

Análisis sedimentológico de las discontinuidades y depósitos asociados del Calloviense superior-Oxfordiense medio en la Cordillera Ibérica Noroccidental

J. RAMAJO y M. AURELL

*Area de Estratigrafía, Dpto. Ciencias de la Tierra
Univ. de Zaragoza, 50009-Zaragoza*

RESUMEN

En la cuenca Ibérica, durante el Calloviense superior-Oxfordiense medio, tuvo lugar una sedimentación irregular, que generó un nivel condensado de hasta 50 cm de potencia. Este nivel ofrece unas buenas condiciones de afloramiento en el área de Riela (provincia de Zaragoza), donde existe además una detallada bioestratigrafía, realizada previamente a partir de ammonioideos. El análisis sedimentológico de este nivel ha permitido reconocer tres superficies de discontinuidad, que se han relacionado con sucesivos periodos de emersión de la plataforma. Dichas emersiones originarían una serie de cavidades kársticas y un depósito discontinuo de materiales de origen continental. Estos periodos alternaron con otros de inundación, donde se produjo la colonización del sustrato por organismos perforantes y estromatolitos, así como el depósito de facies de origen marino. Se trata de micritas con ammonites (generalmente fragmentos de moldes reelaborados), belemnites, foraminíferos planctónicos, intraclastos y minerales autigénicos (glauconita, berthierina y chamosita).

El intervalo de mayor exposición tuvo lugar durante el límite Calloviense-Oxfordiense (Biozonas Lamberti-Mariae). Los dos periodos de emersión posteriores, de menor duración, ocurrieron durante el Oxfordiense inferior (parte superior de la Biozona Cordatum) y Oxfordiense medio (parte media de la Biozona Plicatilis). Durante el Oxfordiense Medio (Biozona Transversarium) se produjo el retorno a una sedimentación marina abierta, marcada por la aparición de grupos de carácter bentónico (principalmente esponjas silíceas).

Palabras clave: Jurásico, Cordillera Ibérica, discontinuidades, variaciones del nivel del mar.

ABSTRACT

Irregular sedimentation during the upper Callovian-middle Oxfordian in the Iberian basin resulted in a condensed level (up to 50 cm thick), which includes a set of unconformities and associated stratigraphic gaps. This condensed level has been studied in the Ricla-Vera del Moncayo area (NW Iberian Chain, Spain). Our analysis is favoured by both excellent outcrop conditions, and time control based on ammonite biostratigraphy. Three unconformities related to subaerial exposure of the carbonate platform have been recognized. These exposure events resulted in the formation of both irregular karstic surfaces and scarce continental deposits (i.e., meteoric cements). During subsequent transgressive episodes, these surfaces were bioeroded and locally covered by stromatolites. Three discontinuous levels of marine facies (up to 20 cm thick) are recorded between these unconformities. They consist of condensed sediments containing fossil remains of nectonic and planktonic groups as ammonites (generally, reworked internal moulds infilling the erosional cavities), belemnites and planktonic forams, lithoclasts and authigenic grains (berthierine, glauconite, chamosite).

The larger interval of subaerial exposition corresponds to the Callovian-Oxfordian boundary (Lamberti and Mariae biozones). Two further exposure events are recognized at the late Early Oxfordian (upper part of the *Cordatum* biozone) and early Middle Oxfordian (Upper part of the *Plicatilis* biozone p.p.). Open marine sedimentation and full colonization by benthic marine fauna (mainly siliceous sponges) was restored at the onset of the *Transversarium* biozone.

Key words: Jurassic, Iberian Range, unconformities, sea level changes.

INTRODUCCIÓN

En áreas con sedimentación escasa o nula y debido a procesos de erosión de los sedimentos, se generan las superficies de discontinuidad. Asociados a estas superficies pueden depositarse sedimentos que guardan cierta relación genética con las discontinuidades. Estas superficies y depósitos asociados son de gran interés para el estudio de las plataformas carbonatadas, especialmente en intervalos de tiempo donde es difícil observar un registro sedimentario completo, como es el caso de las etapas de bajo nivel del mar o de inundaciones bruscas. La formación de estas superficies y depósitos puede repetirse a lo largo del tiempo, erosionando parte del registro sedimentario previo y superponiendo procesos similares, lo que provoca cierta complicación en su estudio e interpretación.

En este trabajo se estudian las superficies de discontinuidad y los depósi-

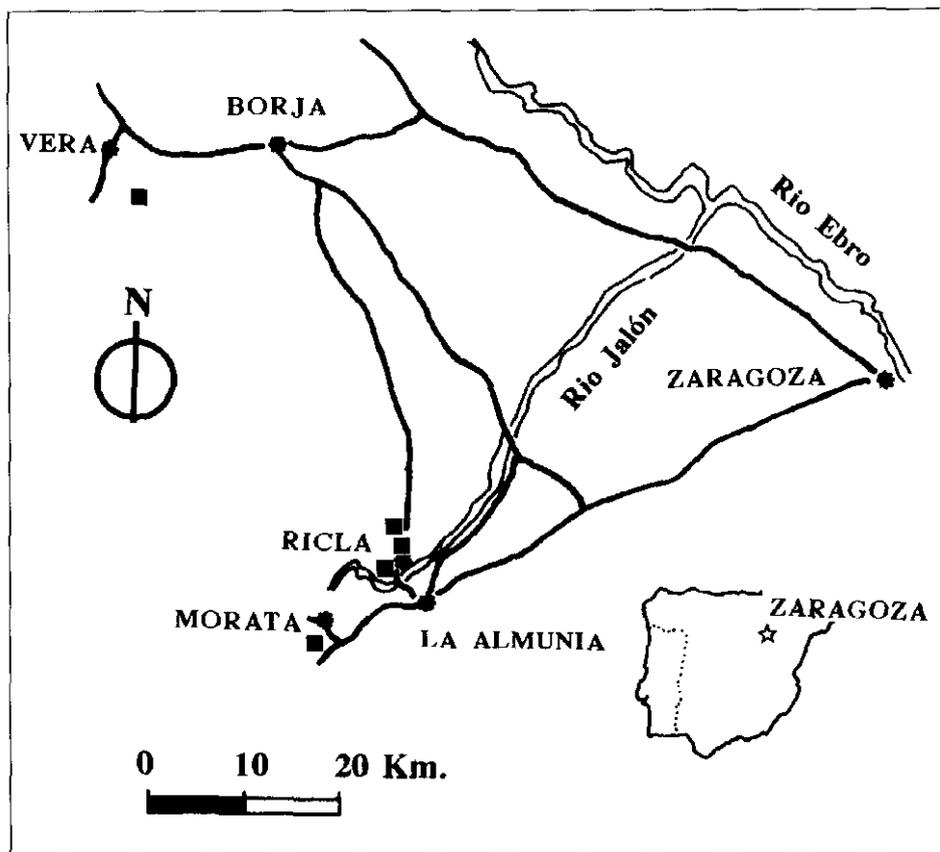


Fig. 1.—Situación geográfica, con indicación de los cinco afloramientos estudiados.
 Fig. 1.—Geographic location, indicating the five studied outcrops.

tos asociados del intervalo Calloviense superior-Oxfordiense medio, a lo largo de una serie de afloramientos localizados en un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre las localidades de Ricla y Vera del Moncayo (Fig. 1). Se trata de un nivel condensado, de menos de 50 cm de potencia, que es el equivalente lateral de la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío (Gómez y Goy, 1979).

En estudios previos realizados en este nivel, se ha establecido una discusión acerca de su significado eustático. Bulard (1971, 1972) describe sus principales rasgos estratigráficos y reconoce una superficie muy irregular en el área de Ricla, que interpreta como una posible superficie de emersión. En un trabajo posterior, Meléndez, Sequeiros y Brochwicz-Lewinski. (1983) realizan un análisis más detallado de dicho nivel, indicando la existencia de tres

generaciones de cavidades ligadas a sendas lagunas estratigráficas, para las que proponen un origen por disolución submarina, debida al ascenso del nivel de compensación de la calcita.

La hipótesis sobre el origen somero de estas cavidades se ha desarrollado en trabajos más recientes. En el trabajo de Meléndez et al. (1990), se realiza un estudio tafonómico de los fósiles de este nivel, proponiendo un origen somero para ciertos rasgos erosivos observados en los moldes de ammonoideos reelaborados. Fontana (1990) realiza un detallado análisis biostratigráfico y propone un modelo de evolución sedimentaria que incluye diversos episodios de exposición subaérea. Aurell (1990), Aurell y Meléndez (1993) y Aurell, Fernández Lopez y Meléndez (1994) estudian las facies del nivel condensado y de su equivalente lateral con oolitos ferruginosos, incluyéndolos dentro del cortejo de bajo nivel del mar (LST) de la secuencia Oxfordiense, sugiriendo una génesis en condiciones someras para los oolitos ferruginosos, y un posible origen kárstico para las superficies de discontinuidad.

