

**TRABAJO DE FIN DE MÁSTER
(Curso 2013/2014).**

**LAS SUCESIONES DE AMMONITES DEL JURÁSICO
MEDIO-SUPERIOR (CALLOVIENSE-OXFORDIENSE) DE
LA PLATAFORMA ARAGONESA NOROCCIDENTAL
(CORDILLERA IBÉRICA): ANÁLISIS TAFONÓMICO,
BIOESTRATIGRÁFICO Y BIOGEOGRÁFICO**



ALUMNO: DAVID MODREGO GARCÍA-ROMERAL.

08 de Septiembre del 2014

DIRECTOR: GUILLERMO MELÉNDEZ HEVIA.

Universidad de Zaragoza.

Departamento de Ciencias de la Tierra, Área de Paleontología.

INDICE:

1: ABSTRACT/RESUMEN

2: INTRODUCCIÓN

2.1: OBJETIVOS

2.2: SITUACIÓN GEOGRÁFICA.

2.3: MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL.

2.4: ANTECEDENTES.

2.5: CUADRO LITOESTRATIGRÁFICO.

2.6: CUADRO BIOESTRATIGRÁFICO.

3: GRÁFICOS Y DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS

4: ANÁLISIS TAFONÓMICO DE LAS ASOCIACIONES DE AMMONITES

5: ANÁLISIS BIOGEOGRÁFICO DE LAS ASOCIACIONES DE AMMONITES

6: DESCRIPCIÓN DE LOS TAXONES DE AMMONOIDEOS MÁS RELEVANTES

7: CONCLUSIONES FINALES

8: BIBLIOGRAFÍA

1: ABSTRACT

Around Ricla (Zaragoza), in the northwest sector of the Iberian Range, is located one of the best stratigraphic records from the Jurassic of Spain, where carbonate deposits from the Callovian and Oxfordian can be found. These bioclastic limestones contain various marine fossils (such as ammonites, sponges, mollusks, and other groups). In this interval, there is a stratigraphic gap, known as the Callovian-Oxfordian Boundary (Arroyofrío layer or its equivalent). This boundary consists on an irregular surface covered by a series of cavities filled with intraclasts and fossils, such as belemnites, bivalves, brachiopods and ammonite internal molds fragments preserved as phosphatic molds.

Studying the taphonomic alteration mechanisms affecting ammonite specimens inside said cavities it is possible to obtain a taphonomic associations formed by reworked molds that give information about how the environmental conditions vary: From a relatively deep subtidal environment, to a shallow subtidal environment (fragmented and disjointed molds) through an inter and supratidal environment (molds with annular grooves), after which changes again into a relatively deep subtidal environment at the start of the Yátova Formation.

In addition, the high incidence of adult ammonite specimens (macro and microshells) and reworked specimens (molds disjointed by septa) show evidence of necroplanctonic drift on ammonite shells after their biogenic production and their burial close to the platform area in low deposition rate conditions. Consequently, this points to the allochthonous nature of the ammonite records in the area and the ademic nature of their paleobiological entities.

RESUMEN

En los alrededores de Ricla (Zaragoza), en el sector noroeste de la Cordillera Ibérica, está situado uno de los mejores registros estratigráficos del Jurásico de la Península Ibérica, donde pueden encontrarse depósitos del Calloviense y Oxfordiense, dentro de las cuáles las facies más características son las calizas bioclásticas, que contienen diversos fósiles marinos (ammonites, esponjas, moluscos, etc.). En este intervalo, existe una laguna estratigráfica, conocida como límite Calloviense-Oxfordiense (capa de Arroyofrío o su equivalente lateral). Dicho límite está representado por una superficie irregular que delimita una serie de cavidades rellenas por intraclastos y fósiles, como belemnites, bivalvos, braquiópodos y fragmentos de moldes internos de ammonites, conservados generalmente como moldes fosfáticos.

Estudiando los mecanismos de alteración tafonómica que afectan a los ejemplares de ammonites del interior de dichas cavidades se reconoce un clino tafonómico formado por moldes reelaborados que nos dan información sobre cómo varían las condiciones ambientales del medio: desde un ambiente submareal relativamente profundo, a submareal somero (moldes fragmentados y desarticulados), pasando por un ambiente inter y supramareal (moldes con surcos anulares), que

rápidamente vuelve a un ambiente submareal relativamente profundo a partir de la Fm. Yátova.

Todo esto, sumado al predominio de ejemplares de ammonites adultos (macro y microconchas) y ejemplares reelaborados (moldes desarticulados a favor de septos), indica la deriva necroplanctónica generalizada de las conchas tras la producción biogénica y su enterramiento en áreas proximales de la plataforma en régimen de baja tasa y baja velocidad de sedimentación. En consecuencia, esto apunta al carácter alóctono de las asociaciones registradas y al carácter probablemente adémico de las entidades paleobiológicas a las que corresponderían.

2: INTRODUCCIÓN

Uno de los mejores registros estratigráficos del Jurásico de España está situado en el sector noroeste de la Cordillera Ibérica, en los alrededores de Ricla (Zaragoza), donde pueden encontrarse depósitos del Calloviense y Oxfordiense ricos en contenido fósil. Las características de las unidades litoestratigráficas que se encuentran en estas rocas son propias de la Cordillera Ibérica, y contienen numerosos fósiles marinos (como ammonites, esponjas, moluscos y otros grupos de fósiles) que permiten un reconocimiento detallado de las diferentes sucesiones bioestratigráficas.

El punto más importante de este intervalo estratigráfico recae en la discontinuidad del límite Calloviense-Oxfordiense y en la problemática derivada de la reconstrucción paleogeográfica y bioestratigráfica de dicho intervalo a partir del análisis bioestratigráfico tafonómico de las asociaciones registradas de ammonoideos en dicho intervalo (Meléndez et al, 1983 a, b; Ramajo y Meléndez 1996). Por encima las calizas con espongiarios de la unidad suprayacente (Fm Yátova) representan un episodio generalizado de profundización y homogeneización de la plataforma y constituyen niveles de tormenta. Las variaciones en la abundancia o concentración de ammonoideos y/o esponjas están directamente relacionadas con las variaciones proporcionales en la profundidad del fondo marino y en la energía del medio (Fernández-López y Meléndez, 2004; Ramajo y Aurell, 2008).

Sin embargo, hasta fecha relativamente reciente (Ramajo y Meléndez, 1996; Fernández-López y Meléndez, 2004) estas interpretaciones no incluyen los datos tafonómicos obtenidos tras el estudio de las muestras o el comportamiento necroplanctónico de ejemplares adultos completos de ammonites.

2.1: OBJETIVOS

El presente Trabajo de Fin de Master muestra los resultados del análisis estratigráfico realizado en las unidades del Calloviense y Oxfordiense que afloran en el sector noroccidental de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, en los

alrededores de la localidad de Ricla. Para ello se ha planteado alcanzar una serie de objetivos, que son:

1- Reconocer el cuadro lito y bioestratigráfico general para el Jurásico Medio y Superior (Calloviense-Oxfordiense) mediante el análisis de las sucesiones de ammonoideos en este sector de la Cordillera Ibérica, así como interpretar las secuencias sedimentarias principales.

2- Mostrar la relevancia de los estudios tafonómicos de las asociaciones registradas de ammonoideos del Calloviense y Oxfordiense en la interpretación evolutiva de las plataformas epicontinentales marinas del Jurásico y su entorno y en la caracterización de las unidades bioestratigráficas.

3-Observar el desarrollo y variación lateral de las facies más características de la zona en este intervalo estratigráfico de cara a interpretar su ambiente sedimentario.

4-Reconstrucción evolutiva de los ambientes sedimentarios.

5- Reconstrucción evolutiva de las sucesivas entidades paleobiológicas a partir del análisis tafonómico-paleontológico de las entidades registradas.

7-Explicar la presencia de las asociaciones fósiles registradas y la evolución histórica de las comunidades paleobiológicas mediante el análisis taxonómico y filogenético.

El análisis tafonómico se basa fundamentalmente en las observaciones e interpretación de los caracteres tafonómicos de las asociaciones registradas de ammonoideos, lo que incluye formular hipótesis sobre:

- Los estados o modos de conservación (caracteres tafonómicos) de los fósiles.
- La determinación del Estado Mecánico de Conservación (EMC) de los elementos conservados.
- Problemática y discusión de los criterios de Reelaboración. Interpretación de las asociaciones y elementos reelaborados.
- Sucesiones y secuencias registráticas.
- Secuencias tafonómicas y tafosecuencias.
- Reconstrucción de las sucesiones paleobiológicas.
- Entidades y Asociaciones mezcladas. Problemática de la mezcla tafonómica
- Análisis y problemática de la condensación tafonómica.
- Análisis de las discontinuidades estratigráficas y registráticas.
- Análisis de lagunas estratigráficas y registráticas.
- Discusión sobre la autoctonía y aloctonía de las entidades registradas.
- Análisis paleoautoecológico y paleosinecológico de los grupos y comunidades biológicas desarrollados en la Plataforma Aragonesa durante el intervalo estudiado. Reconocimiento e interpretación de sucesiones ecológicas.

2.2: SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio (figura 1) se encuentra ubicada al noroeste de la Cordillera Ibérica y abarca la región del Somontano del Moncayo en los alrededores de la localidad de Ricla, en donde los afloramientos jurásicos afloran de manera especialmente favorable y han sido objeto de numerosos estudios de detalle (Bulard, 1972, Sequeiros, 1984, Meléndez, 1989, Lardiés et al., 1988, Fontana, 1990, Cariou *et al.* 1988, Ramajo y Meléndez, 1996, Fernández-López y Meléndez, 2004, Bello, 2005, Ramajo 2006, Page *et al.*, 2004, Meléndez *et al.*, 2014).

La Cordillera Ibérica forma una unidad geológica y estructural que se extiende entre el margen nororiental de la Meseta Castellana y el Mediterráneo, con una alineación general NW-SE. Como principales unidades estructurales se distinguen en la parte Norte, las Sierras de la Demanda y Cameros. En la parte central está constituida por dos grandes conjuntos de afloramientos o “ramas” orientadas según una dirección general Noroeste-Sureste, una Nororiental o “Rama Aragonesa”, y otra Suroccidental o “Rama Castellana”. Ambas están separadas por una depresión terciaria que se extiende entre Alhama de Aragón y Medinaceli (Cuenca de Arcos de Jalón o de Almazán) y confluyen al Sur de Teruel, en la Sierra de Javalambre.

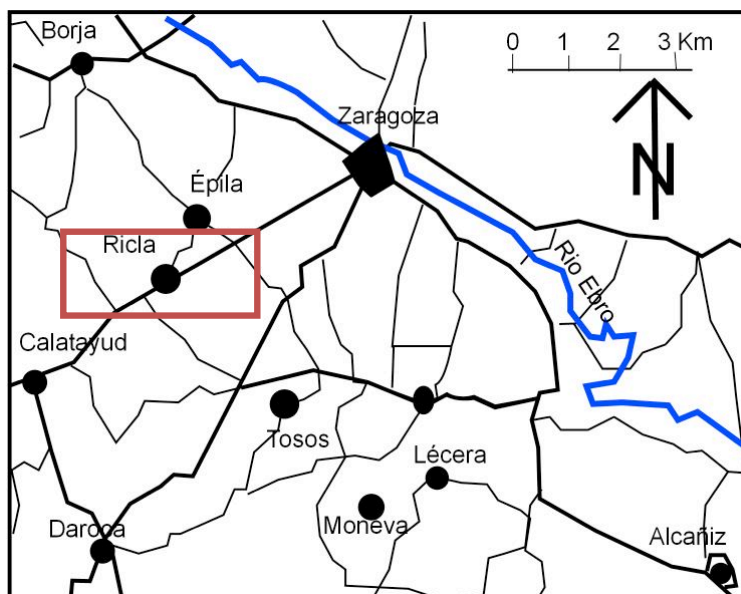


Fig. 1: En este mapa se muestra la localización general del área de estudio y sus alrededores.

El área de estudio se sitúa en el sector noroccidental de esta cordillera, en la denominada Rama Aragonesa, en el que se han estudiado los afloramientos de materiales Jurásicos que se extienden de manera casi continua, en una banda de dirección Ibérica NO-SE, desde las estribaciones o Somontano del Moncayo, en la Comarca del Campo de Borja, hasta el Valle del Jalón. Esta alineación se prolonga al sureste de Zaragoza, en los afloramientos del valle del Río Huerva, Campo de Cariñena y Belchite, continuando en la Provincia de Teruel hacia el Suroeste en la

denominada Sierra de Arcos, el Valle del Río Aguasvivas, el sector de Andorra-Calanda y el valle del Río Guadalope hasta la zona de enlace con las Cordillera Costero-Catalana.

2.3: MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL

Dentro de la Cordillera Ibérica se distinguen varias etapas evolutivas sucesivas: la etapa de Graben (Triásico inferior y medio), con fracturación diferencial y hundimiento generalizado del Aulacógeno; la etapa de transición (Keuper, Triásico superior), caracterizada por un estiramiento cortical y un vulcanismo activo; la etapa de flexura, desarrollada durante el Jurásico y Cretácico, caracterizada por un hundimiento de los bordes que da lugar a un proceso transgresivo generalizado durante el Lías que culminaría durante el Toarciense.

Durante el Dogger y el Malm los autores señalan un régimen tensional creciente, ya que según ellos, la progresión del estiramiento cortical provoca la fragmentación de la plataforma carbonatada y la consecuente retirada del mar (etapa regresiva). En esta etapa regresiva tiene lugar la sedimentación de las facies calcáreas someras del Dogger, hecho al que acompaña un fuerte condicionamiento tectónico de dinámica de bloques controlado por la acción de fallas lítricas. Dichas facies culminan en la discontinuidad Calloviense, marcada por el nivel de caliza con oolitos ferruginosos (*Capa de Arroyofrío*), que corresponde a un nivel condensado, indicador del hiato que afecta, de manera distinta según la localidad al intervalo entre el Calloviense inferior-medio y el Oxfordiense medio. Las facies calcáreas y margosas del Oxfordiense medio-superior representarían un "effímero avance marino" que llega a alcanzar valores de profundidad notables (Fernández-López y Meléndez, 2004).

