

*Análisis de facies de la Capa de Oolitos ferruginosos  
de Arroyofrío en la Sierra de Arcos (Jurásico,  
Cordillera Ibérica septentrional)*

*Facies analysis of the Arroyofrío ferruginous oolitic Bed in  
Sierra de Arcos (Jurassic, northern Iberian Chain)*

J. RAMAJO, M. AURELL Y J. CEPRIÁ

ABSTRACT

In this work we have studied the Arroyofrío Bed. This is a classic and largely studied ironstone unit in the Iberian Range. The age of this bed ranges from the Lower Callovian to Middle Oxfordian. This is a complex lithologic unit formed by irregular sedimentary events and several discontinuities associated with stratigraphic gaps of variable extent. In this work five facies containing ferruginous ooids are described and a preliminary study of the carbonate cements and Fe oolite facies is presented. This ironstone bed was formed near to an emergent high (Ejulve high). The oolites formed in a shallow marine subtidal environment. The facies and cement analysis shows that there were no long episodes of subaerial exposure at the Callovian-Oxfordian boundary. These data also demonstrate that these sediments were not deposited in deep marine conditions. The most probable hypothesis is that Fe ooids were formed in shallow subtidal and perhaps intertidal conditions and that they were eventually transported into more distal and relatively deep basinal areas.

**Keywords:** Iberian Range, Dogger-Malm boundary, Arroyofrío bed, ironstone, discontinuities.

## RESUMEN

En este trabajo se realiza un estudio de las facies y discontinuidades incluidas dentro de la Capa de Arroyofrío, en la Sierra de Arcos (Teruel). Ésta es una de las áreas de mayor interés para el estudio de dicha unidad, por la calidad, potencia y buen control bioestratigráfico de sus afloramientos. Esta capa se sitúa cronológicamente en el límite Jurásico Medio-Superior (Calloviense-Oxfordiense), durante el cual se produce una sedimentación condensada, con diversos episodios de depósitos de facies marinas, separados por discontinuidades. Se han reconocido y caracterizado 5 facies con depósitos de ooides ferruginosos. La mineralogía, la textura y la composición de estos últimos ha sido también objeto de estudio, así como algunos cementos carbonatados asociados a estos ooides. Estos datos permiten dar una primera interpretación que sitúa el depósito de los mismos en condiciones marinas someras, en áreas adosadas al alto paleogeográfico de Ejulve. Además se relaciona la génesis y formación de estos depósitos, como ya han hecho otros autores, con la emersión de este alto. Sin embargo, por el momento no se han encontrado criterios que permitan suponer una emersión prolongada en los lugares donde se depósito la Capa de Oolitos de Arroyofrío, descartándose al mismo tiempo su depósito y formación en condiciones marinas profundas.

**Palabras clave:** *Cordillera Ibérica, Jurásico Medio-Superior, Capa de Arroyofrío, ooides ferruginosos, discontinuidades.*

## INTRODUCCIÓN

Las unidades del tránsito Jurásico Medio y Superior forman, en amplias zonas de la Cordillera Ibérica, un nivel condensado, definido por Gómez y Goy (1979) como Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío. Los diversos estratos y niveles incluidos en la Capa de Arroyofrío presentan frecuentes discontinuidades, y su rasgo más característico es la presencia de ooides ferruginosos. En este trabajo se realiza un análisis de facies de estos niveles, que incluyen datos sobre la mineralogía, geoquímica y estructura de los ooides ferruginosos, obtenidos a partir de las técnicas de difracción de Rayos X (XRD), Microscopía electrónica de barrido (SEM), imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y análisis geoquímicos de rayos X acoplados al microscopio electrónico (SEM-EDX).

El ámbito geográfico donde se realiza el estudio es el área central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en la Sierra de Arcos y su entorno, al Norte de la provincia de Teruel y Sur de la de Zaragoza (Fig. 1). Se han estudiado los perfiles de Peñisquera, Moneva, Ventas de San Pedro, Barranco de las Estacas, Barranco del Moro, Tía Chula, Obón, y Andorra. Estos afloramientos fueron estudiados previamente por Bulard (1972), Bulard *et al.* (1974), Gómez (1979), Aurell (1990) y Aurell *et al.* (1994). La abundancia de ammonoideos ha permitido establecer una precisa bioestratigrafía de estos

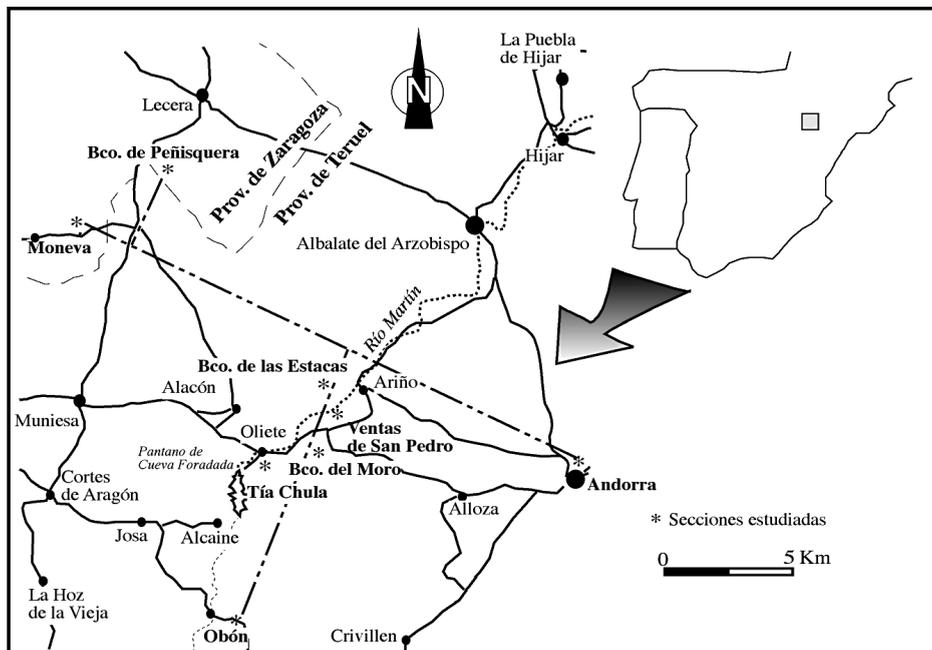


Fig. 1. - Situación de las secciones estudiadas y del panel de correlación de la figura 2.  
 Fig. 1. - Location of Studied outcrops and of the correlation panel of figure 2.

materiales, destacando los trabajos de Meléndez (1989), Fontana (1990), Lardiés (1990), Meléndez y Fontana (1993), Meléndez *et al.* (1997) y Lardiés *et al.* (1997).

El origen de la Capa de Arroyofrío ha estado sometido a discusión. Existen autores que abogan por un origen marino en condiciones profundas (Norris y Hallam, 1995), mientras que otros sugieren un depósito marino submareal más o menos somero (Gómez, 1979; Meléndez *et al.*, 1990; Aurell y Meléndez, 1993; Aurell *et al.*, 1994). Sobre el origen de los ooides ferruginosos incluidos en la misma, se ha postulado que pueden proceder del retrabajamiento marino de ooides de origen laterítico o continental (Aurell *et al.*, 1994). Por otra parte y dentro del contexto de la estratigrafía secuencial, los recientes trabajos de Aurell *et al.* (1998, 2000) y Ramajo *et al.* (1999), basados en trabajos previos de Salas (1987) y Aurell (1990), postulan la pertenencia de los sedimentos que constituyen la Capa de Arroyofrío a tres secuencias de depósito: una de edad Calloviense (Secuencia J2.4) y las otras dos de edad Oxfordiense: la primera (Secuencia J3.1) perteneciente al Oxfordiense inferior (Biozona Cordatum, Subbiozona Claramontanus) y la segunda (Secuencia J3.2) atribuida al Oxfordiense medio (Biozona Plicatilis, Subbiozona Patturatensis).