Más recientemente, Norris y Hallam (1995) han vuelto a proponer un origen por disolución submarina, en condiciones marinas relativamente profundas, para las cavidades del perfil de Riela. Los autores se basan en el carácter condensado del nivel, en la abundancia de fósiles planctónicos, en la ausencia de evidencias claras de emersión y en la correlación con otros depósitos de la misma edad de otras cuencas europeas.

El objeto de este trabajo es proponer un modelo evolutivo que explique el origen del nivel condensado y su posible significado eustático, precisando algunos de los modelos establecidos en trabajos previos. Los resultados están basados en el análisis de facies de tres afloramientos: Morata de Jalón, Riela (perfiles 1, 2 y 3) y Monasterio de Veruela (Fig. 1). En ellos se han realizado esquemas a partir de montajes fotográficos, que han permitido conocer la geometría de las superficies de discontinuidad y su relación con los distintos depósitos. El análisis de las facies se ha completado mediante el estudio de secciones pulidas, láminas delgadas (microscopio petrográfico y catodoluminiscencia) y levigados.

DESCRIPCIÓN DE LAS DISCONTINUIDADES Y FACIES ASOCIADAS

La parte superior del Calloviense de Riela comprende una serie de bancos decimétricos de calizas, que presentan superficies inferiores irregulares y nodulosas, e intercalaciones centimétricas de margo-calizas a margas. Las calizas presentan una facies *mudstone-wackestone* con granos de cuarzo y abundantes restos de bivalvos pelágicos del género *Bositra* (filamentos). Coronando la serie Calloviense se encuentra un banco de 0.3 a 0.5 m de potencia, con una base fuertemente ondulada, con entrantes y salientes que afectan al inte-

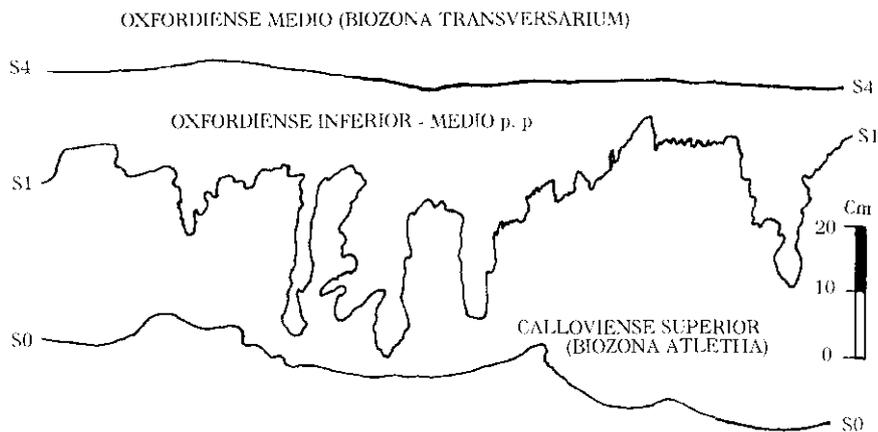


Fig. 2.—Ejemplo de distribución de las principales superficies de discontinuidad y facies asociadas dentro del nivel condensado, en el afloramiento Ricla I.

Fig. 2.—Outcrop example from the Ricla I section, showing the distribution of the main discontinuities and associated facies.

restrato margoso inferior, que en ocasiones llegan a penetrar en el estrato calcáreo infrayacente. Se trata de estructuras de deformación por carga sedimentaria, producidas antes de la consolidación total del estrato (*load cast*). Esta superficie ha sido denominada S_0 (Fig. 2).

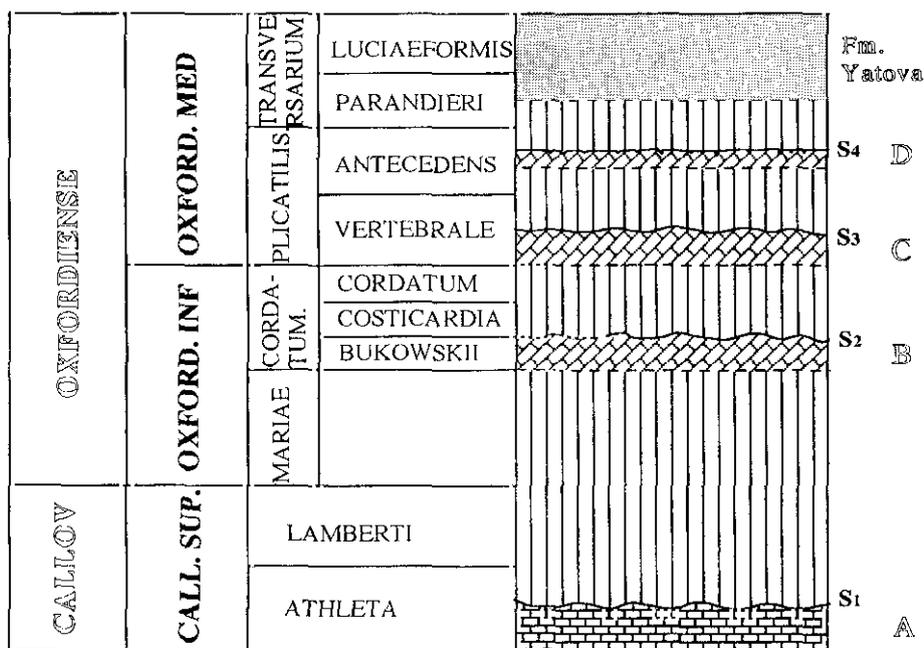
Hacia la parte media del banco se encuentra una superficie fuertemente irregular, que separa los materiales del Calloviense superior, de tonos más oscuros y pertenecientes a la denominada facies A, de los del Oxfordiense inferior, de tonos más claros. Se trata de una importante superficie de discontinuidad, que hemos denominado S_1 . Esta superficie fue denominada SS' por Bulard (1972) y S_0 por Fontana (1990). El techo del banco está constituido por una superficie plana, que hemos denominado S_1 (Fig. 2). Entre ambas superficies, hemos reconocido una serie de discontinuidades intermedias (S_2 y S_3), que limitan diferentes depósitos de origen marino y de carácter irregular (Facies B, C y D).

El intervalo temporal que abarcan los materiales comprendidos entre S_0 y la superficie plana superior S_1 , comprende desde el Biocrono Lamberti o parte superior del Biocrono Athleta (Calloviense Superior) hasta el Biocrono Trasversarium, parte superior del Subbiocrono Parandieri (Oxfordiense Medio). La edad de las lagunas asociadas a las sucesivas discontinuidades y de los depósitos intermedios se puede ver en la Fig. 3, que está basada en los datos bioestratigráficos de Meléndez *et al.* (1983) y Fontana (1990).

A continuación describimos las principales características de las sucesivas superficies de discontinuidad y depósitos asociados. En la Fig. 4 se muestra un esquema realizado a partir del afloramiento de Riela 1, en el que pueden verse algunos de los aspectos más significativos de la geometría de estos depósitos.

LA SUPERFICIE S_0 Y LA FACIES A

Sobre la superficie inferior S_0 descrita anteriormente, se sitúa la Facies A, que puede tener hasta 40 cm de potencia. Se trata de calizas bioclásticas, *packstone* a *wackestone*, donde predominan los filamentos y los foraminíferos planctónicos. Los filamentos proceden de los bivalvos pelágicos del género *Bositra*. Normalmente, como indica Bulard (1972), los filamentos muestran una orientación paralela a la estratificación, posiblemente ligada a una compactación temprana, aunque pueden estar orientados de manera diferente por la acción de la bioturbación. Presenta también granos de cuarzo de tamaño limo, óxidos, sulfuros de hierro y pellets dispersos. La glauconita, que forma parte únicamente del relleno de las perforaciones o se encuentra en la facies bioturbada, es probablemente infiltrada. La matriz es micrítica, con abundante materia orgánica dispersa (caliza fétida). La facies se encuentra afectada por bioturbación y perforaciones de origen orgánico.



