wackestone* de bioclastos, tuberoides y oncoides. En la parte inferior del tramo se encuentran ejemplares, muy abundantes, de *P.* (*Dichotomosphinctes*) *wartae* Bukowski. En su parte media se han recogido dos ejemplares fragmentarios de *P.* (*Dichotomoceras*) próximos al grupo *stenocycloides* Siemiradzki., que permiten caracterizar la Biozona Bifurcatus, Subbiozona Stenocycloides.

Tramos VIII y IX: Estos tramos constituyen una sucesión de 4.6 m de potencia, formada por calizas estratificadas en bancos de 20 a 40 cm de espesor. Los bancos son irregulares en el tramo IX y son más tabulares en el tramo VIII, donde se organizan en secuencias estratocrecientes. Se trata de facies de ooides y oncoides con textura *packstone* a *wackestone*. Los bioclastos son escasos, si bien son ligeramente más abundantes en el tramo IX. En la base de algunos bancos se reconocen niveles de grainstone de ooides y oncoides de espesor centimétrico.

Tramo X: Este tramo tiene una potencia de 1.5 m y está constituido por calizas estratificadas en bancos irregulares de 20-30 cm. Se trata de facies con esponjas, con oncoides, ooides y bioclastos. Las espículas de esponjas y los equinodermos son muy abundantes.

Tramos XI, XII y XIII: Estos tramos constituyen una sucesión de 5 m de potencia, formada por calizas en bancos de 10 a 30 cm de espesor, que son generalmente irregulares en la base de los tramos y tabulares a techo. Se trata de *facies de bioclastos* con textura *wackestone* de bioclastos y oncoides. Además de la mayor proporción de equinodermos respecto a otros bioclastos, destaca también la presencia de abundantes espículas de esponjas, especialmente en los tramos XI y XII, y ammonites de pequeña talla en los tramos XII y XIII. La sucesión culmina con un banco tabular de 40 cm. de espesor de caliza de textura *packstone*. En los niveles superiores del tramo XIII se ha recogido varios ejemplares de *Epipeltoceras gr. bimammatum* (Quenstedt) junto con diversas formas de oppélidos: *Taramelliceras* spp., *Glochiceras* spp. que permiten asignar este intervalo a la Subbiozona Bimammatum.

Tramos XIV y XV: Forman una sucesión de 3 m. de potencia de calizas estratificadas en bancos tabulares de 20 a 40 cm de espesor. La *facies* predominante es de *calizas packstone con ooides y oncoides*. A diferencia de los tramos XIII y XIX la bioturbación en este intervalo es escasa. Se reconocen ejemplares de ammonites de pequeña talla, principalmente de los géneros *Glochiceras* y *Orthosphinctes*, especialmente en la base de la sucesión.

Tramos XVI y XVII: Comprenden una sucesión de 3.3 m. de potencia de calizas estratificadas en bancos tabulares de 20 a 30 cm. de espesor. Se trata de *facies de calizas wackestone de esponjas, con oncoides, intraclastos y bioclastos*. Destaca la presencia de esponjas y ammonites escasos (*Orthosphinctes* sp.), especialmente en el último nivel del tramo XVI, donde se encuentran esponjas planares y en forma de copa en posición de producción y apenas fragmentadas.

Tramos XVIII, XIX y XX: En conjunto tienen 6,5 m de potencia. Se reconocen calizas estratificadas en bancos irregulares de 10-20 cm de potencia en el tramo XVIII y en bancos tabulares de 30-40 cm de espesor en el tramo XX. Se trata de *facies de bioclastos de textura wackestone de bioclastos y oncoides*. La bioturbación es especialmente abundante en el tramo XVIII, cuyo techo además está afectado por galerías horizontales. Entre los bioclastos destacan bivalvos, equinodermos y gasterópodos. El techo del tramo XX es una superficie ferruginizada y encostrada muy neta que contiene ammonites ferruginizados. Esta superficie representa el límite superior de la Fm. Serra de la Creu. En ella se han encontrado fragmentos de moldes poco determinables de *Orthosphinctes* y *Subnebrodites* que de modo general caracterizan parcialmente los taxorregistros Hauffianum y Planula. Los ejemplares muestran señales de reelaboración y la asociación registrada constituye una asociación mezclada y condensada.

COMPARACIÓN CON OTROS DOMINIOS DE SEDIMENTACIÓN

La interpretación sedimentológica de las diferentes asociaciones de facies reconocidas en la Fm. Serra de la Creu en el perfil de Xerta-Paüls, y su com-

paración con otros afloramientos, localizados tanto en zonas más nororientales como en zonas más occidentales, permite establecer ciertas precisiones en torno a la evolución sedimentaria durante el Oxfordiense en el sector meridional de la Cuenca Catalana.

