

ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y EVOLUCIÓN ISOTÓPICA DEL TRÁNSITO PODOLSKIENSE-MYACHKOVIENSE (SECTOR LOIS-CIGUERA, CUENCA CARBONÍFERA CENTRAL, ZONA CANTÁBRICA)

[Stratigraphy, sedimentology and isotopic evolution of the Podolskian-Myachkovian interval (Lois-Ciguera sector, Central Coal Basin, Cantabrian Zone)]

Diego CORROCHANO (*)

Pedro BARBA (*)

(*): Depto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Correo-e: dcf@usal.es, barba@usal.es

(FECHA DE RECEPCIÓN: 2006-12-18) (FECHA DE ADMISIÓN: 2006-12-22)

BIBLID [0211-8327 (2007) 43 (1); 67-114]

RESUMEN: En este trabajo se estudia la estratigrafía, sedimentología y geoquímica isotópica del tránsito Podolskiense-Myachkoviense en el sector Lois-Ciguera (Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica), representado por las unidades de las Calizas de Bachende (Kashiriense sup.-Podolskiense sup./Myachkoviense inf.), Areniscas, lutitas y calizas de Dueñas (Myachkoviense) y Calizas de Ciguera (Myachkoviense), atribuidas al Grupo Lena. El nivel mineralizado fundamental del yacimiento de oro de Salamón está localizado próximo al límite entre las unidades de Bachende y Dueñas, y consiste en unas lutitas negras silicificadas, laminadas, y en ocasiones brechificadas. Se han realizado 72 análisis de isótopos estables (^{13}C y ^{18}O), 68 en micrita y 4 en cementos, pudiendo estar el límite Podolskiense-Myachkoviense reflejado en la señal isotópica. Esta sucesión fue sedimentada en una rampa carbonatada, que ocasionalmente era invadida por materiales terrígenos que inhibían, total o parcialmente, la producción de carbonato, dando lugar al desarrollo de una plataforma terrígena-mixta. La principal producción de carbonato se centraba en las partes medias y distales de la rampa carbonatada, estando controlada por las construcciones de algas calcáreas y los montículos de fango o *mud mounds*.

Palabras clave: Zona Cantábrica, Cuenca Carbonífera Central, Lois-Ciguera, estratigrafía, sedimentología, isótopos estables, Podolskiense, Myachkoviense.

ABSTRACT: It has been studied the stratigraphy, sedimentology and isotopical geochemistry of the Podolskian-Myachkovian interval in the Lois-Ciguera sector (Central Coal Basin, Cantabrian Zone), formed by Bachende limestones (late Kashirian-late Podolskian/Myachkovian), Dueñas sandstones, shales and limestones (Myachkovian) and Ciguera limestones (Myachkovian), that had been correlated with Lena Group. The main mineralized level of the Salamón gold deposit is near the boundary between the units of Bachende and Dueñas, and consists in black silicificated and laminated shales, that are sometimes brecciated. There have been realized 72 analyses of stable isotopes (^{13}C and ^{18}O), 68 in micrite and 4 in cements. The Podolskian-Myachkovian boundary could be reflected in the isotopical sign. This succession was deposited in a carbonate ramp, that was occasionally invaded by terrigenous materials which disabled, totally or partially, the production of carbonate, giving place to the development of a siliciclastic-mixed shelf. The main production of carbonate was focused in the mid- and outer-ramp and was controlled by calcareous algae buildups and mud mounds.

Key words: Cantabrian Zone, Central Coal Basin, Lois-Ciguera, stratigraphy, sedimentology, stables isotopes, Podolskian, Myachkovian.

1. INTRODUCCIÓN

El Podolskiense-Myachkoviense (Moscoviense, Pensilvaniense medio, HECKEL & CLAYTON, 2006) constituye un periodo de tiempo peculiar en la Zona Cantábrica, y más concretamente, en la Cuenca Carbonífera Central. En este intervalo se registran importantes cambios paleogeográficos en toda la cuenca, coincidiendo con la progradación de los sistemas de abanicos deltaicos del conglomerado de Mieres desde el O (FERNÁNDEZ *et al.*, 1988; COLMENERO *et al.*, 1988, 1993 y 2002).