LEYENDA

- | | | | |
|-------------|-----------------------------------|--|--------------------------------|
| | Hard ground | | Calizas del Calloviense |
| | Superficie de discontinuidad | | Laguna estratigráfica |
| | Inicio de la sedimentación marina | | Biomicitas |
| A B C D | Facies marinas | | Facies de calizas con esponjas |
| S1 S2 S3 S4 | Superficies de discontinuidad | | |

Fig. 3.—Esquema estratigráfico que muestra la edad de las superficies de discontinuidad y de los depósitos. Modificado de Fontana (1990).

Fig. 3.—Stratigraphic chart, showing the age of the unconformities and associated deposits. Modified from Fontana (1990).

LA SUPERFICIE S_1 Y LA FACIES B

Por encima de la facies A se desarrollan una serie de cavidades y perforaciones que conforman la superficie de discontinuidad S_1 . Se trata de una superficie aparentemente continua a lo largo de todo el área estudiada, a la que se encuentra asociada una laguna estratigráfica cuya duración temporal abar-

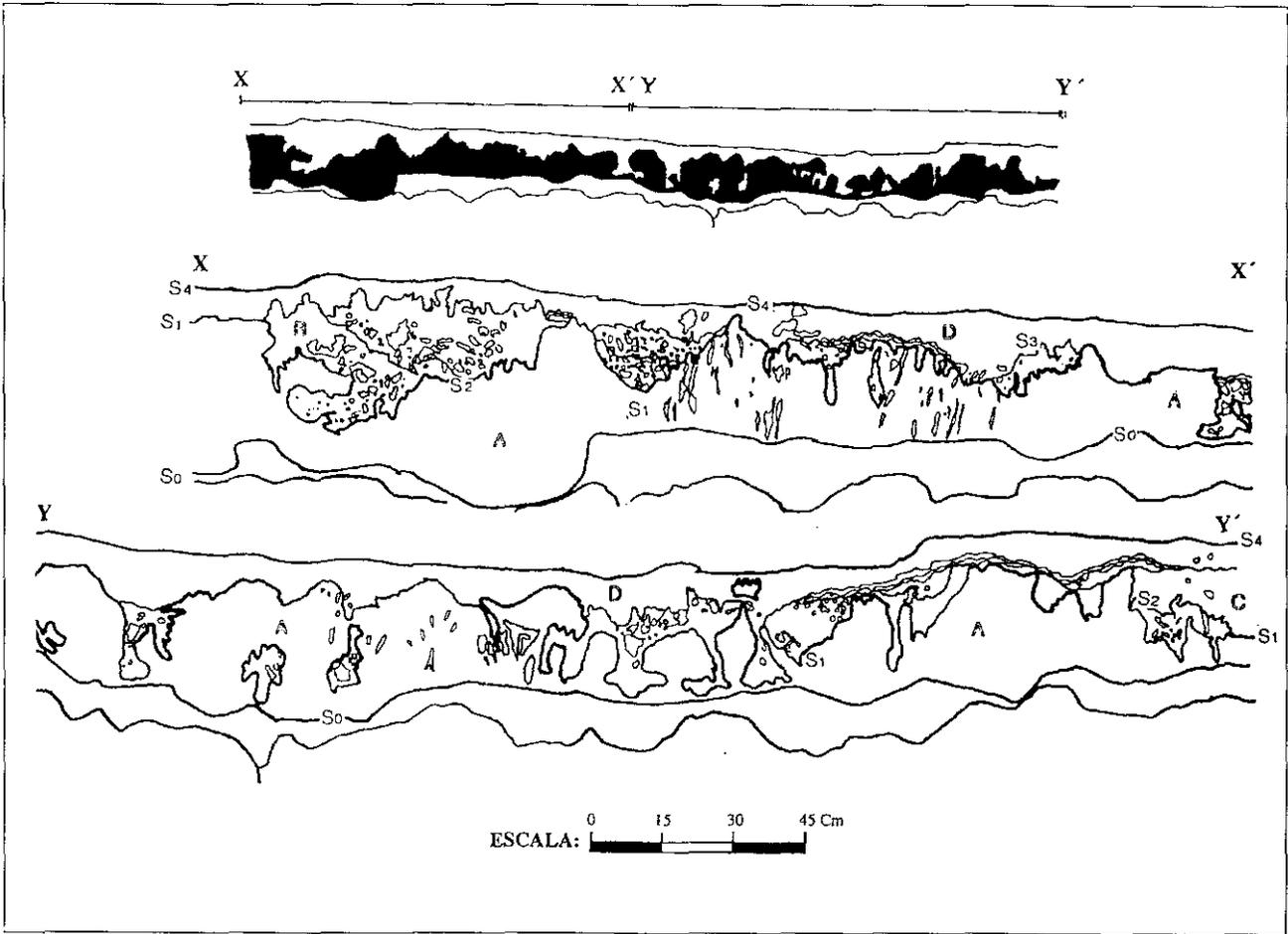


Fig. 4.—Distribución de discontinuidades y facies en el afloramiento de Rida I.
 Fig. 4.—Distribution of the unconformities and facies from the Rida I outcrop.

ca desde el Biocrono Lamberti hasta el Biocrono Cordatum (Subbiocrono Bukowskii) (Fontana, 1990; Fig. 3).

Esta superficie presenta una serie de cavidades, que pueden ser de varios tipos según su geometría, (Fig. 4):

— *Verticales o Pseudovericales*. Son las de mayor desarrollo vertical, presentando mayor profundidad (H) que anchura (A). Pueden llegar a los 30 cm de profundidad y alcanzan en ocasiones el interestrato margoso Calloviense. Presentan paredes rectas a irregulares.

— *Angulares*. Son cavidades que inciden con un cierto ángulo con respecto a la horizontal y presentan un menor desarrollo vertical. Algunas de ellas, al ensacharse lateralmente, dan lugar a «cavernas» en el interior del estrato calloviense. La forma de éstas es irregular y subparalela a la estratificación, llegando a alcanzar un gran desarrollo lateral en el perfil Ricla 3, donde pueden estar interconectadas lateralmente entre sí. Las paredes son irregulares, presentándose a veces escalonadas. Si en el afloramiento la superficie de exposición corta tangencialmente a estas cavidades, puede parecer que la facies de relleno está completamente rodeada por los materiales de la facies A, formando «enclaves».

— *Cuenca o Surco*. Estas cavidades presentan una morfología arqueada con tendencia a la forma semicircular en dos dimensiones ($A > H$). Su superficie es irregular y a veces, en los bordes se presentan pequeños escalonamientos.

Todas estas cavidades presentan perforaciones biológicas en el fondo y en las paredes, que destruyen y modifican su geometría original (Fig. 5.A). Sobre la superficie S_1 se observan en algunos puntos la existencia de una costra, que puede estar ferruginizada. Las ferruginizaciones se pueden presentar como acumulaciones de óxidos de Fe ligadas a alguna superficie, o bien como óxidos de Fe concentrados en torno a granos y bioclastos, o que forman acumulaciones dentro de los rellenos vadosos. En ocasiones esta costra aparece recubriendo parcialmente intraclastos y moldes de ammonites de la facies B.

El relleno inicial de estas cavidades se produce por los sedimentos de la facies B. Se trata de un *mudstone-wackestone* bioclástico o intraclástico, con moldes fragmentarios de ammonites, en su mayoría reelaborados, fragmentos de belemnites, crinoides, equinidos y en menor número, *Protoglobigerinas*, bivalvos, braquiópodos, gasterópodos y corales solitarios. Estos bioclastos aparecen en ocasiones corroídos y/o perforados, presentando a veces una patina ferruginosa. Los intraclastos corresponden fundamentalmente a restos erosionados de la facies A y moldes de ammonites reelaborados, que pueden estar ferruginizados y/o fosfatados. Presentan una gradación en el depósito, concentrándose en la parte inferior de las cavidades y disminuyendo en número y tamaño hacia la parte superior. Por otra parte, existen granos de glauconita, berthierina y chamosita, óxidos y sulfuros de hierro (de origen diagenético o de alteración) y granos de cuarzo (minoritarios, con signos de