Las tres grandes asociaciones de facies diferenciadas se depositaron en ambientes submareales relativamente someros, por encima del nivel de base de oleaje, dentro de los dominios de rampa media. Las facies con esponjas y las facies de bioclastos, se desarrollaron en condiciones relativamente más profundas y abiertas respecto a las facies de ooides y oncoides. La relación lateral entre ambos tipos de facies, se refleja por la presencia de oncoides y ooides de diversa naturaleza en las facies de esponjas y de bioclastos.

Los tipos de facies reconocidos y las divisiones bioestratigráficas realizadas, permiten establecer cierta correlación entre el afloramiento estudiado y otros localizados en zonas adyacentes. Hacia el Nordeste, el Oxfordiense aflora ampliamente en la Serra de la Creu, cerca de Tivissa. En este sector, donde se encuentra la localidad tipo de la Fm. Serra de la Creu, el Oxfordiense tiene un espesor comprendido entre 20 y 30 m. Predominan las facies de *packstone* de peloides y bioclastos así como las facies de *packstone* de peloides, ooides y bioclastos. A diferencia del perfil de Xerta-Paüls, los restos de esponjas están prácticamente ausentes. De este modo, se trataría de facies más someras, depositadas en zonas más proximales o marginales de la cuenca, probablemente en los dominios de tránsito entre la rampa media e interna.

Hacia el Noroeste se encuentran los afloramientos más orientales de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, comprendidos entre Calanda y Ráfales. En ellos el Oxfordiense se encuentra reducido en espesor, de modo que rara vez sobrepasa los 10 m de potencia (Meléndez *et al.*, 1999). Predominan las facies más típicas de la Fm. Yátova, caracterizadas por un elevado contenido en esponjas. En este caso, se trataría de depósitos relativamente más distales respecto a los de Xerta-Paüls, probablemente depositados en el tránsito entre los dominios medios y externos de la rampa carbonatada.

En el perfil de Xerta-Paüls coexisten tanto facies afines a las que se encuentran en las zonas más septentrionales de la Cuenca Catalana (en especial, facies de ooides y oncoides), como aquéllas que predominan en las zonas más orientales de la Cuenca Ibérica (facies con esponjas y facies bioclásticas). De acuerdo con los datos expuestos, el perfil de Xerta-Paüls constituye un dominio de sedimentación intermedio entre las zonas marginales y someras de la rampa, caracterizada por una sedimentación de carácter bioclástico, oolítico y peloidal, y otras zonas más distales, en los que los fondos estuvieron colonizados por diversos grupos de organismos bentónicos, en especial por esponjas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto PB/96-0838 de la DGES-CSIC. Para su realización se ha contado asimismo con la ayuda de dos becas de investigación del Consi+D (G. Delvene) y del Instituto de Estudios Turoloenses (B. Bádenas, I. Pérez-Urresti), y con la ayuda financiera del Proyecto P35/97 de la Diputación General de Aragón y una Ayuda a la Investigación concedida por el Museo Mas de las Matas.