## MATERIAL Y MÉTODOS

El análisis de las facies se basan tanto en observaciones de *visu*, como en la observación de láminas delgadas mediante microscopio petrográfico. Se realizaron además observaciones con catodoluminiscencia y microscopio electrónico de barrido (SEM), a la vez que análisis mineralógicos y de los elementos mayores de los ooides mediante las técnicas de difracción de Rayos X y de un analizador de dispersión de Rayos X combinado con el microscopio electrónico.

Para el estudio de la catodoluminiscencia se ha utilizado un aparato de catodoluminiscencia fría modelo 8.200 MK II, diseñado por *Tecnosyn*, con una potencia máxima de 30 Kv y 600 microamperios de intensidad de corriente. Este aparato está conectado a un microscopio petrográfico, consiguiéndose las condiciones óptimas de trabajo con 15-19 Kv de tensión e intensidades de entre 150 y 250 microamperios.

El instrumental de microscopía electrónica consiste en un aparato modelo JEOL JSM 6400, con el que se han obtenido imágenes de electrones secundarios (SEI) y de electrones retrodispersados (BEI). Así mismo, mediante el sistema computerizado de análisis de la energía de los rayos X dispersados, eXL-10 de LINK ANALYTICAL que lleva acoplado dicho microscopio, se han realizado diversos análisis puntuales de los ooides ferruginosos de dos muestras oxfordenses, para ver la variación de los elementos mayores dentro de los ooides. Estos análisis se realizan focalizando el haz sobre una zona de aproximadamente 2  $\mu\text{m}$  de diámetro dentro del ooide. La técnica tiene una gran fiabilidad para el contenido en elementos mayores (>5%) siendo poco fiables los resultados cuantitativos obtenidos para elementos con porcentajes menores de <1%.

El análisis mineralógico de los ooides se ha realizado mediante difracción de rayos X (DRX). Éste se ha efectuado sobre muestras de roca total y muestras de ooides extraídos por medios mecánicos, lo que evita los cambios mineralógicos que podrían inducir otros tratamientos químicos de extracción. Las muestras se han preparado utilizando dos técnicas, difracción en polvo de muestra total con carga lateral y agregados orientados sobre la fracción arcilla. La primera técnica permite una primera identificación de la mineralogía de la muestra total, mientras la segunda permite identificar los minerales de la arcilla presentes. En ambos casos se utilizó un difractómetro Siemens modelo D-5000 bajo las siguientes condiciones; tubo de Cu, voltaje de 40 kv e intensidad de 30 mA con monocromador de Si, rendija de divergencia automática y rendija receptora de 0.1 mm, desde  $2\theta = 3^\circ$  hasta  $2\theta = 65^\circ$ , con pasos de 0.05  $2\theta$  cada 3 segundos.

## ESTRATIGRAFÍA Y DESCRIPCIÓN DE FACIES

En la figura 2 se muestra la correlación y distribución de facies de los materiales del tránsito Jurásico medio-superior en los perfiles analizados. Los niveles del

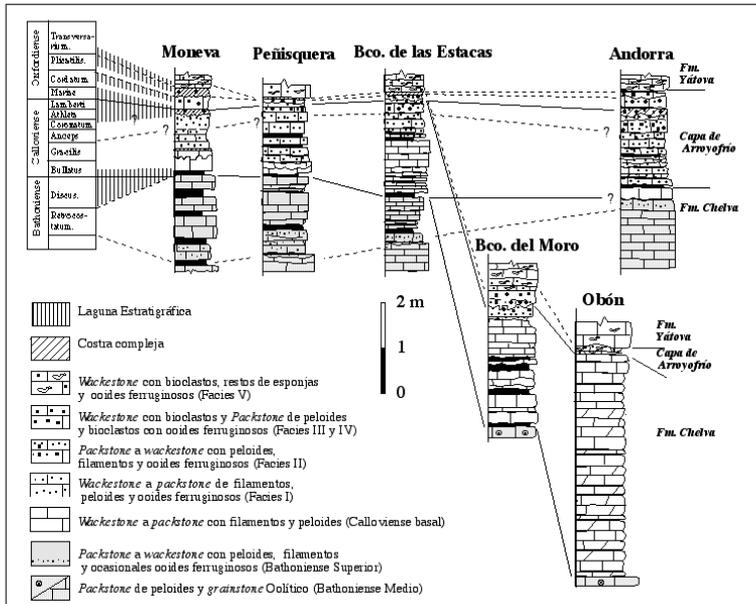


Fig. 2. - Correlación y distribución de facies en varios perfiles seleccionados de la Sierra de Arcos, durante el intervalo Bathoniense-Oxfordiense.

Fig. 2. - Correlation and facies distribution in the Sierra de Arcos selected outcrops, for the Bathonian-Callovian interval.

Bathoniense medio-superior a Calloviense inferior pertenecen a la parte superior de la Formación Chelva. Por encima, la Capa de Arroyofrío consiste en una serie condensada de 0,6 a 1,2 m, que se extiende entre la base de la Biozona Gracilis o la parte superior de la Biozona Bullatus (Calloviense inferior) hasta la Biozona Plicatilis, o en algunos puntos, la parte inferior de la Subbiozona Luciaeformis, Biozona Transversarium, del Oxfordiense medio (Meléndez *et al.*, 1997). La capa contiene abundantes ammonites reelaborados, así como una serie de discontinuidades sedimentarias intermedias, lo que pone de manifiesto una notable irregularidad y discontinuidad de la sedimentación. La discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense se encuentra en el interior de la capa. Esta discontinuidad permite separar dos tramos dentro de la capa de Arroyofrío. El inferior engloba las facies con ooides del Calloviense, con un intervalo de depósito que varía entre el Calloviense inferior (Biozonas Gracilis y Bullatus *p.p.*) hasta las Biozonas Anceps y Coronatum *p.p.* del Calloviense medio. El tramo superior está formado por dos episodios correspondientes, respectivamente, a las Biozonas Cordatum y Plicatilis del Oxfordiense inferior y medio (Meléndez *et al.*, 1997, Aurell *et al.*, 1999; Ramajo *et al.*, 2000). Por encima de la Capa de Arroyofrío se encuentran las calizas con esponjas de la Formación Yátova.

#### FM. CHELVA (PARTE SUPERIOR)

En la zona de estudio, las calizas masivas del Bathoniense medio presentan generalmente facies de *packstone* de peloides, si bien en los perfiles más meridionales predominan las facies de *packstone* a *grainstone* de ooides y peloides. Por encima se encuentra una superficie con ammonites truncados y recubierta por una costra ferruginosa, sobre la que se sitúan los materiales del Bathoniense superior (Biozona *Retrocostatum* p.p.). Estos consisten en calizas nodulosas y margas, ordenadas en secuencias estratocrecientes, con facies de *wackestone* a *packstone* de peloides, filamentos y bioclastos. El espesor de los materiales del Bathoniense superior se reduce hacia el Este. En Andorra, parece estar representado solo por un nivel decimétrico con fósiles del Bathoniense superior (Page, *com. per.*), en cuya base, a veces incluso en relación con la costra basal, aparece un nivel con ooides ferruginosos y/o fosfáticos con alguna similitud con los de la parte inferior de la Capa de Arroyofrío (Fig. 2).