Desde el punto de vista estructural la Cordillera Ibérica está constituida por un zócalo Hercínico conformado casi por entero por materiales del Paleozoico y una cobertera compuesta por tres niveles: Uno inferior constituido por materiales del Pérmico y el Triásico y una parte media constituida por los materiales del Jurásico y Cretácico. Ambas se encuentran separadas del zócalo paleozoico y los materiales del nivel inferior por los materiales del Keuper, que actúan generalmente de nivel de despegue tectónico. Sobre los mismos se sitúan los materiales depositados en diferentes cuencas terciarias, en relación con el inicio de la estructuración de las Cordillera, que suelen presentar depósitos sintectónicos. Estos niveles presentan entre sí un diferente comportamiento estructural, que se muestra claramente en el tipo de plegamiento que se produce.

2.4: ANTECEDENTES

En el presente capítulo se revisan únicamente los trabajos sobre el Calloviense y Oxfordiense del área de estudio, y su importancia a la hora del estudio paleontológico y bioestratigráfico.

Los primeros trabajos de relevancia se corresponden con los realizados por autores franceses alrededor de los años 70, de entre los que cabe destacar los trabajos realizados por Bulard, Canerot, Gautier y Viallard (1971), Marin y Toulouse (1972) y por Bulard (1972; Tesis doctoral). Bulard *et al.* (1971) define dos grandes ciclos sedimentarios para el Jurásico de la Cordillera Ibérica. La Tesis doctoral de Bulard (1972) estudia el Jurásico del borde meridional de la Cuenca del Ebro, caracterizando el tránsito Jurásico Medio-Jurásico Superior, así como las facies características de cada piso y el su contenido paleontológico.

A partir de mediados de los años 70 y como resultado en parte de la realización del mapa geológico nacional (plan magna) por parte del instituto geológico y minero de España (IGME) y del mayor desarrollo de la investigación geológica en España, se realizan una serie de trabajos de carácter regional estratigráfico y paleontológico del Jurásico de la Cordillera Ibérica. Para el Calloviense destacan los trabajos de: Sequeiros y Cariou (1984), Sequeiros y Meléndez (1987), Cariou *et al.* (1988) y Lardiés (1989, 1990). Para el límite Calloviense-Oxfordiense destacan los correspondientes a Meléndez, Sequeiros y Brochwicz-Lewinski (1983), Meléndez (1989), Meléndez y Lardiés (1988), Fontana (1990), Ramajo y Meléndez (1996), Aurell *et al.*, (1990) que estudian diversos afloramientos de la Rama Aragonesa (Ricla, Aguilón y Ventas de San Pedro) y la Rama Castellana (Anquela, Pozuel y Moscardón). En ambas ramas reconocen la existencia de dos lagunas estratigráficas: la primera correspondería al Calloviense superior (Biozonas Lamberti- Mariae) y la segunda al límite Oxfordiense inferior-medio, afectando a las biozonas Cordatum (Subbiozonas Costicardia-Cordatum), Plicatilis y, con escasas excepciones, la parte inferior de la Biozona Transversarium (Subbiozona Parandieri) que sólo se encontraría aparentemente registrada en el sector noroccidental de la plataforma, donde la extensión de la laguna estratigráfica es menor. Señalan que el tránsito Jurásico Medio-Superior tiene lugar en una capa oolítica con numerosas superficies ferruginosas y desarrollo ocasional de una costra limonítica. También estudian las asociaciones de ammonites del Oxfordiense inferior registradas en la capa y afirman que estas asociaciones son homogéneas en toda el área estudiada.

La Tesis Doctoral de Meléndez (1989), constituye el primer trabajo monográfico detallado sobre los ammonoideos del Oxfordiense realizado sobre las bases de la sistemática moderna de ammonoideos. En su estudio del Oxfordiense de la Cordillera Ibérica abarca todo el sector de estudio del presente trabajo, caracterizando las biozonas del Oxfordiense medio. Meléndez y Lardiés (1988) describen la plataforma carbonatada durante el Oxfordiense como una amplia plataforma abierta bien comunicada, homogénea y colonizada por espongiarios y crinoides en un régimen de elevada energía bajo la acción frecuente de tormentas.

Aurell (1990) realiza un estudio estratigráfico y sedimentológico detallado del Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica, centrado preferentemente en los estudios de la secuencia Oxfordiense desde el punto de vista de la Estratigrafía Secuencial. En este trabajo se define la Fm. Yátova como formación y se incluyen los materiales del Oxfordiense superior del área del Moncayo dentro de la Fm. Aldealpozo. Asimismo, realiza un estudio detallado de la discontinuidad

Calloviense-Oxfordiense, proponiéndose un origen somero ligado a una emersión parcial de la cuenca para esta discontinuidad, además de postularse una génesis de los ooides ferruginos a partir de materiales ferruginos procedentes de la formación de suelos lateríticos en los alrededores del Alto de Ejulve. Esta idea se ve apoyada por la presencia de depósitos lateríticos en numerosos puntos alrededor del Tethys, como Sicilia, Grecia o Hungría (Scherreicks et al., 2010).

Page *et al.* (2004) realizan una síntesis desde el Bathoniense superior hasta el Oxfordiense medio en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica en el contexto europeo. Aurell *et al.* (2003) realizan una síntesis de todo el Jurásico del área Noroeste de la península Ibérica propugnando la existencia en el intervalo estudiado de dos secuencias o ciclos transgresivo-regresivos, el primero correspondiente al Calloviense y el segundo al Oxfordiense. Bello (2005), realiza una revisión de la bioestratigrafía del Oxfordiense medio, de la taxonomía (con minúscula) de los ammonioideos más característicos de este período la familia Perisphinctidae, además de un estudio tafonómico de las asociaciones registradas de ammonioideos en los diferentes perfiles, que evidencian la existencia de ciclos sucesivos de profundización-somerización.

Por último Strasser *et al.* (2005) realizan un estudio sedimentológico de detalle propugnando la existencia de ciclos sedimentarios de 400.000 o 100.000 años para el Oxfordiense medio-superior, que los autores interpretan como relacionados con los eventos eustáticos registrados en el Oxfordiense del Tethys.

2.5: CUADRO LITOESTRATIGRAFICO

En la región estudiada, el cuadro litoestratigráfico original fue posteriormente modificado o completado ligeramente por otros autores (Aurell, 1990, Meléndez et al., 1990), elevando la unidad (Miembro) de Calizas con esponjas de Yátova al rango de Formación (Fm. Yátova). Otras modificaciones al cuadro general fueron introducidas por Aurell (1990) especialmente en el Jurásico Superior de la Rama Aragonesa. De un modo general, para el Jurásico Medio y Superior, este cuadro comprende las siguientes unidades, definidas formalmente como unidades litoestratigráficas (redefinidas en 2004 por Juan José Gómez y Sixto Fernández-López):

GRUPO CHELVA

- *Formación Pedregal* (localidad tipo: El Pedregal, Guadalajara).
Corresponde al tramo inferior, y tiene varias decenas de metros de espesor. Compuesto por calizas micríticas grises, bien estratificadas en capas centimétricas regulares. Edad comprendida entre el Aaleniense y el Bajociense inferior. Incluye la formación de biohermos de esponjas.
- *Formación Moscardón* (localidad tipo: Moscardón, Teruel, Sierra de Albarracín).

Calizas masivas oolíticas o bioclásticas (packstone a grainstone en bancos potentes, generalmente lenticulares con morfología de barras. Edad comprendida entre el Bajociense superior y el Bathoniense inferior.

- *Formación Domeño* (localidad tipo: Domeño, Valencia).
Unidad superior, formada por calizas fosilíferas y micríticas, con frecuencia peloidales o bioclásticas, en bancos regulares, generalmente alternando con tramos de margas. Edad comprendida entre el Bathoniense y el Calloviense.

EL LÍMITE CALLOVIENSE-OXFORDIENSE

En el punto de la desembocadura del barranco, en la rambla de la Paridera, el tramo superior de la Fm. Domeño forma una sucesión (superior a los 10 m de potencia) de bancos de caliza con delgadas intercalaciones margosas que culmina en un nivel que muestra una superficie inferior claramente irregular y en el que se reconocen sucesivas generaciones de “cavidades” cuyas superficies se cortan unas a otras, rellenas por caliza micrítica más o menos bioclástica con abundante contenido fosilífero (principalmente restos de ammonoideos, belemnites, y en menos proporción, braquiópodos y otros grupos de invertebrados marinos). En lámina delgada, en todo el tramo superior se puede reconocer “filamentos” (secciones de conchas de bivalvos pelágicos) y en ocasiones foraminíferos plantónicos. También en el relleno de algunas cavidades se reconocen laminaciones estromatolíticas.

Los ejemplares de ammonites son, en su práctica totalidad, moldes parciales con evidencias de reelaboración y diversas estructuras y superficies de abrasión que indican la acción de corrientes superficiales en condiciones inter a supramareales.

LA FORMACIÓN YÁTOVA Y LA SUCESIÓN OXFORDIENSE

Formación Yátova (o calizas con esponjas de Yátova): Comprende un conjunto de espesor métrico bastante constante (de 4-5 a 12-15 m) de calizas biomicríticas en bancos regulares de aspecto en ocasiones brechoide, caracterizadas por su alto contenido fosilífero, principalmente espongiarios (ver figura 2), crinoides, ammonites, bivalvos, braquiópodos. Su edad está comprendida entre el Oxfordiense medio y superior.

Los espongiarios se encuentran formando cuerpos generalmente biostromales y concentraciones que han sido interpretadas como niveles de tormenta, aunque en algunos puntos forman biohermos de espesor métrico.

Dentro de la Fm. Yátova se distinguen dos tramos: uno inferior que no suele sobrepasar los 2-3 m de espesor caracterizado por bancos masivos con alto contenido en micrita y en el que los espongiarios, especialmente en sectores como Sierra de Arcos, Sierra Palomera o Albarracín, se encuentran más fragmentados o en ocasiones más frecuentemente facies tuberoideas. Hacia la parte superior de este tramo los espongiarios forman bancos de carácter claramente biostromal,

conservando su forma y volumen, dispuestos en posición de máximo equilibrio mecánico (posición invertida) y mostrando un grado de empaquetamiento creciente hacia techo de los bancos (niveles de tormenta). La parte superior de este tramo corresponde al intervalo en donde en puntos señalados del sector de Ricla se reconocen las bioconstrucciones (biohermos) en el afloramiento Ri-7.

El tramo superior, cuya potencia puede oscilar entre 3 o 4 m y más de 12 m según los sectores, está formado por una alternancia de capas de calizas de tipo mudstone bioclástico y abundante contenido fosilífero (espongiarios, crinoides, braquiópodos, ammonites, bivalvos y gasterópodos) y grupos incrustantes como serpúlidos, briozoos, braquiópodos, etc. Las intercalaciones margosas están formadas en muchos caos por concentraciones de fósiles de espongiarios incluidos en una escasa matriz margosa. El techo de este intervalo corresponde en el sector de Ricla al límite Oxfordiense medio-superior (base de la Biozona Hypselum).



Fig. 2: Detalle de los restos de fósiles de espongiarios en la Fm. Yátova (Oxfordiense medio, Biozona Transversarium), encontrados en el afloramiento Ri.-2, en Ricla (Zaragoza).

2.6: EL CUADRO BIOESTRATIGRAFICO GENERAL

Bioestratigrafía del CALLOVIENSE

Los estudios bioestratigráficos de este intervalo se encuentran condicionada la existencia de diferencias entre afloramientos, lo que se pone de manifiesto a la hora de realizar una correlación bioestratigráfica y de caracterizar los diferentes biohorizontes. En general el Calloviense inferior y medio se presenta bien desarrollado en el área de Ricla-Aguilón, estando más condensado en las áreas centrales (Sierra de Arcos-Calanda) e incluso ausente en el área de Obón-Torre de la Arcas y Ejulve, constatándose la existencia de laguna estratigráfica generalizada en la parte basal de la Biozona Bullatus. En cuanto al Calloviense superior, está escasamente representado, encontrándose en la mayor parte de las áreas de la plataforma, afectado por el límite Calloviense-Oxfordiense. Los trabajos más relevantes sobre la problemática de la bioestratigrafía del Calloviense son los siguientes: Sequeiros (1984), Sequeiros y Meléndez (1987), Sequeiros y Cariou

(1984), Cariou et al. (1988), Lardiés et al. (1988), Lardiés (1990), Meléndez y Ramajo (2002) y Page et al. (2004).

Bioestratigrafía del OXFORDIENSE

En el cuadro bioestratigráfico realizado (figura 3) se ha indicado la subdivisión de las mismas en función de los Biohorizontes de Orthosphinctes estudiados por Atrops et al. (1997), propuesta que todavía no ha sido elevada a la categoría formal de Subbiozona. Los trabajos sobre este intervalo son numerosos destacando para el Oxfordiense inferior y medio los de Sequeiros et al. (1984), Cariou y Meléndez, (1984), Meléndez (1989), Lardiés et al. (1988), Lardiés, (1990), Meléndez y Fontana (1993), Page et al. (2004) y Bello (2005). En cuanto al Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, los trabajos de referencia más destacadas son Atrops y Meléndez (1985), Atrops et al. (1993), Meléndez (1989), Pérez-Urresti (1995), Atrops et al. (1997) y Pérez-Urresti et al. (1998).

La bioestratigrafía del Oxfordiense, al igual que la del Calloviense está condicionada por la existencia de lagunas estratigráficas. El Oxfordiense inferior está representado únicamente por la Subbiozona Claromontanus Ex Bukowskii de la Biozona Cordatum, afectando la laguna a la Biozona Mariae y al resto de la Biozona Cordatum. Así mismo en la base del Oxfordiense medio aparece únicamente registro parcial de las Subbiozonas Patturantesis y Antecedens de la Biozona Cordatum.

PISO	ZONA	SUBZONA	PISO	ZONA	SUBZONA	
CALLOVIENSE	SUPERIOR	LAMBERTI	OXFORDIENSE	SUPERIOR	PLANULA	Galar
						Planula
		ATHLETA			BIMAMMATUM	Hauffianum
						Bimammatum
	Trezeense	Hypselum				
	MEDIO	CORONATUM		Rota		
				Leuthardti		
				Baylei		
		ANCEPS		Tyranniformis		
				Stuebeli		
	INFERIOR	GRACILIS		Patina		
				Michalskii		
				Voultensis		
				Grossouvrei		
				Prahecuense		
Bullatus						
BULLATUS		Bullatus				
OXFORDIENSE	MEDIO	BIFURCATUS	Grossouvrei			
		TRANSVERSARIUM	Stenocycloides			
			Schilli			
	ANTECEDENS	Wartae				
		Buckmani				
	INFERIOR	PATURATTENSIS	Rotoides			
			Magnouatius			
		CLAROMONTANUS	Paturattensis			
			Mazuricus			
	MARIAE	Claromontanus				
	Mariae					

Fig. 3: Biozonación standard del Calloviense y Oxfordiense de la Cordillera Ibérica (Meléndez, 1989).