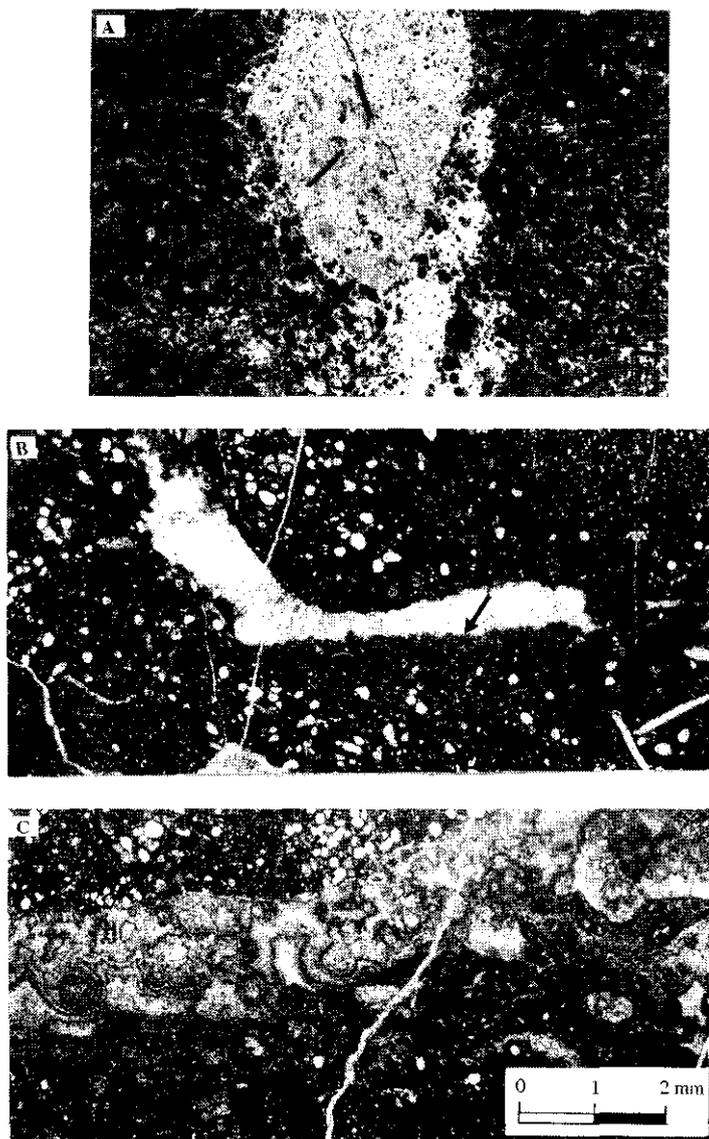


Fig. 5.—(A) Perforación orgánica sobre el Calloviese (facies A), rellena con materiales de la facies B; (B) Aspecto de un relleno geopetal sobre la facies B, con un relleno inferior de biomicrota y otro superior de esparita con morfología drústica; (C) Láminas de cementos aciculares, interpretados como posibles cementos espeleotémicos.

Fig. 5.—(A) Organic boring over the Callovian (facies A), filled with facies B deposits; (B) View of a vadose silt in facies B, showing a lower biomicrotic filling and an esparitic upper one with druse morphology; (C) Acicular cement laminae, interpreted as possible speleothemic cements.

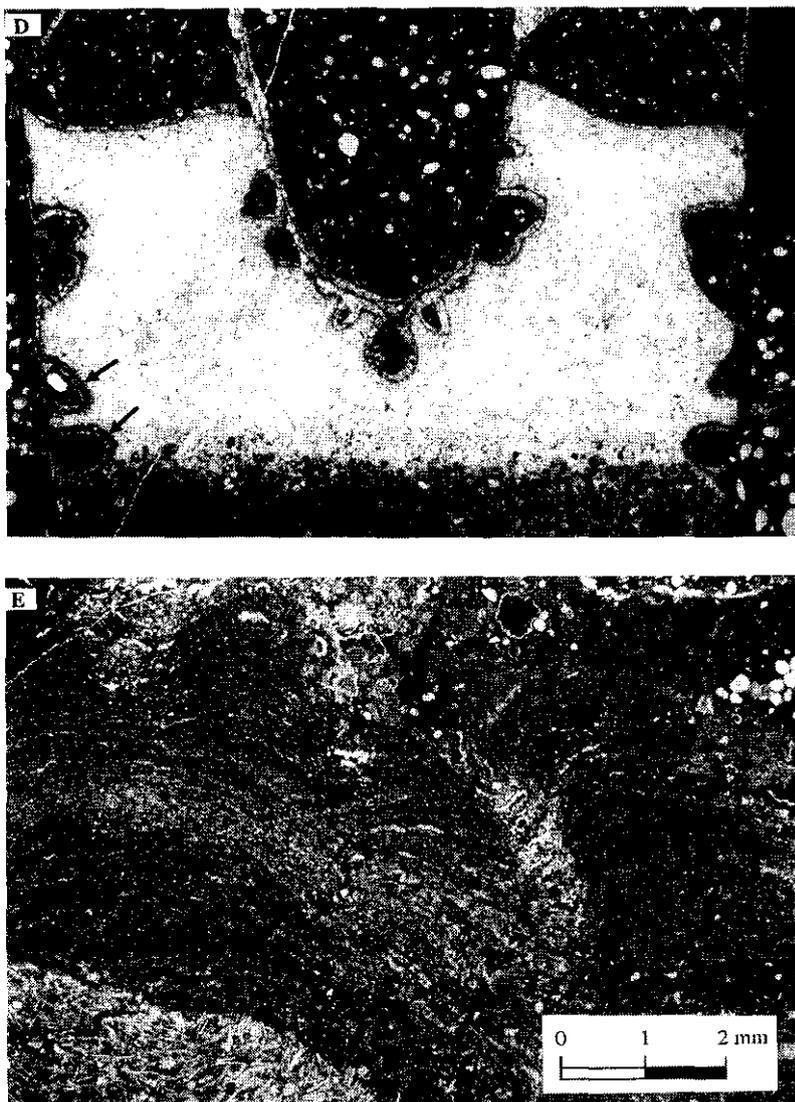


Fig. 5.—(cont.) (D) Cementos fibrosos, de posible origen marino, desarrollados sobre en la pared interna de un ammonoideo (facies C); (E) Estromatolitos sobre la superficie S3. Se aprecian, de base a techo, las morfologías planar, ondulada, domática, columnar y arborescente o microestromatolítica, así como la presencia de foraminíferos incrustantes sobre las láminas finales de los estromatolitos.

Fig. 5.—(cont.) (D) Rimmed cements, probably marine, developed over the inner face of an ammonite chamber (facies C); (E) Stromatolites developed over the S3 surface. A gradation of planar, undulose, hemispheroidal, columnar, dendroid or microstromatolitic morphologies can be observed. Encrusting foraminifers on the last stromatolitic laminae are also seen.

corrosión y de pequeño tamaño). La matriz es micrítica, de color marrón oscuro-negro y con abundante materia orgánica.

Hacia la parte superior de esta facies, en zonas próximas a la superficie de discontinuidad S_2 , aparecen una serie de rellenos geopetales, que consisten en huecos rellenos en parte por micrita y el resto ocupado parcialmente por cementos esparíticos de tipo drúsico (Fig. 5.B). Esta facies rellena así mismo las perforaciones producidas sobre S_1 (Fig. 5.A), incorporando entonces restos de la Facies A (fragmentos de filamentos), y se presenta bioturbada hacia la parte superior del relleno.

LA SUPERFICIE S_2 Y LA FACIES C

La superficie de discontinuidad S_2 erosiona parcialmente los depósitos de las facies A y B. Además puede sobreimponerse a S_1 , modificando su geometría original y generando nuevas cavidades (Fig. 4). La laguna estratigráfica asociada a esta discontinuidad abarca la parte superior y media de la Biozona Cordatum, Subbiozonas Costicardia y Cordatum (Fontana, 1990; Fig. 3). Sobre esta superficie, al igual que sobre la superficie S_1 , se encuentran costras en ocasiones ferruginizadas. Aparecen también cementos aciculares dispuestos en láminas y compuestos por bandas de distinto espesor y coloración de cementos calcíticos o aragoníticos aciculares, que se disponen en forma de láminas de morfología ondulada por encima de S_2 o alrededor de algún intraclasto y/o bioclasto (Fig. 5.C). Estas láminas presentan inclusiones de material de origen marino (bioclastos o granos de berthierina). En ocasiones es posible reconocer estromatolitos tapizando esta superficie.

Sobre esta superficie se emplazan los depósitos de la facies C, con características similares a la facies B, diferenciándose por la existencia de una mayor abundancia de granos de glauconita y berthierina y de los foraminíferos planetónicos, y una disminución en el tamaño de los intraclastos. Asimismo incluye intraclastos y moldes reelaborados de ammonites de las facies A y B. Se observan cementos con morfología fibrosa sobre algunos restos fósiles como los serpúlidos, que encostran las superficies de discontinuidad S_1 y S_2 previas, o los moldes reelaborados de ammonites (Fig. 5.D). Hacia la parte superior se observan señales de bioturbación, perforaciones orgánicas y restos de organismos epibentónicos (serpúlidos, briozoos, foraminíferos incrustantes).