Además, encajado en calizas de esta edad, existe un yacimiento de oro de tipo Carlin (PANIAGUA *et al.*, 1996), asociado a la falla de León (E-O) y a la de Salamón (NE-SO), cuyas facies reactivas principales son unas lutitas negras silicificadas.

Los objetivos fundamentales de este trabajo son la elaboración de un análisis de facies y microfacies en esta sucesión tránsito, estudiando los factores estratigráficos y sedimentológicos que controlan la facies mineralizada del yacimiento de Salamón, así como la caracterización isotópica de las calizas, comprobando si existe una señal isotópica que refleje dicho límite.

Estratigrafía, sedimentología y evolución isotópica del tránsito Podolskiense-Myachkoviense (sector Lois-Ciguera, Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica)

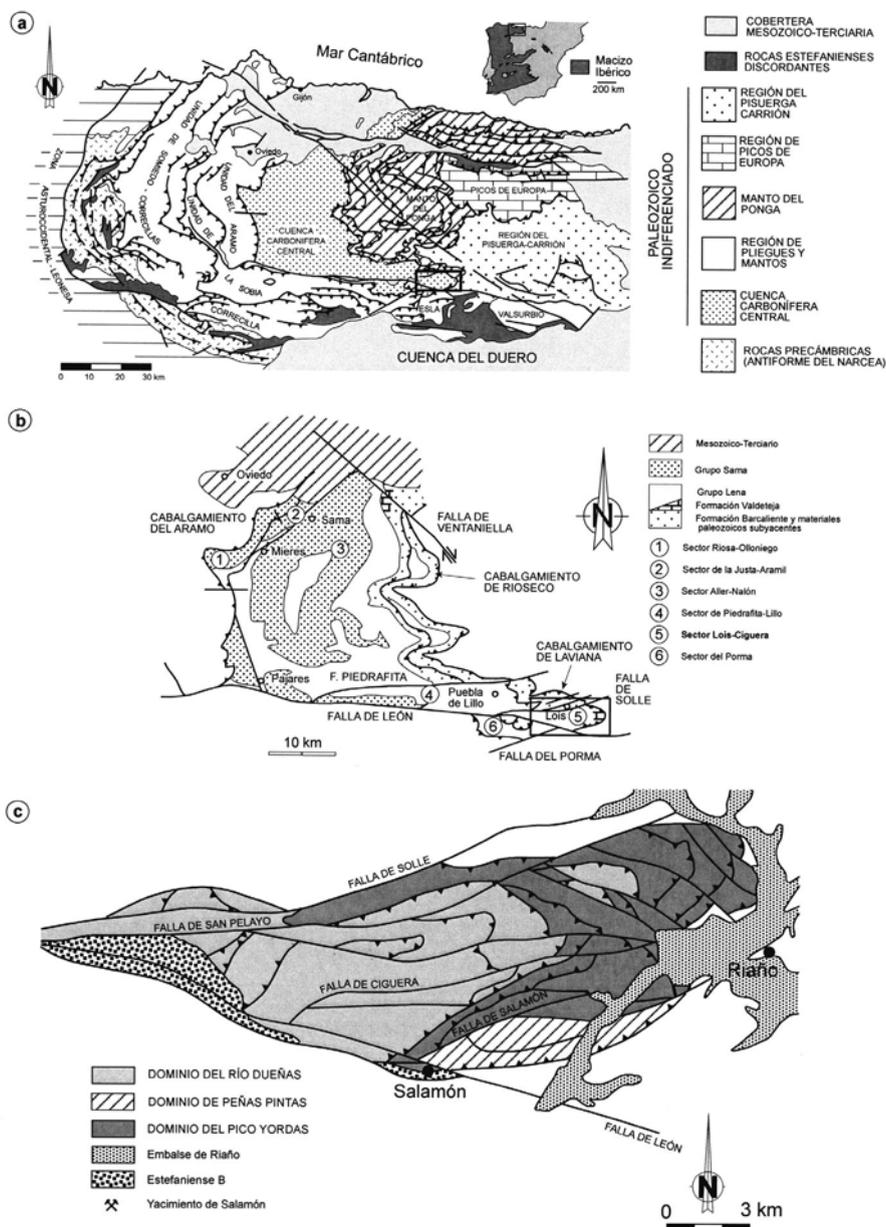


Figura 1. a) Mapa de la Zona Cantábrica, modificado de PÉREZ ESTAÚN et al. (1988). El recuadro indica la zona de estudio. b) Esquema geológico de la Cuenca Carbonífera Central mostrando los sectores en los que BARBA et al. (1991) la han subdividido. c) Esquema estructural del sector Lois-Ciguera, basado en BARBA et al. (1991), HEREDIA (1998) y ALONSO & MARCOS (2001).

2. METODOLOGÍA

Se han testificado dos sondeos (SS-58 y SS-14) realizados en el yacimiento de Salamón, y se ha levantado el techo de la sección de referencia del río Dueñas (a lo largo de la carretera Salamón-Lois). Las muestras que se recogieron durante esos trabajos se emplearon para el estudio petrográfico y para el análisis de isótopos estables.

Las relaciones isotópicas $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en carbonatos fueron determinadas en el Servicio General de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, según los métodos habituales (CRAIG, 1957; MCCREA, 1950). Las muestras de polvo analítico se tomaron mediante un taladro Startools CMG150 y se analizaron en un espectrómetro de masas de doble entrada, modelo SIRA II. Se han analizado 72 muestras, 68 de ellas en micrita y 4 en cementos (2 en cementos fibrosos y 2 en cementos *blocky*). Tanto para el ^{13}C como para el ^{18}O la precisión es de $\pm 0,1\%$.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