Asimismo existe una irregularidad en el depósito de la Subbiozona Parandieri de la base de la Biozona Transversarium, que aparece únicamente representada en el área noroccidental de la zona de estudio (Ricla-Aguilón), como pone de manifiesto Bello (2005). Esta Biozona se encuentra en otros puntos ausente o presente de manera esporádico, identificándose algunos ammonioideos reelaborados atribuidos a la misma en los depósitos condensados de la “Capa de Arroyofrío” o equivalentes laterales, tal y como sucede en el caso de las Biozonas Cordatum y Plicatilis. El registro de las biozonas del Oxfordiense medio y superior se encuentra bien representado en el área de estudio, sobre todo en los perfiles menos condensados (Ricla, Tosos y Aguilón). El Oxfordiense superior se ha subdividido recientemente en tres biozonas surgidas de elevar de categoría a las antiguas Subbiozonas de la Biozona Bimammatum, modificándose además el límite Oxfordiense- Kimmeridgiense en función de la propuesta de Atrops et al. (1997).

Este debe localizarse a la base de la Biozona Planula, que pasa al Kimmeridgiense. La elevación de categoría hace que no exista una subdivisión formal de estas Biozonas en Subbiozonas, con la excepción de la Subbiozonas Berrense y Semimammatum de la Biozona Hypselum.

3: GRÁFICOS Y DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS

RICLA

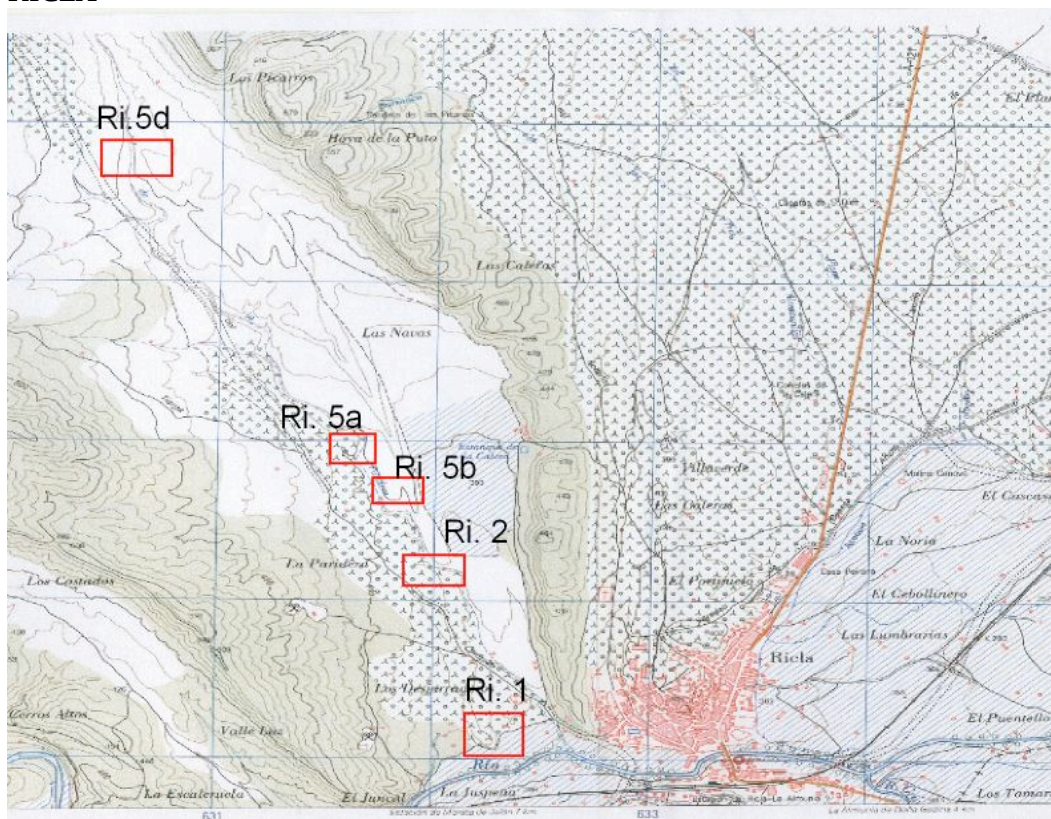


Fig. 4: Localización general de los afloramientos de Ricla (Zaragoza) donde se realizaron las columnas descritas en este apartado.

AFLORAMIENTO (Ri.1)

Situación:

El afloramiento (ver figura 4) se encuentra a 600 m al SW del pueblo de Ricla, y a 300 m al W del Barranco de La Paridera. Se puede acceder a él a pie desde el pueblo, usando cualquiera de los caminos que hay al sur de los campos de cultivo de Las Desjarraderas.

Base:

Se encuentra al pie de una ladera, junto a una de las acequias que bordean la zona, cubierta parcialmente por vegetación.

TRAMO 1:

1,60 m de alternancia de calizas y margas de tonos grises a gris oscuro.

Las calizas se disponen en estratos tabulares, ordenados en una secuencia estratocreciente, con espesor que varían entre 10 y 25 cm (ver figura 5). Presentan una textura de wackestone a packstone bioclástico, formada por restos de bivalvos, braquiópodos y fragmentos de belemnites. Las capas de margas varían de espesor a lo largo de todo el tramo (de 10 a 20 cm) y presentan una morfología lenticular, mientras que los bancos de caliza muestran una mayor continuidad lateral.

TRAMO 2:

2,39 m de alternancia de calizas grises y margas de tonos grises a gris oscuro.

Las calizas se disponen en estratos tabulares, ordenados en secuencias estratocrecientes de espesor variable (de 5 a 25 cm aproximadamente). Muestran una textura de tipo wackestone-packstone bioclástico, con fragmentos de bivalvos y belemnites. Las capas de margas entre los estratos de caliza alcanzan espesores de 2 a 8 cm, y tienen aspecto lajoso y una morfología generalmente lenticular.

TRAMO 3:

1,67 m de alternancia de calizas grises y margas de tonos grises a gris oscuro.

Las calizas forman estratos tabulares de espesor variable (entre 15 y 30 cm.) con textura wackestone-packstone bioclástico. Las capas de margas presentan espesores de 10 a 25 cm y, de un modo general, muestran una morfología lenticular.

TRAMO 4:

1,56 m de alternancia de calizas grises y margas de tonos grises a gris oscuro.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 10 a 12 cm. de espesor, con textura de wackestone a packstone bioclástico de bivalvos y braquiópodos. Las capas de margas presentan una morfología generalmente lenticular, con espesores que varían entre 10 y 15 cm.

A techo del tramo se encuentra el límite Calloviense-Oxfordiense (capa de Arroyofrío o su equivalente lateral) representado por una superficie irregular que delimita una serie de cavidades rellenas por intraclastos, laminaciones interpretadas como estromatolíticas u ocasionalmente algares (Ramajo y Meléndez, 1986; Ramajo 2006) y fósiles: belemnites, bivalvos, braquiópodos y fragmentos de moldes internos de ammonites, conservados generalmente como moldes fosfáticos.

TRAMO 5:

3,50 m de calizas de esponjas de tonos grises a gris claro.

En la parte basal se reconoce un intervalo de 15 a 20 cm formado casi exclusivamente por fósiles de espongiarios en su mayoría completos, sólo excepcionalmente algo fragmentados en disposición invertida (posición de máximo equilibrio mecánico) con un alto grado de encajamiento e imbricación y con muy escasa matriz margosa entre ellas. Los escasos ejemplares de ammonites encontrados (*P.(Dichotomosphinctes) luciaeformis* ENAY; *P.(Otosphinctes) nectobrigensis* MELENDEZ) permiten asociar este intervalo desde la base a la parte inferior-media del Oxfordiense medio, Biozona Transversarium. El registro ocasional en otros afloramientos de macroconchas de gran talla próximos al grupo de *Martelliceras parandieri* (de Loriol) podría indicar que la subbiozona basal de esta biozona se encuentra localmente presente en este sector.

Este tramo se divide en estratos generalmente de morfología lenticular, localmente con una mayor continuidad lateral, de calizas de esponjas escasamente fragmentadas con textura de tipo boundstone, que llegan a alcanzar de 15 a 25 y de 40 a 50 cm de espesor. La concentración a techo de secuencia de ejemplares de espongiarios en posición de máximo equilibrio mecánico mostrando un alto grado (creciente) de imbricación y encajamiento (boundstone) permite interpretar claramente estos depósitos como niveles de tormenta.

Los niveles a techo de secuencia con concentración de espongiarios (interpretables como "boundstone" de espongiarios) muestran a grandes rasgos una morfología lenticular, si bien su solapamiento lateral les da una mayor continuidad lateral.

TRAMO 6:

0,50 m parcialmente cubiertos por vegetación.

TRAMO 7:

0,50 m de calizas de esponjas de tonos grises a negros.

Este tramo se compone de dos estratos de calizas de 3 y 27 cm de espesor, de morfología generalmente lenticular y de textura de tipo boundstone de esponjas escasamente fragmentadas en disposición invertida (posición de máximo equilibrio mecánico) con un alto grado de encajamiento e imbricación y con muy escasa matriz margosa entre ellas.

TRAMO 8:

0,25 m parcialmente cubiertos por vegetación.

TRAMO 9:

0,20 m de calizas de esponjas de tonos grises a negros.

Las calizas se disponen en estratos de morfología generalmente lenticular y de textura de tipo boundstone de esponjas escasamente fragmentadas en disposición invertida (posición de máximo equilibrio mecánico) con un alto grado de encajamiento e imbricación y con muy escasa matriz margosa entre ellas.

TRAMO 10:

0,80 m totalmente cubiertos por vegetación.

TRAMO 11:

0,20 m de calizas de esponjas de tonos grises a negros.

Las calizas están dispuestas en estratos de morfología generalmente lenticular y de textura de tipo boundstone de esponjas escasamente fragmentadas en disposición invertida (posición de máximo equilibrio mecánico) con un alto grado de encajamiento e imbricación y con muy escasa matriz margosa entre ellas.

Techo:

El techo de la columna se encuentra en la parte más elevada de la ladera, totalmente cubierto por vegetación y derrubios procedentes del Cuaternario.

PISO	SUBPISO	ZONA	SUBZONA	ESCALA (m)	TRAMOS	ESPESOR (m)	Nº DE CAPA	LITOLOGÍA	TEXTURA					
									mg	M	W	P	G	B
JURÁSICO SUP. OXFORDIENSE	Transversarium	Co.		13	11	0,20	71							
				12	10	0,80	70							
					9	0,25								
					8	0,50								
					7	0,50	65							
					6	0,50	65							
JURÁSICO MEDIO CALLOVIENSE	Athleta	Co.		10	5	3,50	60							
				9			55							
				8										
				7	4	1,56	55							
				6										
				5	3	1,67	40							
				4			35							
3	2	2,39	30											
2			20											
1	1	1,60	10											
0			5											
			1											

Fig. 5: Sucesión estratigráfica del Calloviense superior-Oxfordiense medio en el afloramiento Ri.1, conocido como Las Desjarraderas.

AFLORAMIENTO (Ri. 2)

Situación:

El afloramiento se encuentra a aproximadamente 1,55 Km al NW del pueblo de Ricla, junto al Barranco de la Paridera, y a 700 m al sur de las vías del ferrocarril.

Base:

La base de la columna se encuentra en el fondo del Barranco de la Paridera, parcialmente cubierto por la vegetación. Los niveles basales han sido datados por los distintos autores (Sequeiros, 1984, Cariou et al., 1988; Lardiés, 1990) como correspondientes a la parte alta del Calloviense medio (Biozona Coronatum) por el registro de escasos restos de *Erymnoceras*, *Flabellisphinctes* y *reineckeii*idos.

TRAMO 1:

2,66 m de alternancia de calizas oscuras y margas de tonos grises a gris oscuro.

Las calizas se disponen en estratos de aspecto tabular, que alcanzan espesores de 15 a 25 cm, y presentan una textura de wackestone a packstone bioclástico (ver figura 6). Hacia la base pueden observarse restos y fragmentos de fósiles, como belemnites, bivalvos y, en ocasiones, moldes de ammonites. Las capas de margas beige muestran una morfología lenticular, y su espesor varía de 20 a 30 cm.

TRAMO 2:

1,17 m de alternancia de calizas oscuras y margas de tonos grises.

Las capas de caliza presentan morfología tabular, con espesores que varían alrededor de los 8 o 10 cm con una continuidad lateral superior a varias decenas de metros. Presentan una textura de tipo wackestone pasando progresivamente, hacia la parte superior a packstone con bioclastos, como fragmentos de bivalvos, belemnites y braquiópodos, presentando también una menor continuidad lateral. Las capas de margas alcanzan espesores de 5 a 20 cm, y muestran una morfología lenticular.

TRAMO 3:

1,51 m de calizas negras con intercalaciones de margas grises.

En este tramo los estratos de caliza, de aspecto tabular, se ordenan en una secuencia estratocreciente con gran variación en el espesor de las capas con relación a los tramos anteriores (llegando a alcanzar desde 18 a 50 cm). Muestran una textura wackestone-packstone bioclástica, con fragmentos de bivalvos y belemnites.

Las capas de margas, de 8 a 10 cm de espesor, tienen un aspecto lajoso y una morfología generalmente lenticular.

TRAMO 4:

1,05 m de calizas negras con intercalaciones de margas de tonos grises a gris oscuro.

Las calizas se disponen en tres estratos de aspecto tabular de 8, 20 y 30 cm de espesor, que presentan una textura de tipo wackestone-packstone bioclástica. Las capas de marga que separan los estratos de caliza tienen espesores que varían aproximadamente de 10 a 25 cm.

TRAMO 5:

1,50 m parcialmente cubiertos por vegetación. En los puntos en que puede verse la sucesión se observa una litología semejante.

TRAMO 6:

3,20 m de calizas con intercalaciones de margas de color gris oscuro.

Los estratos de caliza muestran un aspecto tabular con superficies ligeramente irregulares, y su espesor varía de 10 a 45 cm. Presentan una textura de tipo wackestone-packstone con bioclastos, en la que pueden observarse algunos fragmentos de bivalvos, belemnites y, ocasionalmente, restos de ammonoideos. Las capas margosas los estratos de caliza muestran una morfología lenticular, y su espesor varía de 8 a 10 cm.