El límite Bathoniense–Calloviense es una discontinuidad asociada a una laguna sedimentaria que abarca parte de las Biozonas *Retrocostatum*, *Discus* y *Bullatus* (Fernandez-López, 1997; Page y Meléndez, 1997, Page, *com. per.*). En ocasiones esta discontinuidad se manifiesta por medio de una superficie encostrada. Los datos disponibles hasta la fecha permiten interpretar que esta laguna tendría una mayor entidad hacia el este (Page *com. per.*).

El Calloviense se inicia con una serie condensada de calizas y margas correspondientes a la Biozona *Bullatus*. Presenta un espesor reducido, que varía entre 0,3 m, y 2,5 m (Ramajo *et al.*, 1999). Las facies de este nivel bioclástico son *wackestone* a *wackestone-packstone* de filamentos con peloides y bioclastos, similares a las observadas en áreas próximas (Tosos-Aguilón). Estos filamentos han sido interpretados como secciones del bivalvo *Bositra* (Bulard, 1972), si bien no se han descrito bivalvos de este género en ningún afloramiento (G. Delvene, *com. pers.*). Como bioclastos se identifican también ammonoideos, belemnites, braquiópodos, bivalvos, placas de crinoideos, radiolas de equínidos, foraminíferos bentónicos y protoglobigerinas. Se aprecian también peloides y bioclastos de composición fosfática. Presentan bioturbación, con reordenación de los filamentos y generación de cavidades y galerías de organismos (*Thalassinoides*). A techo de esta serie se encuentra un nivel bioclástico, limitado por una superficie de abrasión con fósiles truncados y encostrada con óxidos de hierro.

#### TRAMO INFERIOR DE LA CAPA DE ARROYOFRÍO

El tramo inferior de la Capa de Arroyofrío está constituido por 0,5 a 1,2 m de calizas bioclásticas con intercalaciones margosas dispuestas en uno o más niveles. Se reconoce en todos los afloramientos estudiados, con excepción de Obón (Fig. 2). Los ooides son pequeños, relativamente homométricos y bien clasificados. Se encuentran en general dispersos, aunque se aprecia un aumento de su número y tamaño hacia la parte superior de los estratos y del tramo en general. A techo de los distintos estratos se pueden reconocer niveles o costras ferruginosas con acumulaciones de moldes de

ammonoideos reelaborados (Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1994, 1999; Meléndez *et al.*, 1997). Una de estas costras separa dos episodios, pertenecientes, respectivamente, a las Biozonas *Gracilis* y *Bullatus p.p.*, y a las Biozonas *Anceps* y *Coronatum p.p.* El límite superior es generalmente otra costra ferruginosa de hasta 5 cm de espesor (Moneva, Peñisquera y Andorra: ver Fig. 2). En otros afloramientos (Ariño, Barranco de las Estacas), el límite se encuentra dentro de un nivel que incluye una superficie de discontinuidad irregular, que delimita a su vez un depósito inferior de unos 10 cm de espesor, con facies del Calloviense (*wackestone* con filamentos y ooides ferruginosos) y una parte superior que presenta facies y ammonoideos del Oxfordiense inferior. Dentro del tramo inferior de la Capa de Arroyofrío podemos distinguir dos facies:

***Facies I: Wackestone a packstone de filamentos y peloides con ooides ferruginosos***

La facies I se encuentra en niveles con edades comprendidas entre la Biozona *Gracilis* y la Biozona *Anceps p.p.* en los afloramientos situados al oeste (Moneva y Peñisquera), correspondiendo en el resto de afloramientos a la Biozona *Gracilis* (Fig. 2). Los ooides son de tamaño inferior a 2 mm, constituyen entre el 5 y el 20% del total de la roca y presentan formas de morfología redondeada, arriñonada y fusiforme (ver figuras 3.1 y 4.D). En ocasiones están deformados y aplastados (espastolitos). Son generalmente goethíticos y, en menor medida, se observan minerales de la arcilla o fosfatos. Suelen presentar una banda más externa de siderita, o tienen sustituciones parciales de goethita por siderita y dolomía rica en Fe (carbonatación).

***Facies II: Packstone a wackestone de peloides y bioclastos, con filamentos y ooides ferruginosos***

Suele presentarse coronando los depósitos de la facies anterior, o en el nivel anterior a la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense. A la facies II se le atribuye una edad Calloviense medio (Biozonas *Anceps* y *Coronatum p.p.*). Presenta un mayor contenido en bioclastos (placas de crinoides, protoglobigerinas, foraminíferos bentónicos) que la facies I. Se observan también granos de cuarzo tamaño limo, fosfatos y bioclastos ferruginizados. Los ooides son algo más heterométricos, en ocasiones de más de 2 mm, de morfología subredondeada a ovalada, con pocos espastolitos, apareciendo ocasionales pisoides con núcleos intraclásticos. A las partículas con tamaños de más de 5 mm de diámetro, las hemos denominado pisoides, usando la terminología de Young (1989). Se observan también bandas de cemento siderítico y signos de carbonatación de algunos ooides. Así mismo, se pueden presentar cementos calcíticos de borde (*rim cement*). El estudio de estos cementos por catodoluminiscencia, permite identificar cementos de morfología prismática, con luminiscencia rojo mate con parches no luminiscentes con luminiscencia rojo mate que pasa a rojo brillante.

TRAMO SUPERIOR DE LA CAPA DE ARROYOFRÍO

El tramo superior de la Capa de Arroyofrío, de edad Oxfordiense inferior y medio, presenta una potencia de 0,5 a 0,2 m. Esta constituido por sucesivos niveles de espe-

sor centimétrico a decimétrico, separados entre sí por superficies ferruginizadas, que evidencian la presencia de discontinuidades sedimentarias de orden menor. En algunos afloramientos se identifica una superficie irregular y encostrada de mayor entidad, que podría ser atribuida al límite entre dos episodios correspondientes a las Biozona Cordatum y a la Biozona Plicatilis (Fig. 2). La Capa de Arroyofrío culmina con una costra ferruginosa, sobre la que se depositan las calizas con esponjas de la Fm. Yátova, en cuyos niveles basales (correspondientes a la Subbiozona Luciaeformis del Oxfordiense medio) se encuentran todavía ooides ferruginosos retrabajados. Dentro del tramo superior de la Capa de Arroyofrío se identifican 3 facies:

**Facies III: Wackestone con abundantes bioclastos y ooides ferruginosos (Fig. 3.2)**

Contiene abundantes ooides heterométricos (0,1 a 5 mm), con morfologías redondeadas a subredondeadas (ver figura 4.A y C), en ocasiones rotos. Su composición es de goethítica, si bien existen algunos formados por minerales de la arcilla autigénicos. Se pueden observar también granos de cuarzo y protoglobigerinas ferruginizadas. La edad de esta facies se atribuye al Oxfordiense inferior (Biozona Cordatum) y probablemente también Oxfordiense medio (Biozona Plicatilis) (Fig. 2).