La Zona Cantábrica es la parte más externa del Macizo Hercínico en el NO de la Península Ibérica y ocupa el núcleo del Arco Astúrico. Presenta una tectónica epidérmica o *thin-skinned*, con sistemas de cabalgamientos y pliegues asociados, con escaso magmatismo y metamorfismo.

En esta zona se distinguen varias unidades tectónicas (JULIVERT, 1971; PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1988): Somiedo-Correcillas, Sobía-Bodón, Áramo, Esla, Cuenca Carbonífera Central, Ponga, Picos de Europa y Pisuerga-Carrión (figura 1.a).

La Cuenca Carbonífera Central es el dominio de la Zona Cantábrica con mayor espesor de sedimentos carboníferos, superior a 5.500 m. Se caracteriza por presentar una disminución de potencia de los materiales moscovienses hacia el E, según nos alejamos del frente orogénico, así como un aumento del contenido carbonatado en este mismo sentido.

En BARBA *et al.* (1991) se divide la Cuenca Carbonífera Central en una serie de sectores con características estratigráficas diferentes: Riosa-Olloniego, Justa-Aramil, Aller-Nalón, Piedrafita-Lillo, Porma y Lois-Ciguera (fig 1.b). Este último es el sector más suroriental de la Cuenca Carbonífera Central; limita al N y al O con la falla de Solle, que le pone en contacto con la Unidad del Ponga y el sector de Piedrafita-Lillo respectivamente; al E con el cabalgamiento basal de la cuenca, que le separa de la unidad de Pisuerga Carrión; el límite S lo constituye la falla de León, que separa esta unidad de la Unidad del Esla.

GINKEL (1965) y MEIJER (1971) agruparon estos materiales en la Fm Lois-Ciguera. Posteriormente ALLER (1986), los atribuyó al Grupo Lena, interpretando que simplemente constituyen la prolongación hacia el E de los depósitos que afloran en la zona de Puebla de Lillo.