LAS SUPERFICIES S_3 , S_4 Y LA FACIES D

La laguna estratigráfica asociada a la superficie S_3 abarca la parte superior del Subbiocrono Vertebrale y la parte inferior del Subbiocrono Antece-

dens, Biocrono Plicatilis (Fontana, 1990; Fig. 3). Esta superficie se presenta en los afloramientos de Ricla y Morata, pero no se ha reconocido en Vuela. Culmina la mayoría de las cavidades, superponiéndose a las superficies S_1 y S_2 y tiene un carácter menos erosivo que las dos anteriores. Ligada a ella se observa el desarrollo de una costra sobre los materiales marinos de la facies C, constituida por cementos de tipo esparítico, dispuestos preferentemente hacia la parte inferior de la costra, y microesparítico. Esta costra se presenta en ocasiones ferruginizada, con óxidos de Fe dispuestos en forma de finas láminas en los bordes de la misma. La costra está colonizada por estromatolitos, que alcanzan localmente un desarrollo vertical centimétrico, y en ocasiones se presenta parcialmente erosionada y perforada por organismos.

La facies D, que puede corresponder a la parte media de la Subbiozona Antecedens (Fontana, 1990), es un *mudstone* bioclástico con restos de foraminíferos planctónicos y espículas de esponjas, así como crinoides, bivalvos, equínidos, restos de belemnites y ammonites, gasterópodos, corales solitarios y organismos incrustantes (foraminíferos y serpulidos). Los intraclastos son escasos y de origen diverso. Se trata de posibles cantos blandos, restos de la costra de la superficie S_3 y clastos erosionados o moldes de ammonoideos reelaborados, procedentes de los depósitos anteriores. La glauconita y/o berthierina es menos abundante y se presenta preferentemente en la parte inferior, cerca de la superficie S_3 . Los sulfuros de Fe son localmente abundantes y de origen diagenético. Existen también granos de cuarzo. La matriz presenta un color negro-marrón oscuro y abundante materia orgánica. También se observan abundantes señales de bioturbación, galerías, excavaciones y perforaciones hacia la parte superior, ligadas a la superficie S_4 , con la que culmina este depósito.

A diferencia de las anteriores, la superficie S_4 presenta una morfología planar o ligeramente irregular y se extiende a lo largo de todos los afloramientos estudiados. La superficie está intensamente bioturbada y perforada, presentándose, en ocasiones, incrustada por organismos tales como bivalvos (ostreidos) y posiblemente foraminíferos, e incluye restos fósiles de corales solitarios, gasterópodos, braquiópodos y belemnites, junto con intraclastos y bioclastos fosfatizados. Localmente aparece una costra ferruginosa que tapiza parcialmente la superficie. En varios puntos se observan una serie de «pináculos» de Facies B ó A que sobresalen por encima de S_4 .

ESTROMATOLITOS

En todos los afloramientos estudiados se encuentran estromatolitos, principalmente sobre la superficie de discontinuidad S_3 , aunque también se han visto dentro de las cavidades, tapizando las paredes de alguna de ellas o so-

bre la superficie de discontinuidad S_2 . Se han observado también oncoides dentro de la Facies C. Los estromatolitos tienen una morfología y estructura similar a los estromatolitos «pelágicos» descritos por Vera y Martín-Algarra (1994) en las Cordilleras Béticas o en otras cuencas Mesozoicas (Jenkyns, 1971).

A partir del estudio de los estromatolitos en sección púlida y lámina delgada, se pueden agrupar en cuatro tipos fundamentales de morfologías, empleando la terminología de Martín-Algarra y Vera (1994) (Fig. 5.E):

— *Laminares planares*, de morfología estrictamente planar y lateralmente continua, pueden pasar a laminación ondulada y/o discontinua.

— *Hemiesféroides*, formados por cúpulas solitarias o enlazadas lateralmente.

— *Columnares a pseudocolumnares*, de morfología cilíndrica y desarrollo vertical.

— *Dendroides o arborescentes*, que son formas ramificadas de talla microscópica, también denominadas microestromatolitos.

Se ha reconocido una cierta ciclicidad en las láminas estromatolíticas, semejantes a los ciclos de primer y segundo orden descritos por Martín-Algarra y Vera (1994). Los ciclos de segundo orden se han observado en lámina delgada, y corresponden a la alternancia entre láminas estromatolíticas y láminas ricas en sedimento, que pueden incluir bioclastos e intraclastos.

Los ciclos de primer orden son generalmente incompletos y tienen un rango de extensión que varía desde varios milímetros hasta más de un centímetro. Están constituidos por una sucesión vertical de morfologías, que incluye una parte inferior formada por láminas planares que tienden a suavizar las irregularidades del sustrato. La parte media es generalmente la de mayor extensión, y la laminación cambia a ondulada, columnar o pseudocolumnar; produciéndose a veces una estructura similar a una «coliflor». Por último, estas columnas pueden estar cubiertas por una nueva lámina, que inicia un nuevo ciclo o bien, pueden estar truncadas por una superficie erosiva, apareciendo en ocasiones microestromatolitos asociados con sedimentos pelágicos (Fig. 5.E).

Sobre las láminas estromatolíticas se observan sulfuros de hierro, cuya formación puede estar relacionada con la quimiosíntesis de las bacterias que formaron los estromatolitos (Martín-Algarra y Vera, 1994). Aparece también glauconita y/o berthierina en cantidades significativas, aunque su relación con los estromatolitos no se ha podido establecer. Sobre estos estromatolitos y «fossilizándolos», se encuentran foraminíferos béntonicos incrustantes (Nuberculídeos), que según Martín-Algarra y Vera (1994) pueden mantener algún tipo de relación simbiótica con las bacterias que presumiblemente originan los estromatolitos. Estos estromatolitos están ligados a los sedimentos marinos que rellenan cavidades kársticas, siendo similares a los de tipo «postkarst» de Vera y Martín-Algarra (1994).

EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

Del estudio de las superficies de discontinuidad y facies asociadas, se puede deducir la evolución sedimentaria de este sector de la cuenca Ibérica, desde el Calloviense Superior hasta el Oxfordiense medio. Cada una de las superficies y facies asociadas representa un estadio en la evolución sedimentaria. En la Fig.6 se muestra esta evolución a lo largo de 8 episodios correspondientes a las etapas de sedimentación marina (Facies A-D) y de generación de las superficies (S_1 - S_4). A continuación se interpreta el medio de sedimentación de estos episodios.

EPISODIO 1

En un primer momento, durante el Calloviense Superior (Biozona Athleta), se deposita la facies A en una plataforma somera epicontinental, comunicada con mar abierto (indicado por la abundancia de fósiles planctónicos en la facies), con aportes de siliciclásticos, más abundantes hacia el N (Fig. 6.1). Posteriormente, y debido a una compactación diferencial antes de la consolidación total del sedimento, se originaron los *load cast* que dan un aspecto irregular a la superficie inferior S_0 .

EPISODIO 2

Durante los biocrones Lamberti y Mariae, sobre el nivel correspondiente a la facies A, se generaron las cavidades de la superficie S_1 (Fig. 6.2). Estas cavidades son similares en su geometría y dimensiones a las *kamenitzas* (Esteban y Klappa, 1983), producidas en costas carbonatadas tropicales actuales. Sin embargo, debido a la extensión y regular topografía de la plataforma epicontinental Jurásica (ver Aurell, 1990), la extensión geográfica de las cavidades estudiadas es mucho mayor que la de estos posibles equivalentes actuales. De este modo, interpretamos que las cavidades se formarían como consecuencia de la disolución de los carbonatos bajo la acción de aguas continentales, en un medio litoral o próximo a la línea de costa.

Durante esta emersión se erosionaron los sedimentos previos, produciéndose la reelaboración de los fósiles y el retrabajamiento del sedimento litificado, dando como resultado la generación de moldes reelaborados de ammonoideos e intraclastos. Una vez generadas las cavidades pudo producirse algún tipo de relleno con influencia continental, del que sólo queda un registro parcial. Este es el caso de los restos de costras con acumulaciones de óxidos de Fe, que pudieron estar relacionados con procesos de lavado en un ambiente continental.