**Facies IV: Wackestone a packstone de bioclastos y peloides con ooides y pisoides ferruginosos**

La facies IV suele encontrarse en los niveles inferiores del tramo superior de la Capa de Arroyofrío. Se le puede atribuir una edad de Oxfordiense inferior (Biozona Cordatum). Presenta también bioclastos ferruginizados, granos de cuarzo (1-3%) y minerales fosfáticos. Los ooides ferruginosos son abundantes (25-50% del volumen de la roca), heterométricos, con diámetros comprendidos entre 0,1 y 5 mm, si bien algunos pueden tener más de 1 cm. En ocasiones se observan texturas granodecrecientes en los ooides y pisoides. La geometría de los ooides y pisoides es redondea-

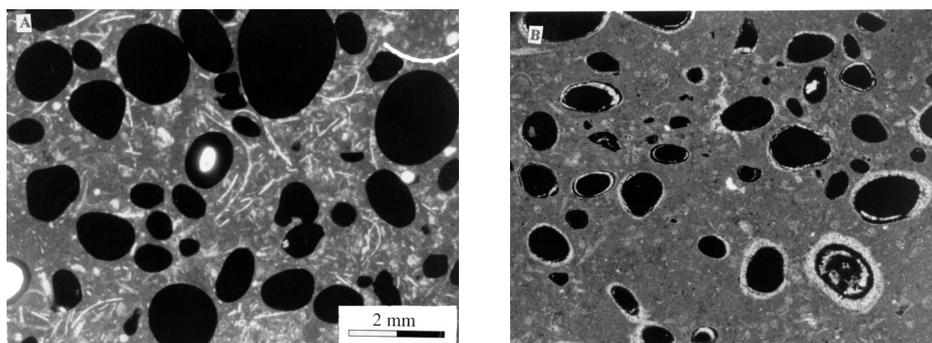


FIG. 3. - Ejemplos de Facies de la Capa de Arroyofrío en el area de estudio. A. Facies de *packstone* - *wackestone* de peloides, y bioclastos (filamentos) con ooides ferruginosos, Facies I, del tramo Calloviense.

B. Facies *wackestone* de bioclastos y ooides ferruginosos, Facies III, del tramo Oxfordiense.

FIG. 3. - Examples of Facies of the Arroyofrío Bed, in the studied area. A. Peloidal and bioclastic (filaments) *packstone* - *wackestone* iron ooids, Facies I, of Callovian stage. B. Bioclastic *wackestone* with iron ooids, Facies IV, of Lower Oxfordian stage.

das a subredondeada, ovalada o fusiforme. Son generalmente de goethita, habiéndose observado también minerales de la arcilla y hematites. Pueden estar rotos y fragmentados o estar parcialmente calcitizados o fosfatizados. En los ooides y pisoides de esta facies y de la anterior, se observan también bandas de siderita y cementos calcíticos con morfologías *rim* o *pendant*. Estos cementos, al ser observados en catodoluminiscencia, presentan mayoritariamente una luminiscencia de tono rojo mate con zonas no luminiscentes, que pasa a veces a una zona de color rojo claro luminiscente. En algunos poros primarios observados en esta facies se observa también una primera fase de cementación temprana, con cementos no luminiscentes que pasan a luminiscentes, naranjas o amarillos.

***Facies V: Wackestone a packstone de bioclastos, con restos de esponjas, ooides y pisoides ferruginosos***

Esta facies puede encontrarse a techo del tramo superior de la Capa de Arroyofrío, separada por una superficie de discontinuidad. Su edad podría corresponder a la Biozona Plicatilis o a la base de la Subbiozona Luciaeformis (Biozona Transversarium), ambas del Oxfordiense medio. Se encuentran únicamente en algunos de los afloramientos más occidentales. Localmente, la facies se extiende a los niveles basales de la Fm. Yátova.

Predominan los bioclastos (30-40%), observándose fragmentos de esponjas, tuberoides y espículas, con ooides y pisoides ferruginosos menos abundantes (5-15%) que en las anteriores. Estos son similares a los del resto de las facies del Oxfordiense, aunque pueden ser mayores de 5 mm, siendo además frecuentes los ooides fosfatados y carbonatados. El estudio mediante catodoluminiscencia de los cementos asociados a los ooides, indican que éstos son cristales de geometría prismática, que pueden disponerse con morfologías en anillo (*rim*) o colgantes (*pendant*) en torno a los ooides. Presentan dos tipos de catodoluminiscencia. La primera de tono rojo mate con parches no luminiscentes, tiene cristales rómbicos que crecen hacia el exterior del ooide. Estos cementos se interpretan como formados durante ciclos de enterramiento y desenterramiento en condiciones marinas someras. La segunda presenta cristales con luminiscencia de rojo mate a zonada, rojo mate-brillante, y los cristales de tipo rómbico crecen hacia el interior del hueco generado alrededor del ooide. Se interpreta como originada durante el enterramiento, en los rellenos de los huecos generados por deformación y movimiento del ooide.

## LOS OOIDES FERRUGINOSOS

Los análisis mineralógicos mediante DRX realizados por autores precedentes en los ooides y pisoides de la Capa de Arroyofrío (Gómez, 1978; Aurell, 1990) y los realizados por nosotros, han puesto de manifiesto su composición mayoritaria de goethita, acompañada de calcita, siderita, hematites y minerales de la arcilla (caolinita e illita) en proporciones variables. En microscopio petrográfico y en SEM se aprecia cómo algunos de los minerales de la arcilla proceden de la alteración de ooides goethíticos. Se observa además la aparición de ooides formados por minerales fosfáticos

(francolita o similares), en algunos de los cuales se aprecia, mediante el microscopio electrónico, la existencia de filamentos aislados y mallas de filamentos de probable origen bacteriano. Los ooides pueden estar afectados por procesos de sustitución y reemplazamiento de la goethita por dolomía férrica, siderita o calcita, que conservan parcialmente la estructura del oide. Se trata de lo que denominó Gómez (1979) proceso de “carbonatación”. Además son frecuentes la ruptura y separación de las láminas y la formación de grietas en las partes más externa del oide. Todas estas características ponen de manifiesto tanto el retrabajamiento mecánico de estos ooides antes del enterramiento definitivo como una posible inestabilidad de los componentes minerales en las condiciones de enterramiento, durante la diagénesis.

En cuanto a su geoquímica, se han realizado una serie de análisis puntuales, mediante la técnica de SEM-EDX. Los resultados indican que las láminas de goethita de los ooides tienen un porcentaje de  $Fe_2O_3$  de entre el 55 y el 70%, así como porcentajes menores del 5% de  $Al_2O_3$ , de  $MgO$  y de  $SiO_2$ , junto a porcentajes mino-

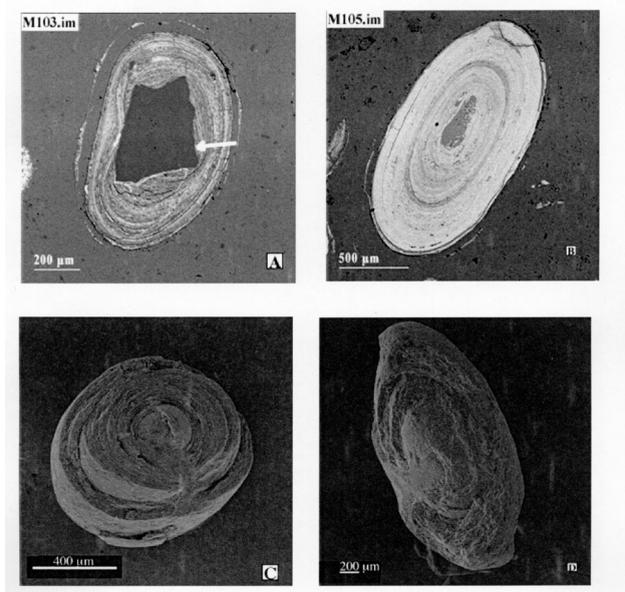


FIG. 4. - Fotografías de microscopio electrónico de barrido de los ooides ferruginosos. A y B) Imágenes de electrones retrodispersados. El tono de gris refleja el tipo de catión mayoritario. Los tonos grises mas claros son debidos a la presencia de elementos pesados como el Fe, los grises oscuros a elementos ligeros, como Si, Ca y P. A) Ooide multiepisódico del Oxfordiense, con núcleo de cuarzo. Nótese la discordancia interna (flecha). B) Ooide del Oxfordiense que presenta como núcleo un intraclasto carbonatado. C y D) Imágenes de electrones secundarios (SEM). C) Aspecto general de un ooide de morfología redondeada típico del tramo Oxfordiense. D) Ooide Calloviense con morfología fusiforme.