4. SECTOR LOIS-CIGUERA: ESTRATIGRAFÍA

El sector Lois-Ciguera constituye un dominio peculiar de la Cuenca Carbonífera Central debido al gran desarrollo que adquieren en él las sucesiones carbonatadas moscovienses. La sedimentación de sus materiales tuvo lugar en un contexto sinorogénico, ocupando este sector las partes más distales de la cuenca marina de antepaís que se desarrolló durante el Namuriense-Westfaliense en la Zona Cantábrica (COLMENERO *et al.*, 1993).

La estructura del sector Lois-Ciguera es un sinclinorio con trazado E-O, fuertemente replegado y fracturado, que está formado por una serie de escamas, que se asocian en profundidad con el cabalgamiento de Laviana (HEREDIA, 1998). En este trabajo se han diferenciado tres dominios con características estratigráficas diferentes, que de O a E son: dominio del río Dueñas, dominio de Peñas Pintas y dominio del Pico Yordas (figuras 1c, 2a, b, c y 3).

Dentro de los materiales carboníferos que afloran en el sector Lois-Ciguera por encima de la Fm Barcaliente, se diferencian tres grupos (figura 4a):

1) GRUPO LENA (BASHKIRIENSE-MOSCOVIENSE)

Calizas de Yordas (Bashkiriense): están presentes únicamente en el dominio que tiene el mismo nombre y se localizan estratigráficamente sobre la Fm Barcaliente. Son calizas grises de aspecto masivo, con un espesor de hasta 180 m. Su base nunca está expuesta, ya que el muro está cortado por un cabalgamiento.

Lutitas de Lois (Bashkiriense-Kashiriense): son lutitas de color gris a pardo, con abundantes nódulos de siderita. Presentan intercalaciones calcáreas y arenosas. Es equivalente al paquete Fresnedo, que aflora en otros sectores de la Cuenca Carbonífera Central.

En el dominio del río Dueñas tienen un espesor de unos 700 m y aparecen sobre la Fm Barcaliente, mientras que en el dominio de Yordas tienen 300 m de potencia y se apoyan sobre las calizas con dicho nombre.

Calizas de Bachende (Kashiriense sup.-Podolskiense sup./Myachkoviense inf.): tiene un espesor aproximado de 650 m y está dividida en tres miembros: Bachende inferior, Bachende medio y Bachende superior.

El miembro inferior, donde se localiza el tránsito entre el Kashiriense y el Podolskiense, está formado por una sucesión de calizas masivas (generalmente con textura *boundstone*), calizas tableadas y calizas con estratificación ondulante (calizas bioclásticas). Es frecuente observar procesos de silicificación.

El miembro intermedio es una alternancia de materiales terrígenos y carbonatados, en el que abundan las construcciones de algas calcáreas que suelen presentar geometría lenticular. El miembro superior está formado por una alternancia de calizas tableadas (textura *wackestone/packstone*