TRAMO 7:

0,70 m parcialmente cubiertos por vegetación.

TRAMO 8:

3,19 m de alternancia de calizas grises y margas de tonos grises a gris oscuro.

Las calizas se disponen en estratos de aspecto tabular ordenados en una secuencia estratodecreciente, con espesores que varían de 50 a 20 cm. Muestran una textura de tipo wackestone-packstone de bioclastos con algunos restos de fósiles, como bivalvos, belemnites y braquiópodos. Las capas de margas de morfología lenticular alcanzan potencias de 5 a 10 cm.

La presencia de un ejemplar fragmentado (concha resedimentada) de *Peltoceras trifidum* (syn. *Peltoceras athleta* Gerard & Contaut; Fig. 6a) permite asignar estos últimos niveles a la parte inferior de la Biozona Athleta (Subbiozona Trezeense) del Calloviense superior, lo que concuerda con las repetidas referencias por distintos autores al registro de *H. (Putealicerias) trezeense* así como de *Peltoceras* en estos niveles (Bulard, 1972; Sequeiros, 1984; Cariou et al., 1988).



Fig 6a: Ejemplar resedimentado (Concha fragmentada) de *Peltoceras trifidum*, procedente del último nivel del Calloviense en el afloramiento Ri2. Junto a él, un ejemplar (fragmento de concha) de *Hecticoceras (Putealicerias) trezeense*. Ambos ejemplares, conservados como elementos resedimentados, permiten asignar este nivel a la parte inferior de la Biozona Athleta (Calloviense superior)

A techo del tramo se encuentra el límite Calloviense-Oxfordiense (capa de Arroyofrío o su equivalente lateral) representado por una superficie irregular que delimita una serie de cavidades rellenas por intraclastos, laminaciones interpretadas como estromatolíticas u ocasionalmente algares (Ramajo y Meléndez, 1986; Ramajo 2006) y fósiles: belemnites, bivalvos, braquiópodos y fragmentos de moldes internos de ammonites, conservados generalmente como moldes fosfáticos.

TRAMO 9:

1,95 m de calizas de esponjas de color gris a gris oscuro.

En la parte basal se reconoce un intervalo de 15 a 20 cm formado casi exclusivamente por fósiles de espongiarios en su mayoría completos, sólo excepcionalmente algo fragmentados en disposición invertida (posición de máximo equilibrio mecánico) con un alto grado de encajamiento e imbricación y con muy escasa matriz margosa entre ellas. Los escasos ejemplares de ammonites encontrados (*P.(Dichotomosphinctes) luciaeformis* ENAY; *P.(Otosphinctes) nectobrigensis* MELENDEZ) permiten asociar este intervalo desde la base a la parte inferior-media del Oxfordiense medio, Biozona Transversarium. El registro ocasional en otros afloramientos de macroconchas de gran talla próximos al grupo de *Martelliceras parandieri* (de Loriol) podría indicar que la subbiozona basal de esta biozona se encuentra localmente presente en este sector.

Este tramo se divide en estratos generalmente de morfología lenticular, localmente con una mayor continuidad lateral, de calizas de esponjas escasamente fragmentadas con textura de tipo boundstone, que llegan a alcanzar de 8 a 10 y de 20 a 60 cm de espesor. La concentración a techo de secuencia de ejemplares de espongiarios en posición de máximo equilibrio mecánico mostrando un alto grado (creciente) de imbricación y encajamiento (boundstone) permite interpretar claramente estos depósitos como niveles de tormenta.

Los niveles a techo de secuencia con concentración de espongiarios (interpretables como “boundstone” de espongiarios) muestran a grandes rasgos una morfología lenticular, si bien su solapamiento lateral les da una mayor continuidad lateral.

TRAMO 10:

1,15 m de calizas de esponjas de color gris a gris oscuro.

Al igual que el tramo anterior, está formado por capas de morfología generalmente lenticular, compuestas por fósiles de espongiarios en su mayoría completos, sólo excepcionalmente algo fragmentados, en disposición invertida (posición de máximo equilibrio mecánico) con un alto grado de encajamiento e imbricación y con muy escasa matriz margosa entre ellas. Los estratos alcanzan espesores de 10 a 50 cm aproximadamente.

Techo:

El techo de esta columna está cubierto por medio metro de derrubios, procedentes del Cuaternario, que llegan hasta la parte más elevada del Barranco de la Paridera.

PISO	SUBPISO	ZONA	SUBZONA	ESCALA (m)	TRAMOS	ESPESOR (m)	Nº DE CAPA	LITOLOGÍA	TEXTURA				
									mg	M	W	P	G
JURÁSICO MEDIO CALLOVIENSE	OXFORD.	Transv.		0	10	1,15	87						
				1	9	1,95	80						
				2	8	3,19	75						
				3	7	0,70	70						
				4	6	3,20	60						
				5	5	1,50	55						
				6	4	1,05	50						
				7	3	1,51	45						
				8	2	1,17	40						
				9	1	2,66	35						
JURÁSICO MEDIO CALLOVIENSE	OXFORD.	Athleta		0			30						
				1			20						
				2			10						
				3			5						
				4									
				5									
				6									
				7									
				8									
				9									

Fig. 6b: Sucesión estratigráfica del Calloviense medio-Oxfordiense medio en el afloramiento Ri.2.

AFLORAMIENTO (Ri. 5a)

Situación:

El afloramiento se encuentra a 2 Km al NW del pueblo de Ricla, atravesando un túnel por debajo de las vías del AVE, hasta llegar a uno de los tramos del Barranco de la Paridera.

Base:

La base de esta columna se encuentra en el fondo del barranco, unos metros al N de las vías del tren, cubierta parcialmente por derrubios y vegetación.

TRAMO 1:

2,70 m de margas de color gris con intercalaciones de calizas de tonos gris-gris oscuro.

Las margas, de aspecto masivo, se disponen en paquetes de 60 a 70 cm de espesor, y una morfología generalmente lenticular (ver figura 7). Las calizas forman estratos de aspecto tabular y superficie irregular, cuyo espesor varía de 20 a 25 cm. Muestran una textura de tipo wackestone-packstone bioclástica, con escasos restos de fósiles como fragmentos de bivalvos, belemnites y braquiópodos.

TRAMO 2:

0,50 m parcialmente cubiertos por vegetación.

TRAMO 3:

4,10 m de alternancia de calizas de tonos oscuros y margas de color gris.

Las calizas se disponen en estratos de aspecto generalmente tabular, ordenados en una secuencia estratocreciente, y muestran una textura de tipo wackestone-packstone. Alcanzan espesores que varían de 20 a 30 cm. Las capas de margas a margocalizas que separan los estratos de calizas tienen un aspecto masivo, y espesores que varían de 20 a 60 cm.

TRAMO 4:

2,40 m de alternancia de calizas de tonos beige y margas de color gris a beige oscuro.

Los estratos de caliza, de aspecto tabular y superficie irregular, están ordenados en una secuencia estratocreciente con variaciones de potencia del orden de 25 a 35 cm. Muestran una textura de tipo wackestone-packstone de bioclastos.

Las margas o margocalizas, por el contrario, presentan un aspecto masivo y disminuyen de espesor de base a techo del tramo, y presentan una morfología lenticular de forma general, mientras que los bancos de caliza muestran una mayor continuidad lateral.

Techo:

El techo de la columna está cubierto por derrubios del Cuaternario de más de un metro de potencia, que llega hasta la parte más elevada del Barranco de la Paridera.

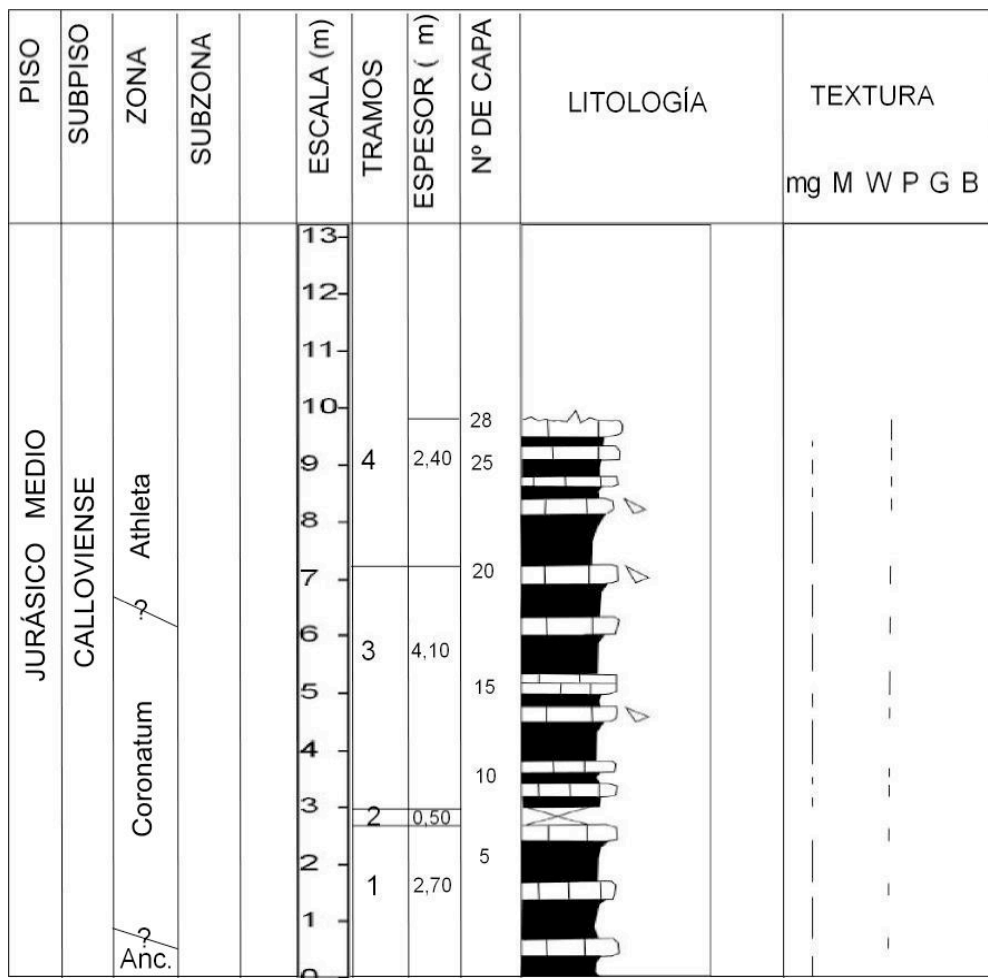


Fig. 7: Sucesión estratigráfica del Calloviense medio-superior en el afloramiento Ri.5a, cerca de las vías de tren.

AFLORAMIENTO (Ri. 5b)

Situación:

El afloramiento está situado a 2 Km al NW del pueblo de Ricla, en una de las trincheras de las vías del AVE. Puede accederse a él a pie por uno de los caminos que sale de Ricla y atraviesa el área de La Paridera en dirección norte.

Base:

La base de la columna se encuentra en uno de los extremos de la trinchera, muy cerca de uno de los túneles que pasa por debajo de las vías.

TRAMO 1:

2m de margas de color gris con intercalaciones de calizas negras.

Las margas, de aspecto masivo, se agrupan en 3 paquetes de 25, 40 y 80 cm de espesor, intercaladas por estratos de caliza (ver figura 8). Estas capas de caliza, de

aspecto generalmente tabular, superficie irregular y mayor continuidad lateral que las margas, no superan los 10 u 8 cm de potencia, y muestran una textura de tipo wackestone-packstone.

TRAMO 2:

0,77 m de alternancia de calizas negras y margas de tonos grises a gris oscuro.

Las calizas se disponen en estratos de aspecto tabular, de 5 a 10 cm de potencia, y de textura wackestone-packstone bioclástico, que contienen restos de fósiles como fragmentos de belemnites y bivalvos. Las capas de marga o margocaliza presentan una morfología lenticular a modo general, mayor continuidad lateral que las calizas, y su potencia no supera los 8 a 10 cm.

TRAMO 3:

3,42 m de alternancia de calizas oscuras y margas de tonos grises a gris oscuro.

Las calizas se disponen en estratos de aspecto tabular, que disminuyen de espesor hacia techo (de 30 a 10 cm) dando lugar a una secuencia estratodecreciente. Muestran una textura de tipo wackestone-packstone bioclástico, en la que pueden observarse restos de fósiles como belemnites, braquiópodos y bivalvos, escasamente fragmentados

Las capas de margas, de morfología generalmente lenticular, también disminuyen de espesor hacia el techo del tramo, y muestran menor continuidad lateral que las calizas. Su potencia varía aproximadamente de 35 a 10 (en ocasiones 8) cm.

TRAMO 4:

6,75 m de calizas de color negro a gris oscuro con intercalaciones de margas grises.

Los estratos de caliza, de aspecto tabular, varían de espesor a lo largo de todo el tramo, alcanzando potencias mínimas de 10 a 15 cm y máximas de 50 a 60 cm. Muestran texturas de tipo wackestone-packstone bioclástico, con restos de fósiles como braquiópodos, belemnites y bivalvos, en su mayoría completos.

Las capas de margas o margocalizas, de aspecto lajoso y morfología lenticular, no superan los 10 cm de espesor.

TRAMO 5:

1,75 m de calizas de tonos oscuros con escasas intercalaciones de margas grises.

Las calizas se disponen en estratos, de aspecto tabular, agrupados en un único paquete de 1,65 m. Presentan una textura wackestone-packstone bioclástico, en la que pueden observarse fragmentos de fósiles como bivalvos, braquiópodos y belemnites.

La única capa de margas de este tramo se encuentra en la base, y muestra un aspecto lajoso, con una morfología generalmente lenticular, y su espesor no supera los 10 u 8 cm.

A techo del tramo se encuentra el límite Calloviense-Oxfordiense (capa de Arroyofrío o su equivalente lateral) representado por una superficie irregular que delimita una serie de cavidades rellenas por intraclastos, laminaciones interpretadas como estromatolíticas u ocasionalmente algares (Ramajo y Meléndez, 1986; Ramajo 2006) y fósiles: belemnites, bivalvos, braquiópodos y fragmentos de moldes internos de ammonites, conservados generalmente como moldes fosfáticos.

TRAMO 6:

7,50 m de calizas de esponjas de tonos grises a gris oscuro.