REFERENCIAS

- ATROPS, F. & MELÉNDEZ, G. (1985): Kimmeridgian and lower Tithonian from the Calanda-Bergé area (Iberian Chain, Spain): Some biostratigraphic remarks. *Proc. Ist. Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy*, Erlangen, 1984: 377-392.
- AURELL, M. (1990): *El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Análisis de cuenca. Tesis Doctoral. Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza, 389 p.
- 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 (2), 1992: 549-561.
- AURELL, M., PÉREZ-URRESTI, I., RAMAJO, J., MELÉNDEZ, G. & BÁDENAS, B. (1997): La discordancia de Moyuela (Zaragoza): precisiones sobre la tectónica extensional en el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en la Cuenca Ibérica. *Geogaceta*, 22: 23-26.
- BÁDENAS, B., AURELL, M. & MELÉNDEZ, A. (1993): Estratigrafía secuencial y sedimentología del Jurásico superior del Noreste de la provincia de Albacete. *Estudios Geológicos*, 49: 253-366.
- 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, 138 p.
- BELLO, J., DELVENE, G., PÉREZ-URRESTI, I. & RAMAJO, J. (1997): Bioestratigrafía y Paleocología de bivalvos del Oxfordiense en el área de Calanda (Cordillera Ibérica, Teruel). *Comunicaciones de XIII Jornadas de Paleontología*. La Coruña: 152-155.
- BULARD, P.F. (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Iberique sur la bordure du bassin de l'Ebre*. Thèse Sc.Univ. Nice, n° C.N.R.S.A.O. 7095, 353 p.
- DELVENE, G. (1997): *Estudio taxonómico e implicaciones paleoecológicas de las asociaciones de bivalvos del Calloviense y Oxfordiense Medio y Superior en la Cordillera Ibérica Nororiental*. Tesis de Licenciatura. Univ. Zaragoza, 144 p.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1984): Criterios elementales de reelaboración en ammonites de la Cordillera Ibérica. *Acta Geologica Hispanica* 19 (2): 105-116.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1985): Séquences sédimentaires et séquences taphonomiques. *Strata*, 2, vol. 2-1 (Jurassique des Ibérides Orientales): 116-121.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1986): Sucesiones paleobiológicas y sucesiones registráticas (nuevos conceptos paleontológicos). *Revista Española de Paleontología*, 1: 29-45.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1995): Taphonomie et interprétation des paléoenvironnements. In: First European palaeontological Congress, Lyon, 1993 (Eds. M. Gayet and B. Courtinat). *Geobios*, M.S. 18: 137-154.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1997): Ammonites, ciclos tafonómicos y ciclos estratigráficos en plataformas epicontinentales carbonáticas. *Revista Española de Paleontología*, 12: 151-174.

- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. & MELÉNDEZ, G. (1994): Abrasion surfaces on internal moulds of ammonites as palaeobathymetric indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110: 29-42.
- 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 Extraordinario: 122-139.
- FONTANA, B. (1990): *El Oxfordiense Medio, Biozona Transversarium (Jurásico Superior) en el borde Sur de la Cienca del Ebro (Cordillera Ibérica). Estudio paleontológico del género Larcheria (Ammonoidea, Perisphinctidae)*. Tesis de licenciatura, Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza, 123 pp. (iné.)
- FONTANA B. & MELÉNDEZ, G. (1990): Caracterización bioestratigráfica de la Biozona Transversarium (Oxfordiense Medio) en el sector oriental de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8:76-78.
- GÓMEZ, J. J. & GOY, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 35: 569-598.
- LARDIÉS, M^a D. (1988): *Estudio bioestratigráfico y paleontológico del Calloviense (Jurásico Medio) en el sector central de la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura. Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza, 209 pp. (iné.)
- LARDIÉS, M^a D. (1990): Observaciones bioestratigráficas y sedimentológicas sobre el Calloviense en la Provincia de Zaragoza. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14 (2): 157-172.
- MARTÍN i CLOSAS, C. (1990): *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del bloc de l'Ebre*. Tesis Doct. Univ. de Barcelona. 581 p.
- MELÉNDEZ, G. (1989): *El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (Provincias de Zaragoza y Teruel)*. Tesis Doctoral: Institución Fernando el Católico; Instituto de Estudios Turolenses; Zaragoza-Teruel, 418 p.
- MELÉNDEZ, G., AURELL, M. & ATROPS, F. (1990): Las unidades del Jurásico Superior en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica: nuevas subdivisiones litoestratigráficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 225-246.
- 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., BELLO, J., DELVENE, G., PÉREZ-URRESTI, I., RAMAJO, J. & ATROPS, F. (1999): Middle and Upper Jurassic at the Calanda-Mas de las Matas area, in the region of the River Guadalope (NE Iberian Chain, E Spain). *Profil*, 16: 275-296.
- MELÉNDEZ, G. & DELVENE, G. (eds.) (1997): IV Congreso del Jurásico de España. Guía de la Excursión. *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza (SEPAZ)* vol. 3, 213 p. Zaragoza.
- MELÉNDEZ, G. & FONTANA, B. (1993): Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain. *Acta Geologica Polonica*, 43 (3-4): 193-211.
- 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.
- RAMAJO, J., AURELL, M., BÁDENAS, B., BELLO, J., DELVENE, G., MELÉNDEZ, G. & PÉREZ-URRESTI, I. (1999): Síntesis del Oxfordiense en la Cuenca Ibérica (sector nororiental) y correlación con la Cuenca Catalana. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25.

- SALAS, R. (1987). *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. Anàlisi de conca*. Tesis Doct. Universitat de Barcelona. 345 pp.
- SEQUEIROS, L. (1982). El Calloviense de Moneva (Zaragoza). Precisiones bioestratigráficas. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural.*, 80: 153-162.

Manuscrito recibido: 31 de marzo de 1999

Aceptado: 31 de octubre de 1999