FIG. 4. -SEM images of iron ooids. A y B) BSE images of iron ooids, Grey levels indicate the cation type; The pale grey shows the heaviest cations like Fe, lighter areas correspond to Fe-rich Zones wherever dark grey areas are typical of, Ca, P and Si rich zones. A) Oxfordian multiepisodic iron ooid, a quartz nucleus. B) Oxfordian iron ooid whith a carbonate intraclastic nucleus. C y D) Secondary Electron images of iron ooids. C) Typical rounded morphology of one Oxfordian ooids. D) Callovian ooid with ellipsoidal morphology.

ritarios de en torno a un 1% de CaO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Estos últimos pueden alcanzar en algunos puntos porcentajes mayores de 10 incluso del 25%, lo que avalaría la hipótesis de la presencia puntual de minerales de fosfato del tipo de la francolita creciendo entre las láminas de goethita, así como procesos puntuales de sustitución y reemplazamiento de los minerales de hierro por carbonatos, de acuerdo con lo que se observa en algunas imágenes de microscopio electrónico (SEI y BEI).

En cuanto a la variación de los componentes dentro de los ooides, se observa cómo generalmente éstos se enriquecen en Fe hacia su parte más externa. Así mismo, el contenido en Si, Al y Mg, es mayor en la partes más externas de los ooides, lo que podría deberse a procesos de absorción de estos cationes durante la fase de generación del mismo, o bien a la formación de arcillas autigénicas durante los procesos de formación del ooide. El enriquecimiento en Ca pueden darse tanto en las partes internas como en las más externas. Ello puede ser atribuido a la existencia de procesos de alteración postsedimentaria de los ooides, o bien al hecho de que en estos puedan englobarse capas carbonatadas o bien nuclear en torno a partículas carbonatadas. En cuanto al P suele estar asociado al Ca, tal y como pone de manifiesto la existencia de minerales del tipo de la francolita que pueden aparecer formando total o parcialmente parte de los ooides.

Los ooides de edad Calloviense y los de edad Oxfordiense presentan ciertas particularidades, que describimos a continuación.

#### LOS OOIDES CALLOVIENSES

Son de tamaño pequeño (raramente superan los 2 mm) y mayoritariamente homométricos, con la excepción de las Facies II, donde pueden encontrarse dispersos ooides de mayor tamaño. Como núcleos de estos ooides, se han observado partículas de composición goethítica (con escasa estructura o, como mucho, con un bandado grosero de límites difusos que contrasta con la fina laminación del resto del ooide), fragmentos de otros ooides u ooides de menor tamaño, bioclastos (placas de crinoides y protoglobigerinas) y granos de cuarzo de tamaño limo. Los de tamaño mayor pueden presentar intraclastos de la facies calloviense.

Las láminas tienen tamaño pequeño, de 5 a 30  $\mu\text{m}$ , con morfologías planares a onduladas e irregulares, que en ocasiones no envuelven totalmente el ooide. Las observaciones de SEM, muestran que están formadas por láminas constituidas por granos de minerales de oxihidróxidos de Fe (goethita), dispuestos tangencialmente al núcleo del ooide, tal y como suele suceder en este tipo de depósitos (Battacharyya y Kakimoto, 1982). Excepcionalmente es posible distinguir granos de cuarzo o posibles bioclastos e incluso foraminíferos encostrantes (*Nubeculáridos*) envueltos por las láminas de goethita.

#### LOS OOIDES OXFORDIENSES

Los ooides del episodio Oxfordiense presentan un tamaño mayor, observándose pisoides de tamaños superiores a 5 mm y siendo normales tamaños de 1 ó 2 mm. Predominan los ooides con formas redondeadas a subredondeadas (Fig. 4.C), siendo

escasos los ooides con geometrías fusiformes, y muy raros los ooides deformados o aplastados (espatolitos). En general, el tamaño de las láminas es también algo mayor (de 5 a 50  $\mu\text{m}$ ), siendo frecuentes las morfologías más onduladas, presentándose frecuentes interrupciones en el crecimiento de las láminas (Fig. 4.A). Estos ooides presentan núcleos muy variados, como fragmentos de ooides u ooides más pequeños, granos de cuarzo, bioclastos, entre los cuales se han identificado protoglobigerinas, algas solenoporáceas, placas de crinoides, intraclastos carbonatados, y núcleos de goethita sin estructura o con un bandeo grosero de límites difusos (ver figura 4.A y B). Las láminas en su crecimiento atrapan frecuentemente restos de partículas carbonatadas, bioclastos y granos de cuarzo.

#### GÉNESIS DE LOS OOIDES.

Los datos aportados permiten proponer y discutir dos hipótesis alternativas para el origen de los ooides ferruginosos, que se han resumido de forma gráfica en la figura 5. En ella, se ha considerado la existencia de una zona de umbral (Alto de Ejulve), reconocida por diversos investigadores al sur de la zona de estudio (Bulard, 1972; Gómez, 1979; Aurell *et al.*, 1999; véase figuras 6 y 7 para su extensión paleogeográfica).

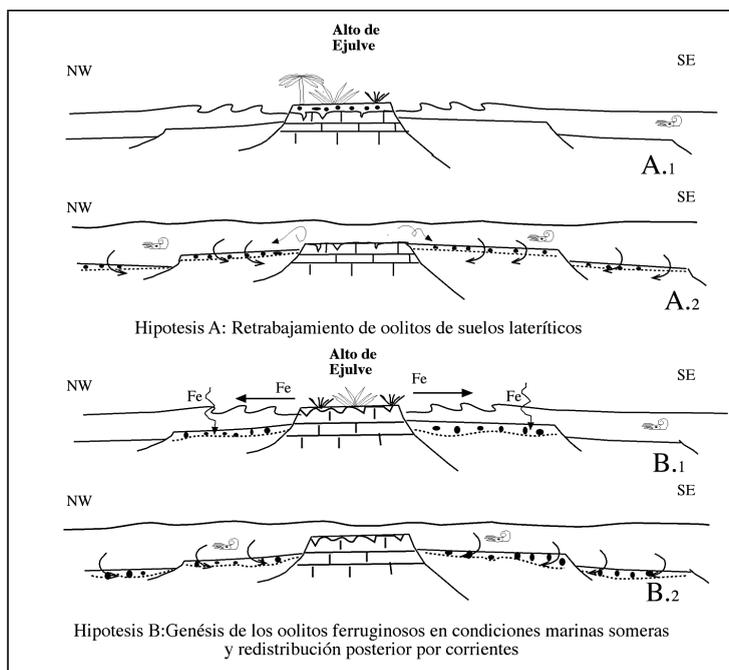


FIG. 5. - Dos hipótesis alternativas sobre la génesis de los oolitos ferruginosos de la Capa de Arroyofrío durante el Oxfordiense inferior.

FIG. 5. - Two main hypothesis about the genesis of Lower Oxfordian iron ooids.

Los ooides son, fundamentalmente, de naturaleza goethítica. Este hecho, unido a la aparición de minerales de la arcilla de tipo caolinita, puede indicar que, siguiendo los modelos propuestos por Nahon *et al.* (1980) y Siehl y Thein (1989), los ooides ferruginosos estudiados procedan de la erosión de suelos lateríticos y del retrabajamiento de partículas procedentes de los mismos (Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1994) (Fig. 5.A). Sin embargo algunas de las observaciones efectuadas durante la realización de este trabajo, como la existencia de núcleos bioclásticos, de laminaciones en torno a intraclastos marinos, de bioclastos englobados dentro de las láminas, la aparición de filamentos de posible origen bacteriano relacionados con algunos ooides, avalarían una génesis parcialmente marina (Fig. 5.B).