En la parte basal se reconoce un intervalo de 15 a 20 cm formado casi exclusivamente por fósiles de espongiarios en su mayoría completos, sólo excepcionalmente algo fragmentados en disposición invertida (posición de máximo equilibrio mecánico) con un alto grado de encajamiento e imbricación y con muy escasa matriz margosa entre ellas. Los escasos ejemplares de ammonites encontrados (*P. (Dichotomosphinctes) liuciaeformis* ENAY; *P. (Otosphinctes) nectobrigensis* MELÉNDEZ) permiten asociar este intervalo desde la base a la parte inferior-media del Oxfordiense medio, Biozona Transversarium. El registro ocasional en otros afloramientos de macroconchas de gran talla próximos al grupo de *Martelliceras parandieri* (de Loriol) podría indicar que la subbiozona basal de esta biozona se encuentra localmente presente en este sector.

Este tramo se divide en estratos generalmente de morfología lenticular, localmente con una mayor continuidad lateral, de calizas de esponjas escasamente fragmentadas con textura de tipo boundstone, que llegan a alcanzar de 10 a 20 y de 20 a 70 cm de espesor. La concentración a techo de secuencia de ejemplares de espongiarios en posición de máximo equilibrio mecánico mostrando un alto grado (creciente) de imbricación y encajamiento (boundstone) permite interpretar claramente estos depósitos como niveles de tormenta.

Los niveles a techo de secuencia con concentración de espongiarios (interpretables como "boundstone" de espongiarios) muestran a grandes rasgos una morfología lenticular, si bien su solapamiento lateral les da una mayor continuidad lateral.

Techo:

El techo de esta columna está cubierto totalmente por derrubios del Cuaternario y restos de vegetación. Está ubicado en el extremo E de la trinchera del tren, justo al lado del túnel por el que se accede por debajo de las vías.

PISO	SUBPISO	ZONA	SUBZONA	ESCALA (m)	TRAMOS	ESPESOR (m)	Nº DE CAPA	LITOLOGÍA	TEXTURA					
									mg	M	W	P	G	B
JURÁSICO MEDIO	CALLOVIENSE	Anceps		0	1	2,0	6							
				15		2	0,77		15					
				20	3		3,42		20					
		36		4		6,75	36							
		50			5	1,75	50							
		61		61										
JURÁSICO SUP.	OXFORDIENSE	Transver.		61	6	7,50	61							
				76			76		76					
				81	81	81								
		85		85		85								
		96			96	96								
		104		104										
113	113													

Fig. 8: Sucesión estratigráfica del Calloviense medio-Oxfordiense medio en el afloramiento Ri.5b, en la trinchera de las vías del tren.

AFLORAMIENTO (Ri. 5d)

Situación:

El afloramiento se encuentra a 4 Km NW del pueblo de Ricla, en uno de los tramos del Barranco de la Paridera, y a unos metros de la formación rocosa conocida como Los Picarros.

TRAMO 1:

5,03 m de alternancia de calizas de tonos oscuros y margas grises.

Las calizas se disponen en estratos de aspecto tabular y de espesor variable (de 10 cm mínimo a 30 o 40 m como máximo), con una textura de tipo wackestone-packstone bioclástico (ver figura 9). Se pueden observar algunos restos de fósiles,

como fragmentos de bivalvos, belemnites, braquiópodos, gasterópodos y escasos moldes de ammonoideos.

Las capas de marga a margocaliza, de aspecto lajoso y superficie irregular, no superan los 10 cm de espesor, y a pesar de su morfología generalmente lenticular, presentan menor continuidad lateral que las calizas.

A techo del tramo se encuentra el límite Calloviense-Oxfordiense (capa de Arroyofrío o su equivalente lateral) representado por una superficie irregular que delimita una serie de cavidades rellenas por intraclastos, laminaciones interpretadas como estromatolíticas u ocasionalmente algares (Ramajo y Meléndez, 1986; Ramajo 2006) y fósiles: belemnites, bivalvos, braquiópodos y fragmentos de moldes internos de ammonites, conservados generalmente como moldes fosfáticos.

TRAMO 2:

3,83 m de calizas de esponjas de tonos grises a beige.

En la parte basal se reconoce un intervalo de 15 a 20 cm formado casi exclusivamente por fósiles de espongiarios en su mayoría completos, sólo excepcionalmente algo fragmentados en disposición invertida (posición de máximo equilibrio mecánico) con un alto grado de encajamiento e imbricación y con muy escasa matriz margosa entre ellas. Los escasos ejemplares de ammonites encontrados (*P.(Dichotomosphinctes) liuciaeformis* ENAY; *P.(Otosphinctes) nectobrigensis* MELENDEZ) permiten asociar este intervalo desde la base a la parte inferior-media del Oxfordiense medio, Biozona Transversarium. El registro ocasional en otros afloramientos de macroconchas de gran talla próximos al grupo de *Martelliceras parandieri* (de Loriol) podría indicar que la subbiozona basal de esta biozona se encuentra localmente presente en este sector.

Este tramo se divide en estratos generalmente de morfología lenticular, localmente con una mayor continuidad lateral, de calizas de esponjas escasamente fragmentadas con textura de tipo boundstone, que llegan a alcanzar de 15 a 25 y de 10 a 50 cm de espesor. La concentración a techo de secuencia de ejemplares de espongiarios en posición de máximo equilibrio mecánico mostrando un alto grado (creciente) de imbricación y encajamiento (boundstone) permite interpretar claramente estos depósitos como niveles de tormenta.

Los niveles a techo de secuencia con concentración de espongiarios (interpretables como “boundstone” de espongiarios) muestran a grandes rasgos una morfología lenticular, si bien su solapamiento lateral les da una mayor continuidad lateral.

TRAMO 3:

4,29 m de calizas de esponjas de color gris oscuro.

Las calizas se disponen en estratos de morfología generalmente lenticular y de textura de tipo boundstone de esponjas escasamente fragmentadas en disposición

invertida (posición de máximo equilibrio mecánico) con un alto grado de encajamiento e imbricación y con muy escasa matriz micrítica entre ellas.

Al igual que en el tramo anterior, las calizas se disponen en estratos de morfología generalmente lenticular y de textura de tipo boundstone de esponjas escasamente fragmentadas en disposición invertida (posición de máximo equilibrio mecánico) con un alto grado de encajamiento e imbricación y con muy escasa matriz margosa entre ellas. Alcanzan espesores que varían de 10 a 20 y de 10 a 30 cm aproximadamente, a lo largo de todo el tramo. Se trata de niveles biostromales interpretables como niveles de tormenta.

Techo:

El techo de esta columna se encuentra en la parte más elevada del barranco, cubierta por vegetación y depósitos de origen Cuaternario.

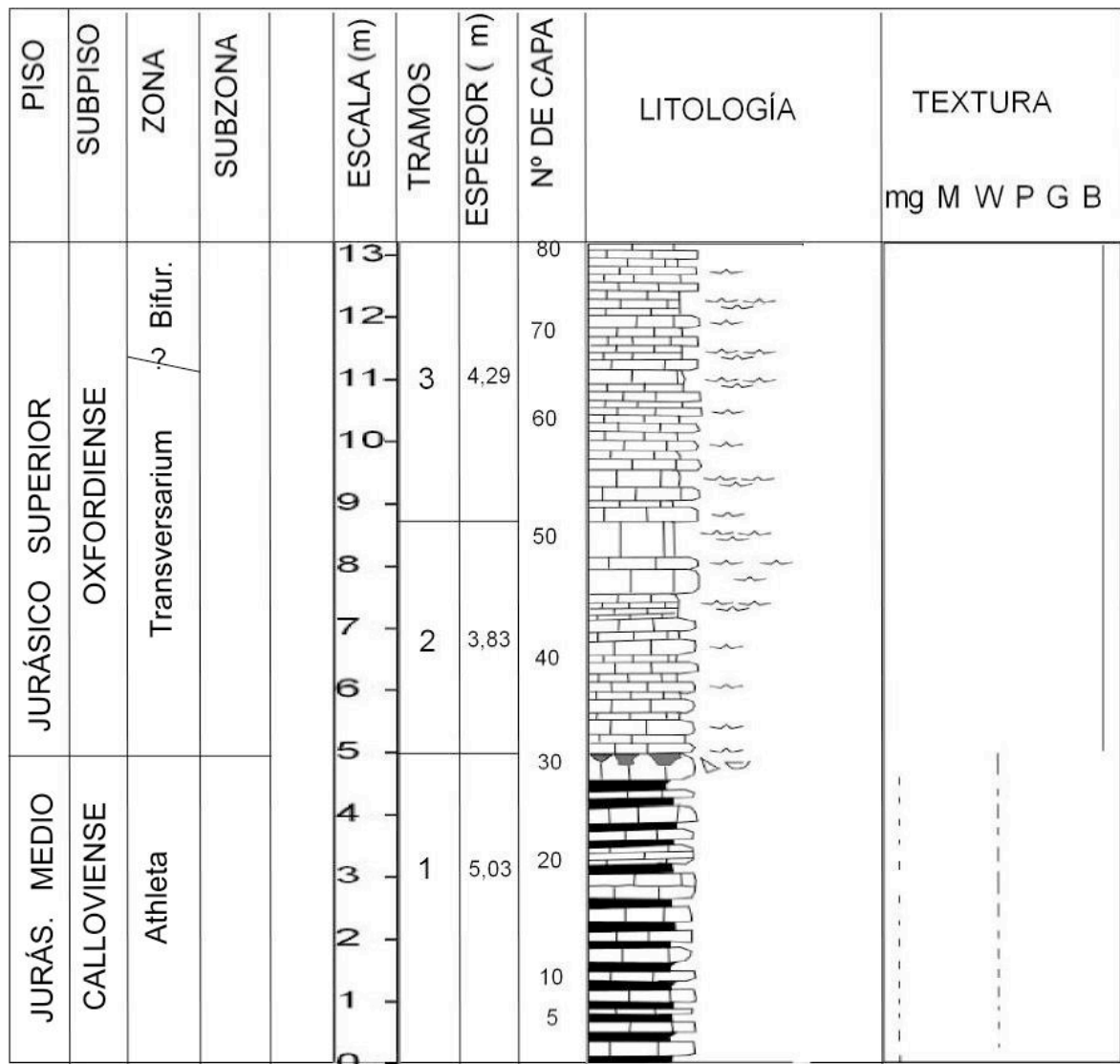


Fig. 9: Sucesión estratigráfica del Calloviense superior-Oxfordiense medio en el afloramiento Ri.5d, a unos metros de la formación rocosa conocida como Los Picarros.

A continuación, se muestra el resultado de correlacionar las sucesiones de los diferentes afloramientos de Ricla, descritas en el apartado anterior (figura 10):

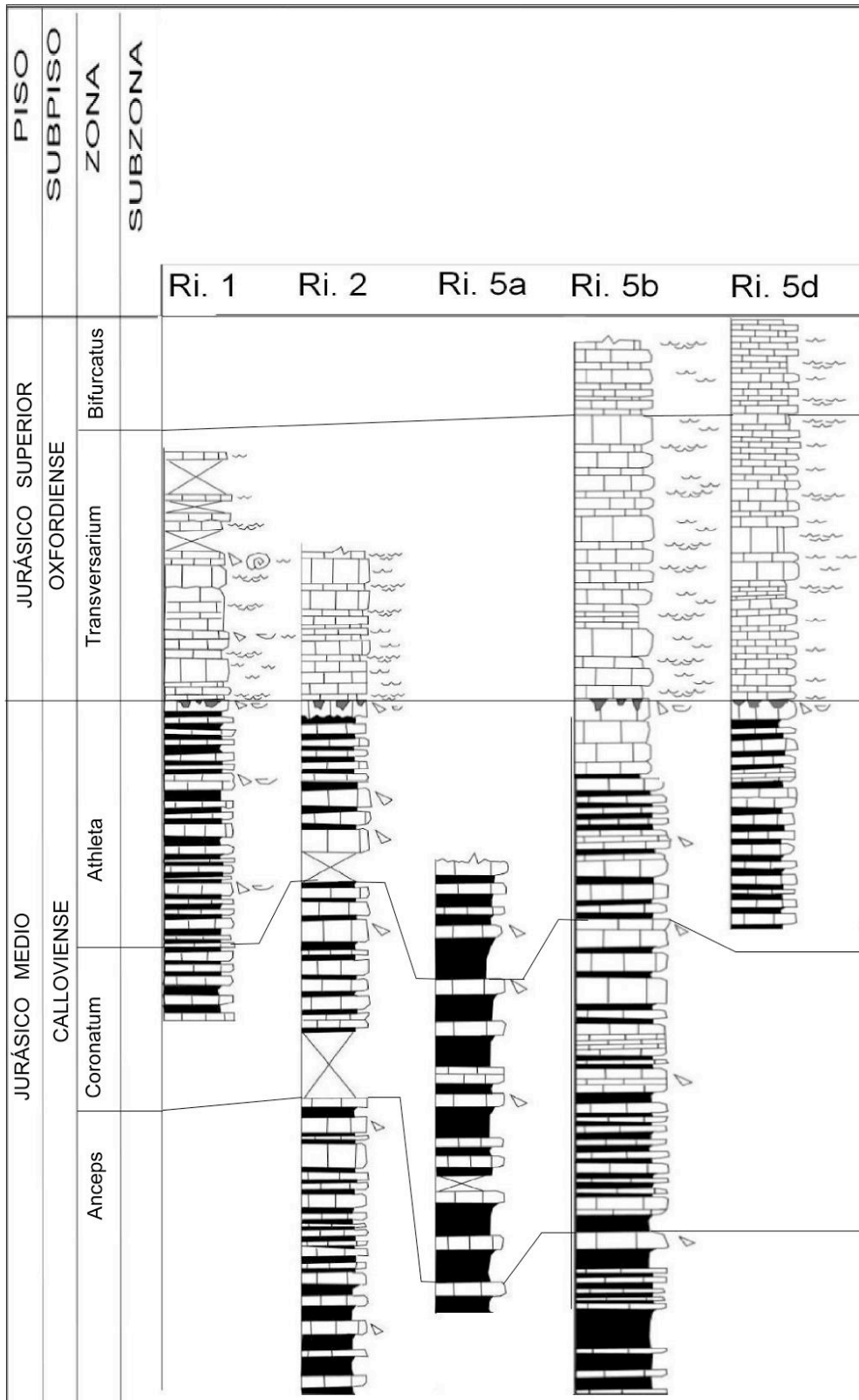


Fig. 10: Correlación de las sucesiones estratigráficas descritas.