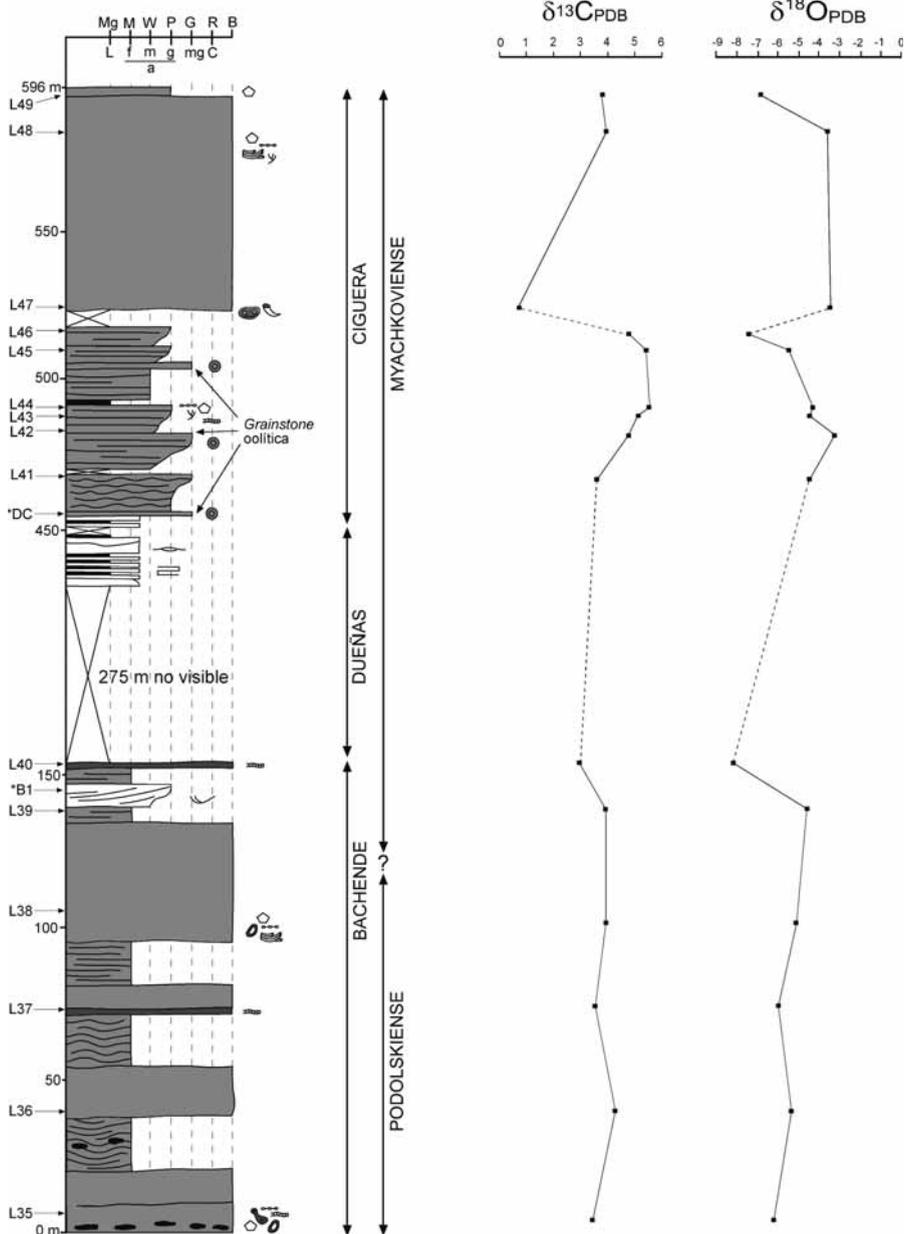


Figura 2.a) Columna estratigráfica y resultados isotópicos en el dominio del río Dueñas. Leyenda en la figura 2.c.

Estratigrafía, sedimentología y evolución isotópica del tránsito Podolskiense-Myachkoviense (sector Lois-Ciguera, Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica)