En la bibliografía se encuentran ejemplos donde se describe la generación de depósitos de ooides ferruginosos o de granos revestidos con envueltas de naturaleza goethítica, en condiciones submareales someras (Heinkoop *et al.*, 1996; Giresse *et al.*, 1997; Sturesson *et al.*, 2000). Existen también ejemplos de la generación de ooides de naturaleza arcillosa en condiciones marinas someras (Kimberly, 1994; Sturesson *et al.*, 2000). En nuestro caso, la hipótesis de un origen marino somero, implicaría la presencia de condiciones óxicas o subóxicas (sin llegar a condiciones reductoras), con algo de agitación, que facilitaría la formación y conservación de la goethita a partir de los productos de la alteración edáfica generada en las áreas emergidas próximas (Alto de Ejulve). En las zonas marinas someras se produciría la alternancia de condiciones tranquilas, durante las que se produciría la fijación del Fe y la formación de la goethita, con periodos de agitación, durante los que se produciría el retrabajamiento y movimiento de los ooides. La repetición de estos procesos haría posible la acreción de las láminas que forman el ooide. Con posterioridad, los ooides serían resedimentados y depositados en áreas algo más alejadas del área fuente (Fig. 5.B). Esto pudo tener lugar tanto en condiciones submareales no muy agitadas, durante el depósito de las facies I y III del Calloviense y del Oxfordiense, o bien, caso de las facies II y IV, en condiciones submareales más someras y agitadas, y en medios más cercanos al área fuente. Situaciones similares de generación y depósito de ooides ferruginosos en mares epicontinentales en torno a un alto paleogeográfico han sido descritas por Bayer (1989), Taylor y Curtiss (1995) y Donalsson *et al.* (1999).

Ambas hipótesis se aplican en un contexto paleogeográfico y de tiempo geológico que implica, para el área estudiada, un largo periodo de clima tropical, con instalación de cobertera vegetal con escasos aportes de sedimentos en las áreas emergidas (Aurell, 1990). Condiciones similares han sido citadas como favorables para la generación de sedimentos con ooides ferruginosos (Gygi, 1981; Young, 1989 ; Van Houter y Arthur, 1989).

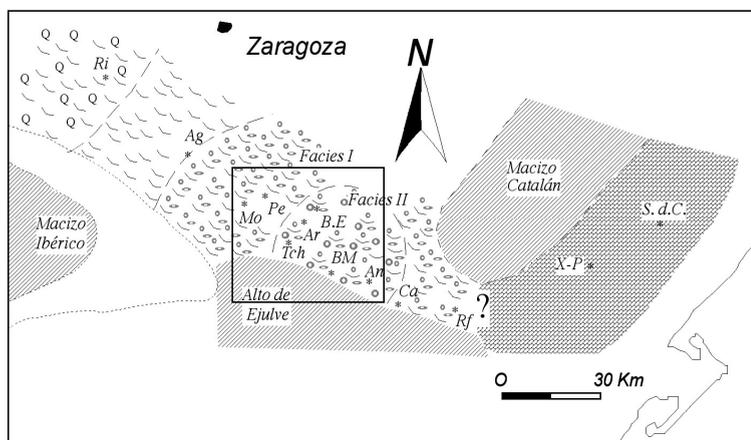
## EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRÁFICA

En el área de estudio, la sedimentación durante el intervalo Bathoniense medio-Oxfordiense medio fue irregular y discontinua, con formación de secciones condensadas en medios de plataforma media a externa de profundidad variable. Los datos aportados acerca del origen de los ooides ferruginosos, la relación lateral entre las

facies, y el conocimiento de la paleogeografía regional (ver síntesis reciente en Ramajo *et al.*, 1999), permiten precisar la evolución sedimentaria y paleogeográfica del norte de la Cuenca Ibérica en el tránsito entre el Jurásico Medio y Superior.

#### BATHONIENSE MEDIO- CALLOVIENSE

Durante este intervalo se instaló, al norte de la Cuenca Ibérica, un ambiente de plataforma media (*wackestone* de filamentos) con flujos episódicos de alta energía (*packstone* de peloides), que pasa hacia el sur a facies más someras y de mayor energía (*grainstone* oolítico). El límite Bathoniense-Calloviense generalmente se manifiesta como una superficie de discontinuidad asociada a una laguna sedimentaria de amplitud variable. Esta laguna es menor hacia las áreas situadas al oeste (Aguilón, Ricla) y mayor en áreas situadas al este (Andorra). Tal discontinuidad se interpreta como debida a una somerización, con emersión de las áreas localizadas más al este y sur, bajo la influencia del denominado Alto de Ejulve-Montalbán, donde no hay depósito de materiales del Calloviense (Aurell *et al.*, 1999).



#### Leyenda

- |                                                                                                                                                                   |                                                                                                                                                                                           |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|  Altos paleogeográficos                                                        |  <i>Wackestone</i> de filamentos<br>Parcialmente dolomitizados                                         |
|  <i>Wackestone</i> a <i>wackestone-packstone</i><br>de filamentos con peloides |  <i>Wackestone</i> a <i>packstone</i> de filamentos<br>peloides con ooides ferruginosos (Facies I).    |
|  <i>Wackestone-packstone</i> de filamentos<br>y peloides con cuarzo            |  <i>Wackestone</i> a <i>packstone</i> de peloides<br>y bioclastos con ooides ferruginosos (Facies II). |

FIG. 6. - Distribución de Facies durante el Calloviense inferior y medio, Biozonas Gracilis-Anceps, en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. El área de estudio se encuentra recuadrada.

FIG. 6. -Facies distribution over the lower-middle Callovian, Gracilis-Anceps Biozones, in the Aragonian Branch of the Iberian Range. The studied area is marked.

El inicio del Calloviense (Biozona Bullatus), está representado por facies de *wackestone* con filamentos y peloides, que pasan lateralmente a facies algo más energéticas de *packstone* de peloides, con filamentos, ambas intensamente bioturbadas y con bioclastos abundantes. Se interpretan como depositadas en un medio submareal de baja energía, de plataforma media a distal, que pasan a un ambiente más somero y energético hacia el sur y el este.

Tras la formación de la discontinuidad de techo de la Formación Chelva, se inicia el depósito de las facies callovienses de la Capa de Arroyofrío (Facies I y II). La Facies I presenta características similares a las facies sin ooides de la Biozona Bullatus. En ella los ooides tienen pequeño tamaño, están dispersos, y se intercalan con sedimentos con muy pocos ooides. Los ooides parecen ser alóctonos y se habrían generado en un área fuente algo lejana, transportados e incorporados al sedimento, siendo depositados en un medio de plataforma media-distal. Un dato que viene a avalar la aloctonía de los ooides es la disminución del espesor de este tramo hacia el oeste y el norte conforme nos alejamos de la probable área fuente (ver Fig. 2).