4: ANÁLISIS TAFONÓMICO DE LAS ASOCIACIONES DE AMMONITES

- DESCRIPCIÓN DE LOS MECANISMOS DE ALTERACIÓN TAFONÓMICA:

Las variaciones en el estado de conservación de un fósil, así como su composición, estructura y/o ubicación espacio-temporal, dependen de los mecanismos de alteración tafonómica. Entre los distintos mecanismos de alteración tafonómica, reflejados en la figura 11, se han destacado los más importantes observados en los ammonites de Ricla:

Encostramiento: En el caso de Ricla, el enterramiento rápido de las conchas pudo retardar e incluso impedir el desarrollo de colonizadores intra- o extratálamicos, aunque no fue lo suficientemente rápido como para evitar total o parcialmente los procesos de biodegradación-descomposición producidos en las partes blandas de dichas conchas.

Relleno sedimentario: Aproximadamente el 95 o 96 % de las cavidades de los fragmoconos de las conchas de ammonites muestran evidencias de relleno de partículas sedimentarias, que bien pudo ser producido antes de ser enterradas o incluso después. En las réplicas producidas mediante este proceso se pueden observar los restos de la ornamentación original del resto orgánico previamente destruido.

Mineralización sinsedimentaria: Los moldes internos concrecionales, tal y como se puede ver en la figura 11, son bastante comunes en la zona de estudio de Ricla, siendo los de origen calcáreo más abundantes que los fosfáticos. Dichos moldes tuvieron lugar en un ambiente de baja tasa de sedimentación y cerca de la interfase agua/sedimento.

Abrasión: Las evidencias de facetas elipsoidales o de truncamiento en las conchas o moldes internos de los ammonites estudiados suelen ser bastante escasas. A pesar de que las facetas de truncamiento y elipsoidales pueden sugerir datos sobre la energía del medio, no son lo suficientemente abundantes como para poder asegurar nada al respecto.

En cuanto a los surcos anulares presentes en los moldes internos de los ammonites estudiados (ver figura 12), son un poco más abundantes que las facetas elipsoidales y de truncamiento. Generalmente, indican que el ambiente en el que se formaron era bastante somero, pero de nuevo, no son lo suficientemente abundantes como para determinarlo de forma definitiva.

Distorsión tafonómica: Aproximadamente, el 95 % de las conchas y moldes de los ammonites estudiados presentan evidencias claras de fracturación y/o fragmentación respectivamente. La fracturación mecánica pudo ser debida al impacto de la concha contra las partículas disueltas en el medio en un ambiente

turbulento de alta energía, o a la compactación causada por la acción de la presión litostática que tuvo lugar durante el enterramiento.

Necrocinesis: Dado que la gran mayoría de los ammonites encontrados en el área de estudio pertenecen a individuos de gran talla, y teniendo en cuenta que el efecto de la flotabilidad es mayor en especímenes de gran volumen, cabe esperar que los fenómenos de deriva necroplanctónica hayan influido de gran manera en el transporte de los ejemplares que podemos encontrar en Ricla.

Desarticulación: Durante los intervalos de menor tasa de sedimentación es posible encontrar restos de conchas y/o moldes de ammonites desarticulados, desprovistos de cámara de habitación, opérculo, o tubo sifonal. Esto indica que el grado de alteración tafonómica que han sufrido estos restos antes de su enterramiento final fue bastante significativo.

Dispersión: Como ya se ha explicado en el apartado de necrocinesis, las conchas de mayor tamaño tuvieron más probabilidad de ser transportadas por flotación. Por el grado de empaquetamiento, los ejemplares se pueden clasificar en tres tipos de poblaciones tafonómicas:




Las de tipo 1 y 2, desarrolladas durante episodios de profundización, representan el 20 y 30 % de los ejemplares analizados y son las que muestran un empaquetamiento máximo o medio respectivamente. Las de tipo 3, características de los ambientes más someros e inestables, representan el 50 % de los ejemplares analizados y son las que presentan el menor empaquetamiento.

Reagrupamiento: Sólo un pequeño porcentaje de los ejemplares de ammonites estudiados, tanto conchas como moldes, presentan alguna evidencia de agrupamiento encajado o imbricación, lo que concuerda con los porcentajes correspondientes a las poblaciones tafonómicas presente en la figura 11.



Removilización: Teniendo en cuenta que aproximadamente el 98% de los ejemplares de ammonites analizados pertenecen a elementos reelaborados, lo que se traduce a un alto grado de removilización. Esto indica una disminución en la tasa de sedimentación y/o la tasa de acumulación de sedimentos en el medio.

MECANISMOS DE ALTERACIÓN TAFONÓMICA Y PORCENTAJES EN AMMONOIDEOS:



BIODEGRADACIÓN-DESCOMPOSICIÓN

Cámaras de habitación con partes blandas	0 %	
Conchas con periostraco	0 %	
Tubos sifonales con anillos conectivos	0 %	

ENCOSTRAMIENTO

Conolizadores extra o intratalámicos	5 %	
Láminas estromatolíticas	0 %	

RELLENO SEDIMENTARIO

Fragmoconos con relleno sedimentario	95 %	
Pseudomorfosis siliciclásticas	0 %	

MINERALIZACIÓN SINSEDIMENTARIA

Moldes concrecionales	95%	
Moldes piritosos	0 %	

ABRASIÓN

Facetas de truncamiento	10 %	
Facetas elipsoidales	10 %	
Facetas de rodamiento	0 %	
Surcos anulares	20 %	

BIOEROSIÓN

Moldes con perforaciones biogénicas	0 %	
-------------------------------------	-----	---

DISOLUCIÓN SINSEDIMENTARIA

Conchas sin septos	0 %	
Moldes sin septos	10 %	

DISTORSIÓN TAFONÓMICA

Conchas con fracturas	95 %	
Conchas completas	5 %	
Moldes fragmentados	95 %	



DESARTICULACIÓN

Conchas desarticuladas	50 %	
Moldes desarticulados	60 %	

DISPERSIÓN

Poblaciones tafonómicas de tipo 1	20 %	
Poblaciones tafonómicas de tipo 2	30 %	
Poblaciones tafonómicas de tipo 3	50 %	

REAGRUPAMIENTO

Conchas con agrupamiento encajado o imbricado	10 %	
Moldes con agrupamiento imbricado	10 %	

REMOVILIZACIÓN


Elementos acumulados	0 %	
Elementos resedimentados	2 %	
Elementos reelaborados	98 %	

Fig. 11: Porcentajes de los caracteres tafonómicos de los ammonoideos estudiados del Calloviense y Oxfordiense de Ricla (Zaragoza).

EJEMPLARES RECONOCIDOS EN EL LÍMITE CALLOVIENSE-OXFORDIENSE:



Fig. 12: Límite Calloviense-Oxfordiense en el afloramiento Ri. 1 (Ricla, Zaragoza), en el que pueden verse algunos ejemplares que muestran evidencias de facetas elipsoidales, de truncamiento y surcos anulares.

En la siguiente imagen, perteneciente al límite Calloviense-Oxfordiense del afloramiento Ri. 1 de Ricla (Zaragoza), se pueden observar varios moldes internos reelaborados de ejemplares de ammonites. A continuación se analizan las características tafonómicas de dichos ejemplares y sus implicaciones:

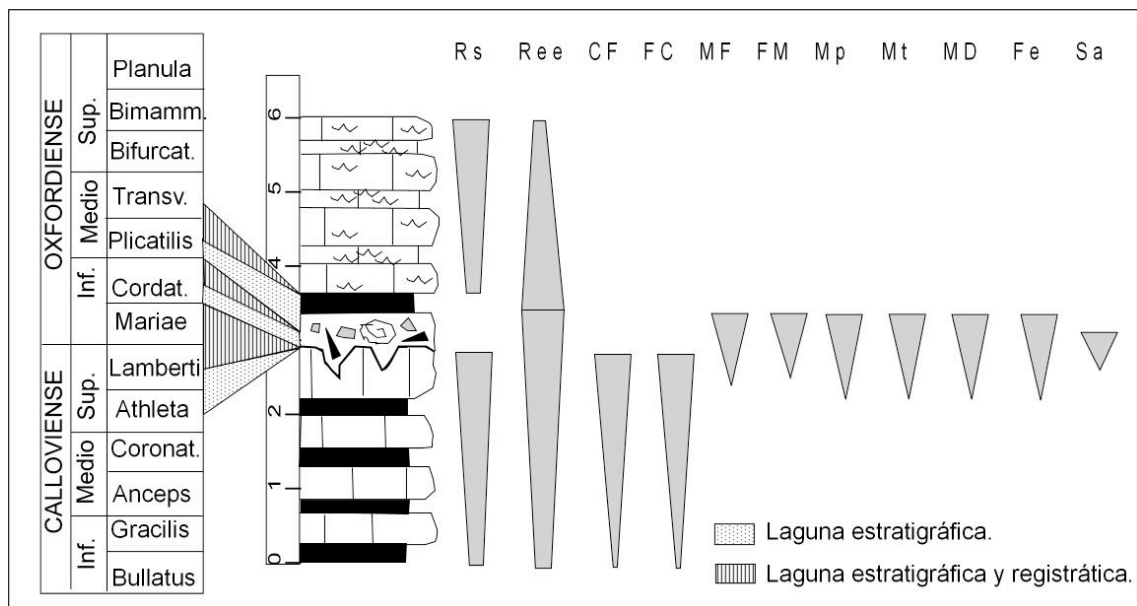
1.- (Rojo): En la parte superior de la imagen puede verse un ejemplar de un representante de *passendorferiinae* (ind) del Oxfordiense inferior, que muestra un surco anular a lo largo de la Región ventral. Dicho surco se formó en un medio inter a supramareal bajo la acción de corrientes direccionales no oscilatorias (Fernández-López, 1985).

2.- (Verde): Justamente debajo, se encuentra un ejemplar fragmentado de un posible peltocerátido de que presenta una faceta de truncamiento (la superficie indicada por la flecha) en posición incongruente con la estratificación. Esto indica que el ejemplar, con posterioridad a la cementación del relleno, fue sometido a desenterramiento parcial y la acción de corrientes direccionales en un ambiente submareal somero, bajo unas condiciones de baja tasa y velocidad de

sedimentación, donde la acción abrasiva de las mismas predominó sobre la tasa de aporte de sedimento. La posición incongruente de la faceta de truncamiento evidencia el desenterramiento y reelaboración del ejemplar previo a su enterramiento final

3.- (Azul): En la parte inferior de la imagen se puede observar dos ejemplares con sendas facetas de desarticulación a favor de un septo. El superior, aparentemente un ejemplar *Phylloceras* y el inferior, un probable representante de *Hecticoceras gr trezeense*. En ambos casos puede verse la clara discontinuidad litológica, textural y estructural entre el relleno micrítico y la matriz margoso-arenosa. Esto indica unas condiciones durante el proceso de reelaboración de cierta energía bajo la acción de corrientes oscilatorias (oleaje), probablemente en un ambiente submareal somero y en condiciones de baja tasa de sedimentación. La velocidad de sedimentación no obstante, pudo ser alta en algunos episodios, como evidencia el carácter siliciclástico de los materiales que componen la matriz. Esto apoya la idea ya expresada por diversos autores (Aurell et al., 1994; Meléndez y Ramajo 2002; Meléndez et al. 2007) de que el intervalo correspondiente al límite Calloviense-Oxfordiense en la Cordillera Ibérica corresponde a una secuencia condensada formada por sedimentos expandidos.

Al analizar el gradiente de variación de los caracteres tafonómicos descritos anteriormente, de los ejemplares de ammonoideos localizados en la capa en la que se encuentra el límite Calloviense-Oxfordiense, se pueden realizar un gráfico como el de la figura 13. El conjunto de dichos gradientes define una tendencia gracias a la cual se puede deducir el clino tafonómico que representan. El clino tafonómico mostrado en la figura 14 aporta una serie de características del medio (energía, tasa de sedimentación, profundidad) y el ambiente que engloba al límite Calloviense-Oxfordiense.



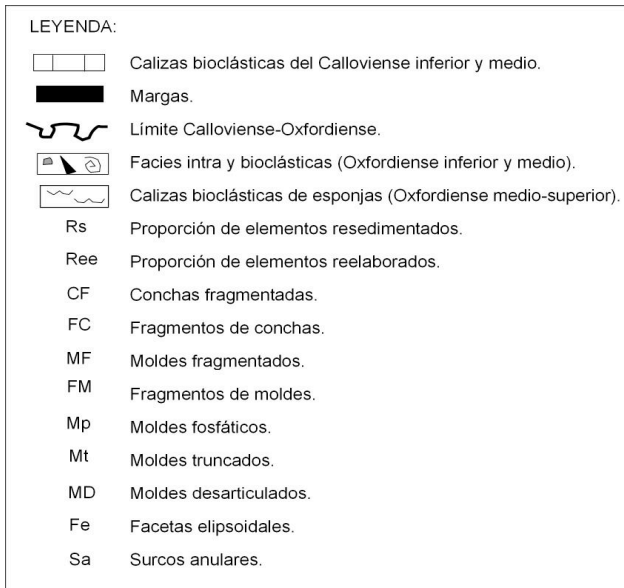
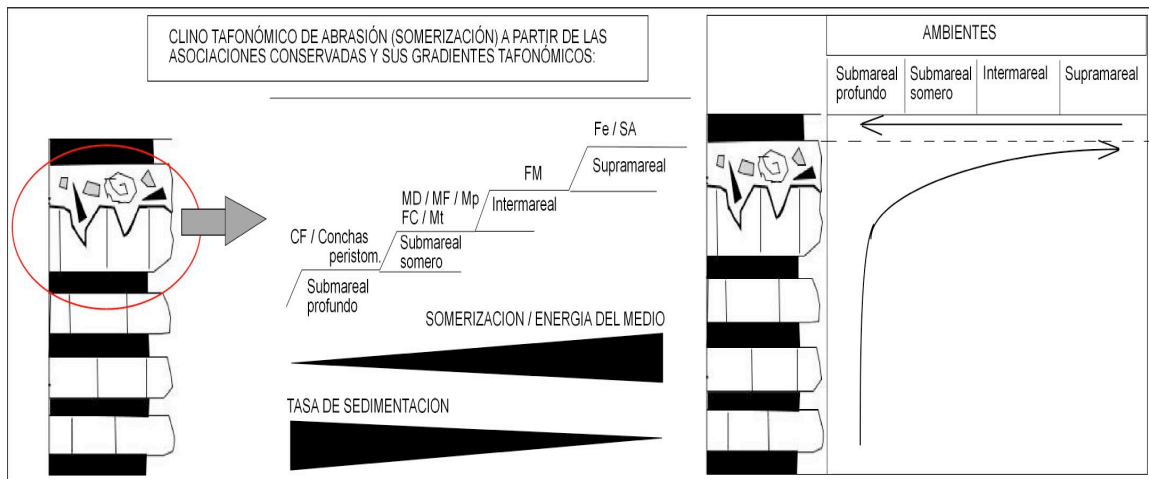


Fig. 13: Variación de los caracteres tafonómicos del límite Calloviense-Oxfordiense de Ricla (Zaragoza).