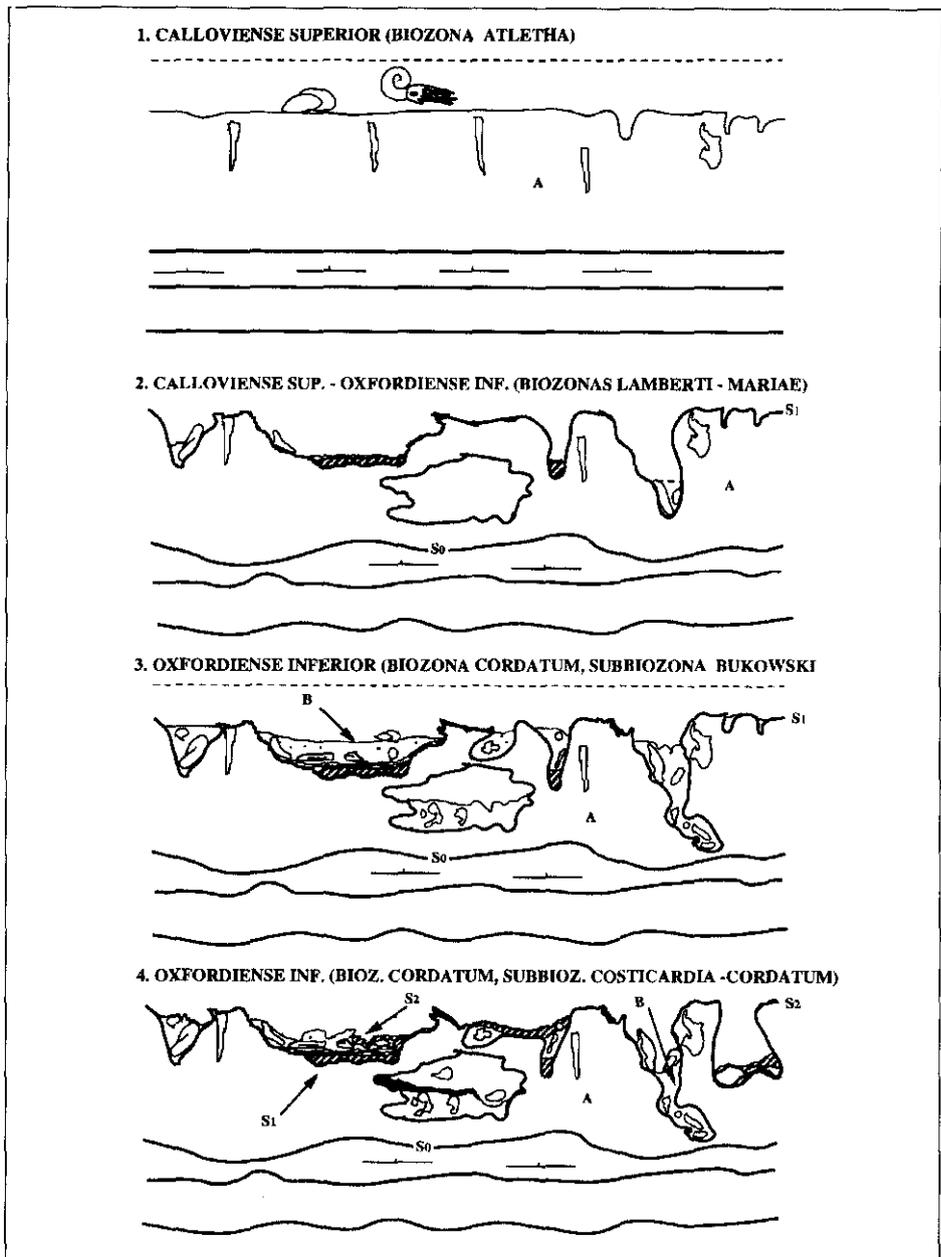


Fig. 6.—Modelo interpretativo de la evolución de la sedimentación del nivel condensado en el área de Ríca en el intervalo Calloviense superior-Oxfordiense medio, con la sucesión de periodos de emersión e inundación, que generan las superficies de discontinuidad y las facies asociadas.

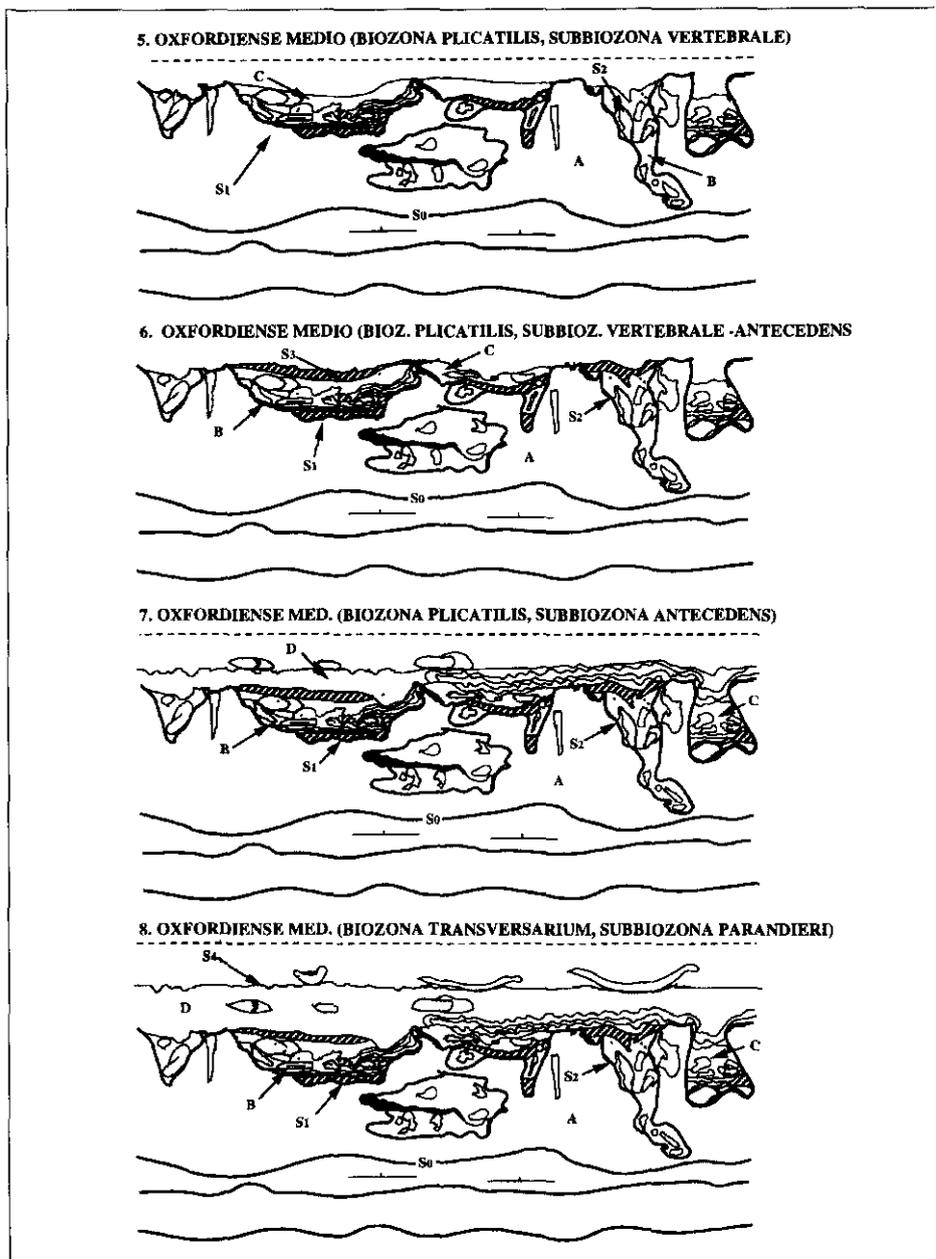


Fig. 6.—Interpretative model of the sedimentary evolution of the condensed level in Rícla (upper Callovian-middle Oxfordian), shown by successive emersive and flooding episodes, generating both the unconformities and associated deposits.

EPISODIO 3

Una nueva etapa de inundación marina, marcada por la existencia de moldes de ammonoideos correspondientes a la Subbiozona Bukowski, Biozona Cordatum, dió lugar a la facies B (Fig. 6.3). Se trata de un depósito marino, con un contenido fósil típico de mar abierto (ammonites, belemnites y foraminíferos planctónicos) y una fauna bentónica variada. El inicio de la sedimentación marina viene marcado por la perforación de organismos y una erosión variable de las facies previamente depositadas y consolidadas. De este modo, se produce el desenterramiento y reelaboración de los fósiles (ammonites y belemnites) y la erosión de los posibles depósitos continentales, de los que permanecen únicamente algunos restos (fragmentos retrabajados de costras), de manera que la facies B contiene abundantes intraclastos y moldes reelaborados.