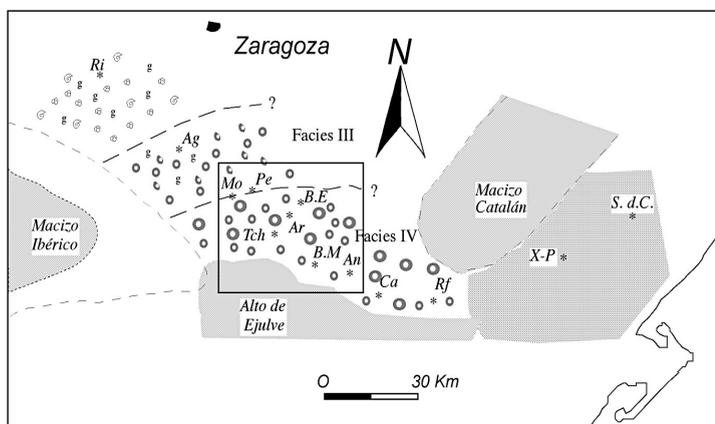
La Facies II corresponde generalmente a sedimentos de la Biozona Anceps del Calloviense medio y está separada por una costra ferruginosa de los sedimentos de la Biozona Gracilis. Algunas de sus características, como el mayor porcentaje de bioclastos y peloides, la aparición de granos de cuarzo y la existencia, dentro de los estratos, de pequeñas secuencias granocrecientes, parecen indicar una mayor energía del medio y una cercanía mayor al área fuente de los ooides (Fig. 6).

El límite Calloviense-Oxfordiense está asociado a una laguna estratigráfica de gran amplitud. En cuanto al significado de ésta, el análisis preliminar de los cementos que se producen en el depósito oolítico del Calloviense medio, permite descartar que se produzcan exposiciones subaéreas, ya que no se encuentran cementos de claro origen meteórico. Sin embargo sí se han observado cementos no luminiscentes con morfología prismática, formados en condiciones diagenéticas tempranas, en un medio vadoso, junto a cementos con luminiscencia rojo mate zonada o no, con morfología prismática generados probablemente en condiciones marinas tras el enterramiento. No obstante, el hecho de que se produzca una laguna de tal magnitud, queda de momento mal explicado a no ser por una restricción general del medio marino, una nula tasa de sedimentación o la desaparición de los sedimentos por efecto de las corrientes. Sin embargo no es posible explicar este hecho a partir de la existencia de condiciones marinas profundas, con fenómenos de corrosión submarina, como arguyen Norris y Hallam (1995) para la zona de Ricla, localizada al noroeste del área de estudio (Fig. 6). El marco paleogeográfico y los datos regionales indican una somerización al final del Calloviense en la Cordillera Ibérica (Aurell *et al.*, 2000), lo que se pone de manifiesto por un incremento en el porcentaje de componentes terrígenos en otras áreas de sedimentación expandida situadas más al Noroeste (Ricla-Moncayo) (Bulard, 1972; Wilde, 1988; Lardiés, 1990; Aurell, 1990; Ramajo, 1996; Ramajo y Aurell, 1997).

#### OXFORDIENSE INFERIOR –MEDIO

El Oxfordiense inferior y medio corresponde a un segundo nivel con ooides ferruginosos. Las condiciones de depósito son algo distintas de las del

Calloviense. Las facies III y IV son variaciones laterales una de la otra, estando la facies III restringida a los afloramientos occidentales, alejados de la probable área fuente (Fig. 7). La facies IV presenta características como grandecrecimiento, sedimentación irregular con numerosas superficies de erosión internas, acumulación de litoclastos de facies anteriores, mayor heterometría de los ooides y mayor heterogeneidad de sus núcleos, que indican unas condiciones de depósito en un medio marino más somero y próximo al área de generación de los ooides que la Facies III, en condiciones más energéticas, con retrabajamiento y erosión de los sedimentos. En algunos afloramientos, la aparición de las facies V indicaría un medio más abierto, con abundantes restos de esponjas, y donde los ooides parecen ser retrabajados de los depósitos anteriores. De modo general, el depósito de los ooides oxfordienses tiene lugar condiciones submareales someras que pasan hacia el noroeste a condiciones más tranquilas sin agitación. Posteriormente, durante el Oxfordiense medio tiene lugar la sedimentación de las calizas de la Formación Yátova en un contexto transgresivo (Aurell *et al.*, 2000).



Legenda

- |                                                                                     |                                                                           |                                                                                     |                                                                                                 |
|-------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|
|  | Altos paleogeográficos                                                    |  | Wackestone a packstone de bioclastos y peloides con ooides y pisoides ferruginosos (Facies IV). |
|  | Wackestone a Mudstone con bioclastos y glauconita                         |  | Areas sin depósito de oolitos ferruginosos                                                      |
|  | Wackestone con abundantes bioclastos y oolitos ferruginosos (Facies III). |                                                                                     |                                                                                                 |

FIG. 7. - Distribución de Facies durante el Oxfordiense Inferior (Biozona Cordatum) en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. El área de estudio se encuentra recuadrada.

FIG. 7. -Facies distribution on the Lower Oxfordian (Cordatum Biozone), in the Aragonian Brach of the Iberian Range. The studied area is marked.

## CONCLUSIÓN

Los niveles condensados que se encuentran en el límite Calloviense-Oxfordiense en la Cuenca Ibérica tienen características comunes a los descritos en otras cuencas del oeste de Europa (ver referencias en Norris y Hallam, 1995) y a otras cuencas más alejadas, como la de Neuquén en Argentina (Legarreta, 1991). Ello sugiere cierto control de carácter regional o global en su origen. Existe un cierto debate científico sobre el significado batimétrico de estos niveles, que han sido atribuidos tanto a eventos transgresivos como a etapas de nivel de mar bajo. Los datos apuntados en este trabajo indican un medio marino generalmente somero (localmente emergido) para su génesis. Breves etapas de alta energía, generalmente ligadas a eventos transgresivos, implicarían el retrabajamiento del sedimento y la resedimentación de los ooides ferruginosos hacia zonas de plataforma abierta, alejadas del umbral sedimentario.

Las principales cuestiones que plantea el modelo propuesto son dos. La primera es qué ocurre durante el intervalo sin registro sedimentario ni de ammonoideos del Calloviense superior (Biozonas *Atletha*, *Lamberti*) y del Oxfordiense inferior (Biozona *Mariae*), sin que se hayan encontrado indicios claros de emersiones prolongadas en el área de estudio. Por otro lado, si la sedimentación es marina somera, cabe preguntarse cuál es la razón de que no exista una mayor producción de carbonatos y de que la tasa de sedimentación sea escasa o nula. Este último hecho plantea la posible existencia de un fenómeno alocíclico a escala global, que implicaría una drástica disminución en la producción de carbonatos en cuencas epicontinentales someras relativamente alejadas entre sí. En este sentido la discusión sobre el origen de los ooides ferruginosos del límite Calloviense-Oxfordiense, no debería centrarse tan solo en el significado batimétrico o eustático, sino en la búsqueda de otras posibles causas de origen global (cambios climáticos, contaminación de las aguas marinas) que inhibieran la producción bentónica carbonatada de los mares epicontinentales someros.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una aportación a los proyectos P35/97 (Gobierno de Aragón) y PB98-1260-CO2-O2 (M.E.C.). Las sugerencias realizadas por los dos revisores (Agustín Martín-Algarra y Alfonso Meléndez) han contribuido a mejorar el manuscrito original.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AURELL, M. (1990): *El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca*. 384 p. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza.
- AURELL, M., BÁDENAS, B., BORDONABA, A. P. (1999): El Bathoniense-Kimmeridgiense (Jurásico Medio-Superior) en la región de Obón-Torre de las Arcas (Teruel). *Geogaceta*, 25: 19-22.