*Fig. 14: Clino tafonómico a partir de los gradientes de variación de los caracteres tafonómicos del límite Calloviense-Oxfordiense de Ricla (Zaragoza). Los materiales del Calloviense superior forman una típica secuencia estratocreciente de somerización en la que aumenta progresivamente la energía (reflejado en el mayor grado de fragmentación de las conchas) y disminuye la profundidad y la tasa de sedimentación, lo que se refleja en la mayor concentración de conchas llegadas por deriva y el grado de aloctonía de las mismas. La última capa del Calloviense, con ejemplares resedimentados de *Peltoceras trifidum* y *Hectioceras trezeense* corresponde a la parte inferior de la Biozona Athleta (Biohorizonte Trezeense).*

CONCLUSIÓN:

En el interior de las cavidades se reconoce un clino tafonómico formado por ejemplares de ammonites (moldes reelaborados) que muestran caracteres indicativos de condiciones ambientales desde un ambiente submareal somero

(moldes fragmentados y desarticulados) a inter- o supramareal (moldes con surcos anulares) de acuerdo con los autores Fernández-López (1985) y Fernández-López y Meléndez (1995).

5: ANÁLISIS BIOGEOGRÁFICO DE LAS ASOCIACIONES DE AMMONITES

ANÁLISIS DE LOS TIPOS DE POBLACIONES TAFÓNICAS: CONTRASTACIÓN DE LA AUTOCTONÍA/ALOCTONÍA:

El término aloctonía tafonómica suele usarse para expresar que los fósiles han experimentado transporte lateral fuera del lugar o región donde se han producido, de tal manera que la resedimentación o el desplazamiento rápido de un organismo fósil no implica su aloctonía. El término parautóctono ha sido empleado para denotar ejemplares autóctonos removilizados en algún grado, pero no transportados fuera del lugar de producción, y aproximadamente contemporáneos con el sedimento encajante. La parautoctonía puede ser entendida como un caso particular de autoctonía o bien como una situación intermedia entre autoctonía y aloctonía; es decir, el carácter resedimentado o reelaborado de un fósil no implica su aloctonía.

Autoctonía tafonómica (ver figura 15) se refiere a las entidades conservadas que han sido registradas en el lugar de producción (coincidencia entre el lugar de producción y de registro). Para contrastar esto, deben estudiarse los caracteres tafonómicos como las evidencias de transporte postmortal (selección por tamaños, etc). En caso contrario, si han sido transportadas lateralmente hasta un lugar o región diferente al de producción, las entidades conservadas son alóctonas.

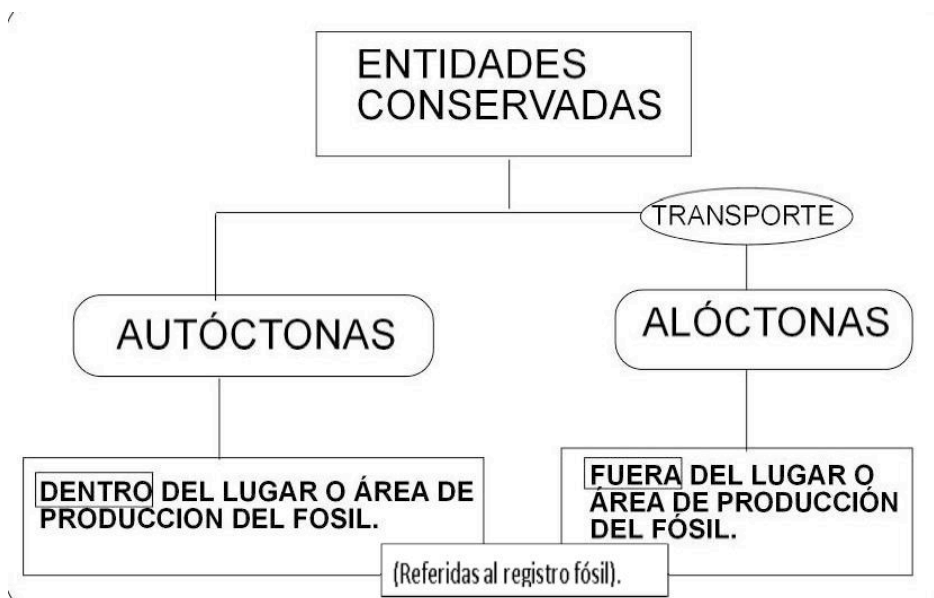


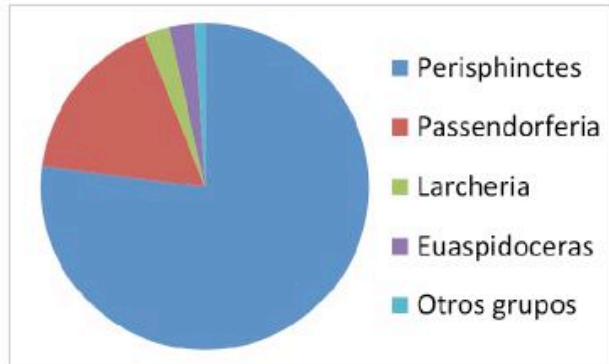
Fig. 15: En este esquema se explican las diferencias principales entre aloctonía y autoctonía, referida a las entidades conservadas registradas.

En el caso de las asociaciones registradas de ammonoideos, el predominio de ejemplares adultos, macro y microconchas en la práctica totalidad de los taxones reconocidos, predominando asimismo ejemplares reelaborados (moldes desarticulados a favor de septos) parece indicar la deriva necroplanctónica generalizada de las conchas tras la producción biogénica y su enterramiento en áreas proximales de la plataforma en régimen de baja tasa y baja velocidad de sedimentación, como evidencia el relleno generalmente completo hasta las vueltas internas del fragmocono. Todos estos caracteres apuntarían al carácter alóctono de las asociaciones registradas y al carácter probablemente adémico de las entidades paleobiológicas inferidas. Únicamente en el caso de algunos taxones analizados por Fernández-López y Meléndez (2004) procedentes de los niveles del límite de las biozonas Hypselum y Bimammatum en esta localidad se podría hablar de formas miodémicas, que forman poblaciones tafónicas de tipo 2.

PORCENTAJES DE LOS DIFERENTES GRUPOS DE AMMONITES DEL CALLOVIENSE Y OXFORDIENSE DE RICLA:

En el siguiente gráfico, se muestran los porcentajes de los diferentes géneros de ammonites registrados más relevantes (ver figura 16). Los grupos de ammonites del Calloviense y Oxfordiense de Ricla están compuestos por taxones submediterráneos. De los más de 30 ejemplares registrados, el 100% pertenece al suborden Ammonitina (Hyatt, 1889), de los cuales se han encontrado, 23 ejemplares del género *Perisphinctes* (70%), 5 ejemplares del género *Passendorferia* (17%), 1 ejemplar del género *Larcheria* (2,50%) y 1 ejemplar del género *Euaspidoceras* (2,50%). Se deduce que el resto de géneros de ammonites no registrados suponen menos del 1% del total de taxones registrados.

Abundancia relativa de los diferentes grupos de ammonites del Calloviense (Jurásico Medio) y Oxfordiense (Jurásico Superior) de Ricla (Zaragoza):



Especímenes

- Orden Ammonoidea (Zittel, 1884)

-Suborden Ammonitina (Hyatt, 1889)

-Superfamilia Perisphinctaceae (Steinmann, 1890)

-Familia Perisphinctidae (Steinmann, 1890)

-Perisphinctes	23
-Passendorferia	5
-Larcheria	1

-Familia Aspiroceratidae (Zittel, 1895)

-Euaspidoceras	1
----------------	---

TOTAL	30
--------------	-----------

Fig. 16: Gráfico de la abundancia de los diferentes grupos de ammonites del Calloviense y Oxfordiense de Ricla (Zaragoza).

6: DESCRIPCIÓN DE LOS TAXONES DE AMMONOIDEOS MÁS RELEVANTES

A continuación, se recogen las descripciones de los taxones de ammonoideos más importantes registrados en el Calloviense y Oxfordiense de Ricla (Zaragoza).

Familia: Perisphinctidae Steinmann.

Subfamilia: Passendorferiinae Meléndez, 1989.

Género: *Passendorferia* Brochwicz-Lewinsky, 1973.

Passendorferia birmensdorfensis (MOESCH. 1867).

La especie se caracteriza por el desarrollo altamente evolutivo y el crecimiento lento, con la sección de las vueltas deprimida a circular en las vueltas internas, para acabar siendo elíptica ovalada en la vuelta externa. El recubrimiento es mínimo; la costulación es fina, densa y subradial en los primeros estadios del desarrollo. Hacia el final del fragmocono, el desarrollo de la concha varía rápidamente haciéndose algo más involuto, con una mayor recubrimiento de las vueltas.

La ornamentación está constituida por costillas finas, más o menos apretadas y rectas en las vueltas internas y ligeramente arqueadas en la cámara de habitación. La densidad de costulación suele ser elevada, pero puede variar de un ejemplar a otro, aunque en ocasiones sí es posible observar que los ejemplares de desarrollo más involuto presentan una costulación algo más espaciada.

Las costillas se bifurcan simétricamente sobre el flanco, de modo que los puntos de bifurcación no son visibles en el ombligo. El ángulo de división de las costillas es siempre muy bajo, especialmente en los ejemplares que presentan mayor densidad de costulación. Igualmente el número de costillas simples (no bifurcadas) suele ser relativamente alto, al contrario que en los representantes del género *Perisphinctes*. Las costillas secundarias, aproximadamente del mismo grosor que las primarias, cruzan la región ventral en línea recta sin interrumpirse, y son muy frecuentes a lo largo de todo el desarrollo, intercalándose regularmente entre las bifurcadas. Suelen ser menos abundantes al final de la cámara de habitación adulta. Las constricciones, muy fuertes, anchas y profundas, son muy abundantes en todo el desarrollo y aparecen especialmente bien marcadas sobre el flanco en las vueltas internas, en número aproximado de 2-3 por vuelta. Este carácter típico de los representantes de la subfamilia Passendorferiinae indica un crecimiento segmental muy acusado. La ornamentación y el desarrollo general de la concha muestran grandes alteraciones a continuación de las mismas.

Subfamilia: Perisphinctinae Steinmann.

Género: *Perisphinctes* Waagen.

Subgénero: *Otosphinctes* Buckman.

Perisphinctes (Otosphinctes) nectobrigensis MELÉNDEZ, 1989.

La especie se caracteriza por su crecimiento lento a lo largo de todo el desarrollo, flancos convexos y la región ventral ancha y ampliamente redondeada,

presentando con frecuencia un surco, que interrumpe levemente la costulación, y que normalmente desaparece en la cámara de habitación.

El ombligo es muy amplio, y el muro umbilical, apenas marcado en todo el desarrollo, es redondeado y bajo. La ornamentación está formada por costillas gruesas y relativamente espaciadas. En las vueltas internas son algo más finas, en donde, coincidiendo con una fuerte constricción, comienzan a hacerse más salientes y espaciadas. En general parten de la misma sutura umbilical, bifurcándose con regularidad en el margen superior, con una división simétrica. En la cámara de habitación éstas son algo más onduladas, especialmente en las proximidades del peristoma. El número de costillas por vuelta aumenta progresivamente con el diámetro, con lo que la curva de costulación es ascendente.

Las constricciones, anchas y profundas, se encuentran bordeadas por una costilla saliente o collar posterior. La constricción efébrica, especialmente bien marcada en esta especie, se encuentra por lo general cerca del final del fragmocono, a un diámetro entre 40 y 45 mm.

Subgénero: *Dichotomosphinctes* Buckman.

Perisphinctes (Dichotomosphinctes) cf. wartae (BUKOWSKI, 1887).

La especie se caracteriza por tener una concha discoidal y evoluta, de crecimiento lento y constante, ligeramente acelerado en la cámara de habitación del adulto, de tamaño grande a muy grande, con sección rectangular y costulación recta, ligeramente proversa, regularmente bifurcada proyectada angularmente en el margen ventral. La curva de costulación suele ascendente, pero algunos ejemplares presentan ya una curva de caracteres intermedios entre la de *Dichotomosphinctes* y la de *Dichotomoceras*, con la parte inicial de la curva horizontal o ligeramente descendente tal como ya se ha puesto de manifiesto en algunos trabajos (Brochwicz-Lewinski, 1980) y confirmando de esta manera su posición estratigráfica y evolutiva intermedia entre ambos taxones.

De acuerdo con este autor y con Brochwicz-Lewinski & Rózak (1974) los representantes de esta forma muestran a lo largo de sucesivos estadios evolutivos, la progresión desde caracteres típicos de *Dichotomosphinctes* (curva de costulación ascendente desde los estadios iniciales del desarrollo) hasta caracteres claros de *Dichotomoceras* (curva de costulación descendente en los estadios iniciales). Estos caracteres ponen de manifiesto la existencia de un problema de interpretación y de un conocimiento insuficiente de esta forma, que probablemente engloba a varios eslabones evolutivos sucesivos. El holotipo original de Bukowski actualmente en localización incierta y del que se tiene únicamente imágenes fotográficas y una serie de ejemplares complementarios (topotipos) de la misma localidad de la cantera de Warta en las afueras de Czestochowa, pero que no tienen la seguridad de proceder del mismo nivel que el tipo original, no muestra la densidad de costulación alta en las vueltas internas, típica de *Dichotomoceras*.

En consecuencia, la asimilación de la especie *P. (Dichtes) wartae* Bukowski al subgénero *Dichotomoceras* sostenida por algunos autores (Glowniak, 2005; Glowniak et al., 2010) es cuando menos, infundada y en realidad no resuelve el problema de la sucesión evolutiva que muestran los ejemplares figurados por Brochwicz-Lewinski (1976). Lo más probable es que en la línea evolutiva reflejada por este autor se encuentran formas de los dos subgéneros y las formas transicionales entre ambos.