Los granos de berthierina y glauconita se interpretan como minerales arcillosos marinos y autigénicos, originados a partir de la neoformación de pellets o bioclastos (Odin, 1985). Los granos de cuarzo, pueden proceder bien de zonas continentales o del retrabajamiento de las facies callovienses infra-yacentes.

La sedimentación marina culmina con una somerización y una colonización del medio, de modo que hacia el techo de la facies B aparece una fauna bentónica variada (bivalvos, serpúlidos y foraminíferos incrustantes), así como organismos epibentónicos y endobentónicos que dan lugar a perforaciones y señales de bioturbación.

EPISODIO 4

La superficie S_2 se originó durante el Biocrono Cordatum y se interpreta como ligada a una nueva etapa de influencia continental (Fig. 6.4). Esta emersión produciría una nueva fase de erosión, pudiendo generarse nuevas cavidades, retocando otras previamente formadas y erosionando parcialmente los sedimentos que rellenan las cavidades. En algunos puntos la erosión puede ser tan intensa que deja parte del relleno de facies B sobresaliendo por encima de los depósitos posteriores. Al igual que sobre la superficie S_1 , se observa la formación de costras, que pueden estar ferruginizadas.

Hay indicios de la formación de cementos continentales dentro de la facies B, ligados a esta etapa de emersión y a la presencia de aguas meteóricas. Se trata de rellenos geopetales, parcialmente ocupados por cementos drúsicos de tipo meteórico (fig. 5.B), que indicarían que el relleno de los poros se produjo en un medio emergido o próximo a la emersión, sometido a la presencia esporádica de agua meteórica dentro de unos huecos no saturados completamente y formados con anterioridad, durante la etapa de somerización

del final del depósito de la facies B. Estos cementos, al ser observados mediante catodoluminiscencia, muestran una morfología drúsica a rómbica y no presentan luminiscencia, tapizando parcial o totalmente el poro, dando paso a una segunda fase de cementos con luminiscencia zonada de color amarillo-naranja brillante a rojo mate. Estos rellenos se interpretan como producidos inicialmente por una fase de cementos de origen meteórico a la que seguiría otra fase formada por un cemento diagénético temprano de origen marino (Grover y Read, 1983).

En relación con esta superficie aparecen los cementos bandeados aciculares descritos con anterioridad. Estos cementos tienen un origen discutido, siendo atribuidos en un principio a cementos espeleotémicos o *flowstone* de origen continental, aunque tanto su relación con sedimentos marinos atrapados, como el hecho de que alguno de ellos presente una posible mineralogía original aragonítica, sugiere una posible influencia marina.

EPISODIO 5

Una nueva etapa de sedimentación y relleno de cavidades, ligada a la fase de inundación que tuvo lugar durante la parte inferior del Subbiocrono Vertebrale, Biocrono Plicatilis, da lugar a la facies C (Fig. 6.5). Se trata de una facies similar a la facies B previamente descrita, siendo sus rasgos característicos la aparición y desarrollo de los estromatolitos, la existencia de oncólitos, la mayor proporción de minerales autigénicos (glauconita y berthierina), así como el menor tamaño y la menor proporción de los intraclastos. Todos estos datos sugieren una mayor influencia marina en relación con la facies B.

EPISODIO 6

La etapa de sedimentación previamente descrita termina con una somerización y un período de emersión de menor duración que los anteriores ligado a una fase erosiva de poca amplitud, que se corresponde con la superficie S₉, cuya laguna estratigráfica abarcaría la parte media de la Biozona Plicatilis del Oxfordiense medio (Fontana, 1990). Esta superficie se interpreta como generada en condiciones intermareales, sin que exista una emersión total. Asociado a este episodio se produce la formación de un encostramiento que afecta a los sedimentos marinos de facies C (Fig. 6.6). Dicha costra colmataría los depósitos de la mayoría de las cavidades previas, e incluye fósiles de grupos marinos bentónicos y pelágicos muy fragmentados, granos de glauconita o berthierina y restos de facies anteriores retrabajadas. Consiste en cementos microesparíticos y esparíticos, de morfología drúsica, interpretados como de posible origen meteórico.

Estos cementos se sitúan hacia la parte inferior de la costra, con un aspecto que recuerda a los cementos colgados (*pendat cement*) de origen vadoso. Sin embargo, la presencia de restos de fósiles y materiales marinos en la costra indica la existencia de algún tipo de aporte marino esporádico en el transcurso de este período, debido quizás a los ascensos del nivel de base marino en relación con oleaje de mal tiempo (tormentas) o eventuales ascensos de origen eustático.

EPISODIO 7

Un nuevo episodio de inundación marina durante la parte superior del Biocrón Plicatilis, produce la acción de los organismos perforantes sobre la costra y la destrucción parcial de la misma (Fig. 6.7). Sobre la costra se sitúan estromatolitos, que alcanzan en esta etapa su mayor desarrollo, siendo posible observar los diversos ciclos de crecimiento descritos anteriormente. En su crecimiento, los estromatolitos atrapan un gran número de granos de berthierina y glauconita, junto a sedimentos claramente pelágicos. La sedimentación posterior de la facies D produce la colmatación total de las cavidades, quedando únicamente una serie de «pináculos» o relictos de facies A ó B por encima del relleno de esta facies. La facies D se deposita en una plataforma comunicada con el mar abierto.

EPISODIO 8

Todo el nivel culmina con una superficie plana perforada y con incrustaciones de organismos e intraclastos, que presenta en ocasiones una costra ferruginosa y que se interpreta como un *hard ground*, ligado a un momento de detención en la sedimentación (Fig. 6.8), lo que parece marcado por la existencia de una laguna estratigráfica que abarca la última parte de la Subbiozona Antecedens, Biozona Plicatilis y la parte inferior de la Subbiozona Parandieri, Biozona Transversarium (Fontana, 1990) (Fig. 3).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio de las superficies de discontinuidad y de las facies asociadas del intervalo Calloviense superior-Oxfordiense medio en el área de Ricla-Vera del Moncayo, aporta una serie de datos que permiten establecer un modelo evolutivo y paleogeográfico para este sector de la cuenca Ibérica. En síntesis, las principales aportaciones del modelo pueden resumirse en los siguientes puntos:

1. *La existencia de al menos tres etapas de emersión, registradas por la presencia de las superficies de discontinuidad más aparentes (S_1 y S_2).* Durante estas etapas quedaría expuesta una amplia zona de la plataforma, que habría sido erosionada por la acción de las aguas meteóricas. Así mismo pueden producirse esporádicas inundaciones marinas, que aporten algún sedimento. Las etapas de emersión se manifiestan por los siguientes hechos: 1) Formación de cavidades; 2) Inundación parcial de las cavidades por aguas continentales con la precipitación de cementos meteóricos (espeleotemas y rellenos geopetales); 3) Retrabajamiento de los sedimentos anteriores y 4) Formación de costras que incluyen materiales marinos, con posibles cementos meteóricos y/o ferruginizadas.

2. Los periodos de emersión están seguidos por *etapas donde se produce una inundación generalizada de la plataforma*, que implica los siguientes procesos: 1) Colonización del sustrato por organismos perforantes; 2) Retrabajamiento marino y erosión de los sedimentos previamente litificados; 3) Colonización por estromatolitos; 4) Depósito de fauna pélagica y derivada (ammonites, belemnites, *protoglobigerinas*); 5) Colonización del fondo por grupos bentónicos (bivalvos, gasterópodos, crinoides); 6) Formación de minerales autigénicos, como glauconita y berthierina; 7) Fenómenos de ferruginización y fosfatización de los sedimentos infrayacentes y de los intraclastos.

3. *Estas etapas alternan sucesivamente y de manera gradual de modo que existen periodos intermedios, en los que la plataforma no esta totalmente emergida o sumergida*, donde se producirían fenómenos descritos tanto marinos como continentales. En una de estas etapas se pudo producir la formación de la superficie S_3 . Los procesos observados en estas etapas son: 1) Retrabajamiento de sedimentos; 2) Formación de costras y encostramientos marinos y/o continentales y 3) Bioturbación del fondo y señales de perforaciones.

Modelos similares han sido propuestos por Jaanusson (1961) y Read y Grover (1977) para explicar la existencia de superficies de discontinuidad en áreas muy extensas de antiguas plataformas marinas, tipo rampa, donde una variación del nivel eustático no muy grande provoca la exposición de una buena parte de la misma. Este modelo es relativamente frecuente en plataformas epicontinentales antiguas, pero carece de un equivalente actual. En tiempos geológicos más recientes han existido grandes áreas carbonatadas de escaso gradiente, sometidas a emersión y erosión (plataforma de las Bahamas, península de Florida). Sin embargo los efectos registrados durante estas emersiones no son comparables a ejemplos tales como el estudiado, puesto que se originan por cambios glacioeustáticos de una amplitud mucho mayor.