- AURELL, M., BÁDENAS, B., RAMAJO, J. (1998): Facies Distribution on sedimentary evolution of Late Jurassic carbonate platform (Iberian Basin, Spain). *15<sup>th</sup> IAS International Sedimentological Congress Abstracts*. 155-157.
- 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): 549-561.
- AURELL, M., MELÉNDEZ, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the central Iberian Chain, northeast Spain. In: Posamentier, H. M., Sumerhayes, C. P., Haq, B. U. y Allen, G. P. (Eds). *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 18: 343-368.
- AURELL, M., MELÉNDEZ, G., BÁDENAS, B., PERÉZ-URRESTI, I., RAMAJO, J. (2000): Sequence stratigraphy of the Callovian-Berriasian (Middle Jurassic-Upper Jurassic) of the Iberian Range (NE), Spain. *GeoResearch Forum*, 5: 281-292.
- BATTACHARYYA D. P., KAKIMOTO, P. K. (1982): Origin of ferruginous ooids, an SEM Study of ironstones ooids and bauxite peloids. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 844-857.
- BAYER, U. (1989): Stratigraphic and environmental patterns in ironstone deposits. In: T. P. Young and W. E. C. Taylor (Eds.), *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Special Publications, 46: 105-120.
- BULARD, P.F. (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre*. 353 p. Thèse Science Université Nice.
- BULARD, P. F., GÓMEZ, J. J., THIERRY, J., TINTANT, H., VIALARD, P. (1974): La discontinuité entre Jurassique moyen et Supérieur dans les Chaînes Ibériques. *Comptes Rendus de l'Académie de Science de Paris*, 278, série D: 2107-2110.
- DONALSSON, W. S., PLINT, G.A., LONGSTAFFE, F. J. (1999): Tectonic and eustatic control on deposition and preservation of Upper Cretaceous ooidal ironstone and associated facies: Peace River Arch area, NW Alberta, Canada. *Sedimentology*, 46: 1159-1182.
- FERNÁNDEZ LÓPEZ, S. (1997): Ammonites, ciclos tafonómicos y ciclos estratigráficos en plataformas epicontinentales carbonáticas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 23: 95-136.
- FONTANA, B. (1990): *El Oxfordiense Medio, Biozona Transversarium (Jurásico Superior) en el borde Sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica)*. Estudio paleontológico del género *Larcheria* (Ammonoidea, Perisphinctidae). 123 p. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza.
- GRESSE, P., WIEWIÓRA, A., LACKA, B. (1997): Processes of Holocene ferromanganese-coated grains (oncolites) in the nearshore shelf of Cameroon. *Journal of Sedimentary Research*, Section A, 68 (1): 20-36.
- GÓMEZ, J. J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica*. 683 p. Tesis Doctoral, Seminarios de Estratigrafía Madrid (Monografías), 4.
- 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: 17-57.
- GYGI, R. A. (1981): Oolitic iron formation: marine or not marine? *Eclogae Geologicae Helveticae*, 74: 223 -254.
- HEINKOOP, J. M., TSUJITA., T. C. RISK, J. M., TAMASCIK, T., MAH, A. J. (1996): Modern iron ooids from shallow marine volcanic settings. Mahengetang, Indonesia. *Geology*, 24: 759-762.
- KIMBERLY, M. (1994): Debate about ironstone: has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? *Terra Nova*, 6: 116-132.

- LARDIÉS, L. (1990): Observaciones bioestratigráficas y sedimentológicas sobre el Calloviense en la provincia de Zaragoza. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 157-172.
- LARDIÉS, M. D., MELÉNDEZ, G., SEQUEIROS, L., CARIU, E., PAGE, K. N. (1997): Síntesis bioestratigráfica y paleogeográfica del Calloviense en el sector Nororiental de la Cuenca Ibérica (Plataforma Aragonesa). *Comunicaciones IV Congreso de Jurásico de España*, Alcañiz, 1997: 91-93.
- LEGARRETA, L. (1991): Evolution of Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquen Basin of west-central Argentina: Facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 70: 293-296.
- MELÉNDEZ, G. (1989): *El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (Provincias de Zaragoza y Teruel)*. 418 p. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza.
- MELÉNDEZ, G., AURELL, M., FONTANA, B., LARDIÉS, D. (1990): El tránsito Dogger-Malm en el sector Nororiental de la Cordillera Ibérica: Análisis tafonómico y reconstrucción paleogeográfica. *Comunicaciones I Reunión de Tafonomía y Fosilización*: 221-229.
- MELÉNDEZ, G., BELLO, J., DELVENE, G., PÉREZ-URRESTI, I. (1997): El Jurásico Medio y Superior (Calloviense-Kimmeridgiense) en el sector de la Llanura de Arcos (Ariño-Oliete, Teruel): Análisis tafonómico y bioestratigrafía. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 23: 269-300.
- MELÉNDEZ, G., FONTANA, B. (1993): Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain. *Acta Geologica Polonica*, 43: 193-211.
- NAHON, D., CAROZZI, A. V., PARRON, C. (1980): Lateritic weathering as a mechanism for the generation of ferruginous ooids. *Journal Sedimentary Petrology* 50(4): 1287-1298.
- NORRIS, M. S., HALLAM, A. (1995): Facies variations across the Middle-Upper Jurassic boundary in Western Europe and the relationship to sea level changes. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology*, 116: 189-245.
- PAGE, K., MELÉNDEZ, G. (1997): The Upper Bathonian at Aguilón, Northern Iberian Chain Spain. A potential reference section for Europe. *Comunicaciones IV Congreso de Jurásico de España*: 121-123.
- RAMAJO, J. (1996): *Análisis de las discontinuidades y depósitos asociados del Calloviense Superior-Oxfordiense medio, en el sector Ricla-Vera del Moncayo (Provincia de Zaragoza)*. 135 p. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza.
- RAMAJO, J., AURELL, M. (1997): Análisis de las superficies de discontinuidad y depósitos asociados del límite Calloviense Superior-Oxfordiense medio en la Cordillera Ibérica Noroccidental. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 213-236.
- RAMAJO, J., AURELL, M., BÁDENAS, B., BELLO, J., DELVENE, G., MELÉNDEZ, G., PÉREZ-URRESTI, I. (2000): Síntesis del Oxfordiense en la Cuenca Ibérica Nororiental y correlación con la Cuenca Catalana. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25: 111-137.
- RAMAJO, J., AURELL, M., DELVENE, G., PÉREZ-URRESTI, I. (2000): El Calloviense-Oxfordiense en el sector Oliete-Torre de las Arcas (Teruel). *Geotemas*, 1 (2). 213-216.
- SALAS, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra D'Espadà, Anàlisi de Conca*. 345 p. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- STURESSON, U., HEIKOOP, J. M., RISK, M. J. (2000): Modern and Paleozoic iron ooids, a similar volcanic origin. *Sedimentary Geology*, 136: 137-146.
- SIELH, A., THEIN, J. (1989): Minette type ironstones. In: T. P. Young and W. E. C. Taylor (Eds.), *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Special Publications, 46: 175-193.

- TAYLOR, K. G., CURTIS, C. D. (1995): Stability and Facies association of early diagenetic mineral assemblages: an example from ironstone-mudstone succession, U.K. *Journal of Sedimentary Research*, 65 (2): 358-368.
- VAN HOUTER, F. B., ARTHUR, M. A. (1989): Temporal patterns among phanerozoic oolitic ironstones and oceanic anoxia. . In: T. P. Young and W. E. C. Taylor (Eds.), *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Special Publications, 46: 33-49.
- WILDE, S. (1988): Das Bathonium und Calloviun der nordwest-Iberische Ketten (Jura, Spanien). Sequence einer sich differenzierenden Epikontinental-Plattform. *Bochumer geology u geotech. Arb.* 31: 1-272.
- YOUNG, T. P. (1989): Phanerozoic ironstone: an introduction and review. In: T. P. Young and W. E. C. Taylor (Eds.), *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Special Publications, 46: 9-25.

*Recibido / Received : 31/10/01*

*Aceptado / Accepted: 13/02/02*