7: CONCLUSIONES FINALES

El límite Calloviense-Oxfordiense, está representado por una superficie irregular que delimita una serie de cavidades rellenas por intraclastos y fósiles, como belemnites, bivalvos, braquiópodos y moldes internos de ammonites conservados como moldes fosfáticos. En el interior de dichas cavidades se reconoce un clino tafonómico formado por ejemplares de ammonites (principalmente moldes reelaborados), que muestran caracteres indicativos de condiciones ambientales que varían desde un ambiente submareal relativamente profundo, a un ambiente submareal somero (como indican los moldes fragmentados y desarticulados), pasando por un ambiente inter- y supramareal (como indican los moldes con surcos anulares), y que por último, retornan rápidamente a un ambiente submareal relativamente profundo.

En el caso de las asociaciones registradas de ammonoideos, predominan los ejemplares adultos (tanto macro como microconchas) sobre los juveniles en la práctica totalidad de los taxones reconocidos. Esto, junto con la gran abundancia de ejemplares reelaborados (compuestos por moldes desarticulados a favor de septos), indica que la deriva necroplanctónica tras la producción biogénica de las conchas de ammonites se produjo de forma generalizada, y su posterior enterramiento en áreas proximales de la plataforma en régimen de baja tasa y baja velocidad de sedimentación, tal y como evidencia el relleno sedimentario generalmente completo de las conchas hasta las vueltas internas del fragmocono.

Todo esto apuntaría al carácter alóctono de las asociaciones registradas y al carácter probablemente adémico de las entidades paleobiológicas correspondientes. Únicamente en el caso de algunos taxones analizados por Fernández-López y Meléndez (2004) procedentes de los niveles del límite de las biozonas Hypselum y Bimammatum en esta localidad se podría hablar de formas miodémicas, que forman poblaciones tafónicas de tipo 2.

8: BIBLIOGRAFIA

- Atrops, F., Gygi, R., Matyja, B. y Wierzbowski, A. (1993). The Amoebocheras faunas in the Middle Oxfordian-Lowermost Kimmeridgian of the Submediterranean succession and their correlation value. *Acta Geológica Polonica*, 43: (1-12): 213-227.

- Atrops, F. y Meléndez, G. (1985a). Le Jurassique supérieur de Calanda (Prov. Teruel). *Strata. Serie 2, vol.2-1, (Jur. Ib. Orientl.)*, p. 170-180.
- Atrops, F., Pérez-Uresti, I. y Meléndez, G. (1997). The Ataxioceratinae succession at the turn of the Oxfordian-Kimmeridgian boundary in the Submediterranean Province: Iberian Chain (Eastern Spain) and SE France. *Comunicaciones IV Congreso del Jurásico de España, Alcañiz*: 27-30.
- Aurell, M. (1990). El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel), Análisis de cuenca. *Tesis Doctoral. Dpto. Geología. Servicio de Publicación de la Universidad de Zaragoza*. 389p.
- Aurell, M., Fernández-López, S. y Meléndez, G. (1994). The Middle-Upper Jurassic oolitic irostone level in the Iberian Range (Spain). Eustatic implications. *Geobios*, MS 17: 549-561.
- Aurell, M. 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*. POSAMENTIER, H.M., SUMERHAYES, C.P., HAQ, B.U. y ALLEN, G.P. (Eds). *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.* **18**: 343-368.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G. y Garcíaramos, J. C. (2003). Transgressive-regressive cycles and Jurassic Palaeogeography of Northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162: 239-271.
- Bello, J. (2005). El Oxfordiense en el sector Nororiental de la Cordillera Ibérica. Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonoidea). *Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza*. 416 p.
- Brochwicz-Lewinski, W. (1973). Some remarks on the origin of the subfamily Idoceratinae Spath, 1924 (Perisphinctidae, Ammonoidea). *Acta Palaeont. Pol.* 18, 3, 299-320.
- Brochwicz-Lewinski, W. (1976). Oxfordian of the Czestochowa area. I. Biostratigraphy. *Bull. Acad. Polon. Sciences. (Sc. Terre)*. Vol. XXIV, nº 1, pp. 37-46, Pl. I-X.
- Brochwicz-Lewinski, W. (1980). Perisphinctids Proper (Ammonoidea) of the Czestochowa Oxfordian. I. Subgenus Perisphinctes WAAGEN. 1869. *Bull. Acad. Pol. Sc. (Sc. Terre)*. XXVII, 3-4, 1979, pp. 193-203, 1 Text-Fig; Tabl. I-II; Pl. 1-6.
- Brochwicz-Lewinski, W. (1980). Perisphinctids Proper (Ammonoidea) of the Czestochowa Oxfordian. II Subgenera Dichotomosphinctes BUCKMAN 1926 and Dichotomoceras BUCKMAN, 1919. *Bull. Acad. Pol. Sc. (Sc. Terre)*. XXVII, 3-4, pp. 205-218, 3 Text-Figs; Tabl. I, IV; Pl. 1-4.

- Brochwicz-Lewinski, W. y Rozak, Z. (1974). Time changes of Oxfordian Ammonite fauna of the Polish Jura Chain; Some reflections. *Ibidem*, 22, 2, 113-1-25.
- Bulard, P. F. (1971). La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure NE des Chaînes Ibériques. *Cuadernos Geología Ibérica*, 2: 425-438.
- Bulard, P.F. (1972). Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Iberique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne). *Thèse Doct. Fac. Sc. Univ. Nice*, n° C.N.R.S.A.O. 7095 (2) vol., 702 p.
- Bulard, P. F. (1972). Le Jurassique moyen et supérieur sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne). *Thèse offset*, 2 vol, 702 pp. 100 fig., 39 pl. Nice.
- Bulard, P. F., Canerot, J., Gautier, F. y Villard, P. (1971). Le Jurassique de la partie orientale des Chaînes Ibériques. *Cuadernos Geología Ibérica*, 2: 333-344.
- Cariou, E., Meléndez, G., Sequeiros, L. y Thierry, J. (1988). Biochronologie du Callovien de la province d'ammonites submediterranéenne: Reconnaissance dans les Chaînes Ibériques des subdivisions fines distinguées dans le centre-Ouest de la France. *Proc. 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Lisbon (1987) 1: 395-406.
- Fernández-López, S. (1985). Criterios elementales de reelaboración tafonómica en ammonites de la Cordillera Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 19, 2 (1984): 105-116.
- Fernández-López, S. (1997). Ammonites, ciclos tafonómicos y ciclos estratigráficos en plataformas epicontinentales carbonáticas. *Revista Española de Paleontología*, 12 (2): 151-174.
- Fernández-López, S. (1997). Ammonites, clinos tafonómicos y ambientes sedimentarios. *Revista Española de Paleontología*, 12 (1): 102-128.
- Fernández-López, S. y Meléndez, G (1994). Abrasion surfaces on internal moulds of ammonites as palaeobathymetric indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 110: 29-42.
- Fernández-López, S. y Meléndez, G (1994). Dispersión biogeográfica y tafonómica de ammonoideos filoceratinos hacia la Cuenca Ibérica durante el Jurásico Medio. *Coloquios de Paleontología*, 46: 129-149.
- Fernández-López, S. y Meléndez, G (2004). Fossilization of Ammonites and sedimentary events in Deep environments of carbonate platform (highest middle to lowest upper Oxfordian, Iberian range, Spain). *Rivista Italiana de Paleontologia e Stratigrafía*, 110 (1): 219-230.

- Fontana, B. (1990). El Oxfordiense Medio, Biozona *Trasversarium* (Jurásico Superior) en el borde Sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica). Estudio Paleontológico del Género *Larcheria* (Perisphinctidae). *Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza*: 123
- Glowniak, E. (2005). The Wartae subzone: a proposal for the lower boundary of the unified Upper Oxfordian substage in the Submediterranean province. *Int. Subc. Jur Str. newsletter*, 32: 34-37.
- Glowniak, E., Kiselev, D. N., Rógov, M., Wierzbowski, A., Wright, J. (2010). The Middle Oxfordian to Lowermost Kimmeridgian ammonite succession at Mikhalenino (Kostroma District) of the Russian Platform and its stratigraphical and palaeobiogeographical importance. *Volumina Jurassica*, 2010 (VIII): 5-48.
- Lardiés, M.D. (1989) - Estudio bioestratigráfico del Calloviense en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Tesis Licenciatura Lab. Paleontología. Universidad de Zaragoza*: 209.
- Lardies, M. D. (1990). Observaciones bioestratigráficas y sedimentológicas sobre el Calloviense en la provincia de Teruel. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 157-172.
- Lardiés, M.D., Meléndez, G. y Sequeiros, L. (1988). Nuevos datos sobre el Calloviense en el sector central de la Rama Aragonesa (Cordillera Ibérica). bioestratigrafía y facies. *II Congreso Jurásico de España*. Granada: 293-296.
- Marin, P. y Tolouse, A. (1972). Le Jurasique Moyen et superieur du Nord de la Province de Teruel (Espagne): Un exemple du passage Dogger-Malm dans le región d'Ariño-Oliete. *Est. Geológicos*, 28: 111-118.
- Meléndez, G. (1989). El Oxfordiense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica (Provincias de Zaragoza y Teruel). *Instituto de Estudios Turolenses, Zaragoza-Teruel*. 418pp.
- Meléndez, G., Aurell, M. Fontana, B. Y Lardiés, M. D. (1990). El transito Dogger-Malm en el sector central de la Cordillera Ibérica: Análisis tafonómico y reconstrucción paleogeográfica. *Com. I Reunión de Tafonomía y Fosilización*: 221-229.
- Meléndez, G. y Fontana, B. (1993). Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain. *Acta Geologica Polonica*, nº 43 (3-4): 193-211.
- Meléndez, G. y Lardies, M^a. D. (1988). El Calloviense y Oxfordiense de Ricla (Prov. Zaragoza). *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Libro Guía de las Excursiones*. A. GOY. (Ed.). Instituto de Estudios Riojanos. *Ciencias de la Tierra, Geología*, 11, Logroño: 265-281.

- Meléndez, G. y Ramajo, J. (2002). El nivel límite Jurásico Medio-Superior (Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío) en Moneva (Zaragoza): tafonomía y análisis de facies. *Actas XVII Jornadas de Paleontología: Los fósiles y la Paleogeografía*. Publ. Sem. Paleontología de Zaragoza (SEPAZ), 5: 153-161.
- Meléndez, G., Ramajo, J., Bello, J. y Page, K. N. (2007). Callovian and the Callovian-Oxfordian transition sedimentary record in NE Iberian Chain: Taphonomic analysis and Paleogeography. *Journal of Iberian Geology*, 33 (2): 261-282.
- Meléndez, G., Ramajo, J. y Colás, J. (2014). El patrimonio paleontológico de Ricla (Zaragoza) inventario y descripción de lugares de especial interés. Propuesta de medidas de protección y gestión. *Geogaceta*, Nº. 55, 2014, págs. 51-54.
- Meléndez, G., Sequeiros, L. y Brochwicz-Lewinski. (1983a). Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain. (I) *Biostratigraphy and nature of gaps*. *Bull. Acad. Polon. Sci.* 30: 157-172.
- Meléndez, G., Sequeiros, L., Brochwicz-Lewinski. (1983b). Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain. (II) *Ammonite fauna*. *Bull. Acad. Polon. Sci.*, 30: 173-180; VI pl.
- Nieva, S., Aurell, M. y Meléndez, A. (1986). El Jurásico superior en el sector central de la rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Sedimentología y Paleogeografía. *Acta Geologica Hispanica*, 21-22: 373-380.
- Page, K. N., Meléndez, G., Bello, J., Pérez-Urresti, I. y Ramajo, J. (2004). The stratigraphy of the Upper Bathonian to Middle Oxfordian succession of the Aragonese branch of the Cordillera Ibérica (Spain) and its European context. *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigr.*, vol. 110 (1): 191- 200.
- Pérez-Urresti, I. (1995). Estudio bioestratigráfico y paleontológico basado en ammonioideos del Oxfordiense superior en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Tesis Licenciatura. Universidad de Zaragoza*, 102 p.
- Pérez-Urresti, I., Delvene, G., Meléndez, G. & Ramajo, J. (1998). El Oxfordiense superior y la posición del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en el sector de Tosos-Aguilón (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, España). *Geogaceta*, 24: 251-254.
- Ramajo, J. (2006). Evolución sedimentaria del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa). Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. 405pp.
- Ramajo, J. y Aurell, M. (2008). The long-term Callovian–Oxfordian sea level changes recorded in a shallow carbonate platform (Jurassic, NE Spain). *Basin Research*, 20 (2): 163-184.

- Ramajo, J. y Meléndez, G. (1996). El límite Calloviense-Oxfordiense en Ricla (Zaragoza). Análisis sedimentológico y tafonómico de una sección condensada rica en ammonoideos. *II Reunión de Tafonomía y Fosilización*. Institución “Fernando El Católico”, 1773: 337-346. Zaragoza.
- Scherreiks, R., Bosence, D., BouDagher-Fadel, M., Meléndez, G. y Baumgartner, P. O. (2010). Evolution of the Pelagonian carbonate platform complex and the adjacent oceanic realm in response to plate tectonic forcing (Late Triassic and Jurassic). *Evvoia, Greece. Int. J Earth Sci.*, 99: 1317-1334.
- Sequeiros, L. (1984). Facies y ammonoideos de edad Calloviense al sur de Zaragoza (Cordillera Ibérica). *Boletín Geológico y Minero*, XCV-II: 109-115.
- Sequeiros, L., Berjillos, P. y Diéguez, C. (1998). Historia del conocimiento de los ammonites del Jurásico de España. *Llull*, 21: 517-545.
- Sequeiros, L. y Cariou, E. (1984). Síntesis bioestratigráfica del Calloviense de Ricla (Zaragoza, Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos*, 40: 411-419.
- Sequeiros, L., Cariou, E. y Thierry, J. (1986). Posición bioestratigráfica y datos paleobiogeográficos de los Reineckeinae (Ammonitina) del Calloviense de Aragón (Cordillera Ibérica, España). *Revista Española de Paleontología*, 1: 73-84.
- Sequeiros, L. y Meléndez, G. (1987). El Calloviense de los Ibérides (dominio Ibérico, España). Síntesis bioestratigráfica. *Estudios Geológicos*, 43 (1- 2): 95-106.
- Strasser, A., Aurell, M., Bádenas, B., Meléndez, G. y Tomás, S. (2005). From platform to basin to swell: orbital control on sedimentary sequences in the Oxfordian, Spain. *Terra Nova*, 17: 407-413.