El modelo propuesto permite explicar tanto la génesis de los depósitos como la de las discontinuidades, y apoya hipótesis previas que sugerían un origen kárstico para las cavidades asociadas a las superficies de discontinui-

dad (Aurell, 1990; Fontana, 1990; Aurell *et al.* 1994). El modelo alternativo de génesis de las cavidades por disolución submarina, debido al emplazamiento de estos materiales por debajo del nivel de compensación de la calcita (Meléndez *et al.*, 1983; Norris y Hallam, 1995), implicaría unas condiciones batimétricas incompatibles tanto con los procesos de erosión y reelaboración observados, como con la paleogeografía de la cuenca Ibérica durante el intervalo temporal estudiado. De acuerdo con los estudios regionales realizados por diversos autores, la sedimentación durante el Jurásico medio y superior en amplios sectores de la cuenca Ibérica, tuvo lugar en plataformas epicontinentales someras, generalmente afectadas por la acción del oleaje de mal tiempo, y que ocasionalmente pudieron estar emergidas (e.g., Gómez, 1978; Fernández López, 1985; Salas, 1989; Aurell, 1990; Aurell y Meléndez, 1993). De este modo, un modelo realista que postule un origen por disolución submarina de estas cavidades, debe mostrar un mecanismo capaz de actuar en condiciones marinas someras.

Para confirmar el origen subaéreo de las cavidades, resulta clave la interpretación como de origen meteórico de los cementos y costras asociadas a las mismas. Hay que notar, sin embargo, que algunos de los datos obtenidos en este trabajo no permiten, en ocasiones, obtener resultados concluyentes en cuanto a la naturaleza y origen de los cementos. Trabajos futuros, en los que se empleen otras técnicas de análisis adicionales (p.ej., análisis geoquímicos o de isótopos), permitirán comprobar o refutar algunas de las conclusiones preliminares presentadas en este trabajo.

En trabajos previos se ha postulado que las variaciones del nivel del mar que dieron lugar a estas emersiones e inundaciones de la cuenca Ibérica durante el intervalo Calloviense superior-Oxfordiense medio, tuvieron una causa eustática (Aurell, 1990; Aurell y Meléndez, 1993). Esta afirmación está basada en la similitud de facies en este intervalo temporal, no sólo en el contexto de la cuenca Ibérica, sino en otras cuencas del oeste de Europa o de otros dominios paleogeográficos. Esta coincidencia en el registro geológico ha sido también puesta de manifiesto por Norris y Hallam (1995), quienes también postulan un fuerte control eustático para la génesis de estos depósitos.

Según Norris y Hallam (1995), una rápida transgresión que se inició en el Calloviense superior, implicó una sedimentación condensada, con la formación de lagunas estratigráficas generalizadas en el límite Calloviense-Oxfordiense. Sin embargo, en nuestra opinión, estas lagunas se explican más satisfactoriamente en un contexto regresivo. De este modo, nuestro modelo es coherente con la consideración de la capa de Arroyofrío y sus equivalentes laterales como un cortejo de bajo nivel del mar (Aurell y Meléndez, 1993). Este cortejo se encuentra coronado por la superficie de trasgresión (TS). Aurell (1990) considera que ésta corresponde a la superficie S_4 . Sin embargo, los datos presentados en nuestro trabajo sugieren que la inundación marina gene-

realizada de la rampa Oxfordiense se produjo con anterioridad, a partir del inicio del depósito de la facies D, y viene marcada por el gran desarrollo de los estromatolitos sobre la superficie S₃.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los proyectos de investigación PCB-1493 del C.O.N.A.I. (D.G.A) y DGICYT PB-92-0862 y PB92-0011. Agradecemos la ayuda del Dr. J. Mandado en interpretación de las láminas delgadas y del Dr. G. Meléndez en el análisis bioestratigráfico, la determinación de los ammonoideos y la revisión del manuscrito. Las sugerencias realizadas por los Drs. J.A. Vera y J. M. Molina han mejorado el manuscrito original. Agradecemos también a José Miguel Royo el revelado de las fotografías.

REFERENCIAS

- AURELL, M. (1990): *El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel) Análisis de cuenca*, Tesis Doctoral. Dpto Geología. Serv. de Public. Universidad de Zaragoza, 384 pp.
- y MELÉNDEZ, A. (1993): «Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain», en *Sequence Stratigraphy and Facies Associations* (Eds. Pomertier, H. W., Summerhayes, C. P., Haq, B. U y Allen, G. P.) Int. Assoc. Sed. Spec. Pub., 18, 343-368.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. y MELÉNDEZ, G. (1994): «The Middle-Upper Jurassic Oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain): eustatic implications», *Geobios*, M.S. 17, 549-561
- BULARD, P. F. (1971): «La Discontinuite entre le Callovien et l'Oxfordien sur le bordure nord est des chaines iberiques», *Cuad. de Geol. Ibérica*, 2, 425-438.
- (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne ibérique sur le bordure du Bassin de l'Ebre. Espagne*, Thèse, Fac. Sciences, Univ. Nice., 702 pp.
- ESTEBAN, M y KLAPPA, C. (1983): «Subaerial Exposure environments», *AAPG Memoirs*, 33, 1-96.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1985): *El Bajociense en la Cordillera Ibérica*, Tesis Doct., Fac. Ciencias Geológicas, U. C. Madrid, 850 pp.
- 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 (Perisphictidae)*, Tes. Lic. Univ. Zaragoza, 123 pp.
- GÓMEZ, J. J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*, Tesis Doct., Univ. Comp. Madrid, Sem. Estratigrafía (Serie Monografías), 4, 686 pp.
- y GOY, A. (1979): «Las Unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica», *Estudios Geol.*, 35, 17-57.
- GROOVER, G. A. y READ, J. F. (1983): «Paleoaquifer and deep burial related cements defined by regional cathodoluminescence patterns. Middle Ordovician Carbonates, Virginia», *A. A. P. G. Bull.*, 67, 1275-1303.

- JAANUSSON, V. (1961): «Discontinuities surfaces in limestones», *Bull. Geol. Instit. Univ. Upsala*, XL, 221-239.
- JENKINS, H. C. (1971): «The genesis of condensed sequences in the Tethian Jurassic», *Lethaia*, 4, 327-352.
- MARTÍN ALGARRA, A. y VERA, J. A. (1994): «Mesozoic Pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera, Southern Spain)», en Bertrand-Safarti, J. y Monty, C. Eds., *Phanerozoic Stromatolite II*, Kluwer Academic Publishers, 345-391.
- MELÉNDEZ, G., SEQUEIROS, L. y BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1983): «Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain; (1) Biostratigraphy and Nature of Gaps», *Bull. Acad. Pol. des Sc. (Sc. Terre)*, 30, 157-172.
- AURELL, M., FONTANA, B. y LARDIES, M. D. (1990): «El Transito Dogger-Malm en el sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica: análisis Tafonómico y reconstrucción Paleogeográfica», *Comunicaciones I Reunión de Tafonomía y Fósilización*, 221-229.
- NORRIS, M. S. y HALLAM, A. (1995): «Facies variations across the Middle-Upper Jurassic boundary in Western Europe and the relationship to sea-level changes», *Palaeo.*, *Palaeo.*, *Palaeo.*, 116, 189-245
- ODIN, G. S. (1985), «Significance of green particule in arenites (Chamosites, Glauconites, clorite)», en Zuffa, G, E. ed, *Provenence of Arenites. NATO Asi. Series, serie C: Mathematical and Physical Scinces*, 148, 279-307.
- READ, J. F. y GROOVER, G. A. (1977), «Scalloped and Planar erosion surface, Middle Ordovician limestones Virginia, analogues of holocene exposed karst or tidal rocks platforms», *Jour. of Sedim. Petrol.*, 47, 956-972.
- SALAS, R. (1989): «Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las Cordilleras Ibérica Oriental y Costero Catalana Meridional», *Cuad. Geol. Ibérica*, 13, 121-157.
- VERA, J. A. y MARTÍN-ALGARRA, A. (1994): «Mesozoic stratigraphical breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera, Southern Spain», en Bertrand-Safarti, J. y Monty, C. eds., *Phanerozoic Stromatolite II*. Kluwer Academic Publishers, 345-391.

Manuscrito recibido: 29 de junio 1995

Manuscrito aceptado: 13 enero 1996