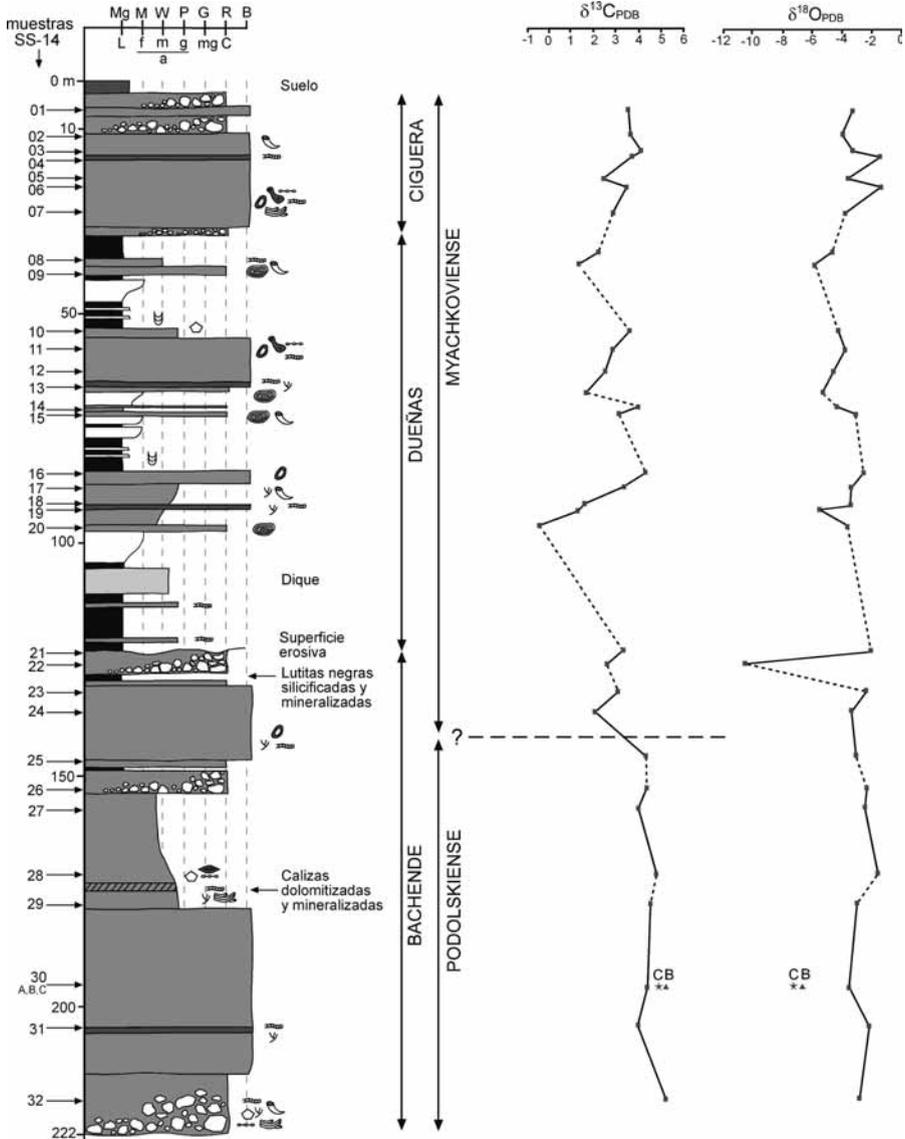


Figura 2.b) Columna estratigráfica y resultados isotópicos en el dominio de Peñas Pintas (sondeo SS-14). Leyenda en la figura 2.c.

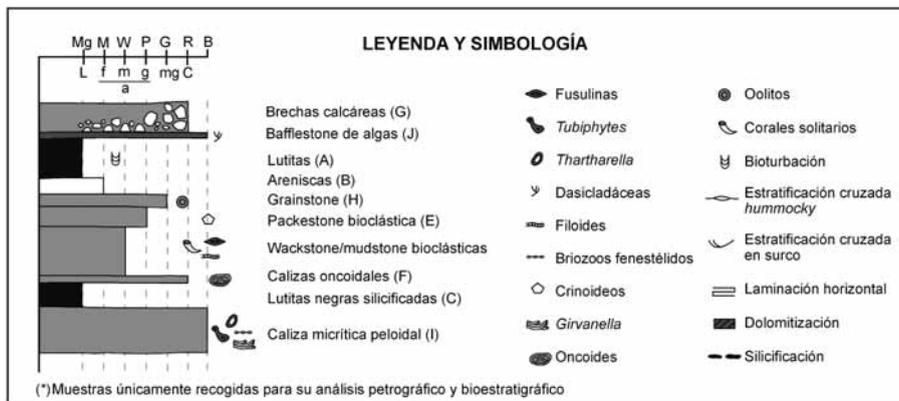
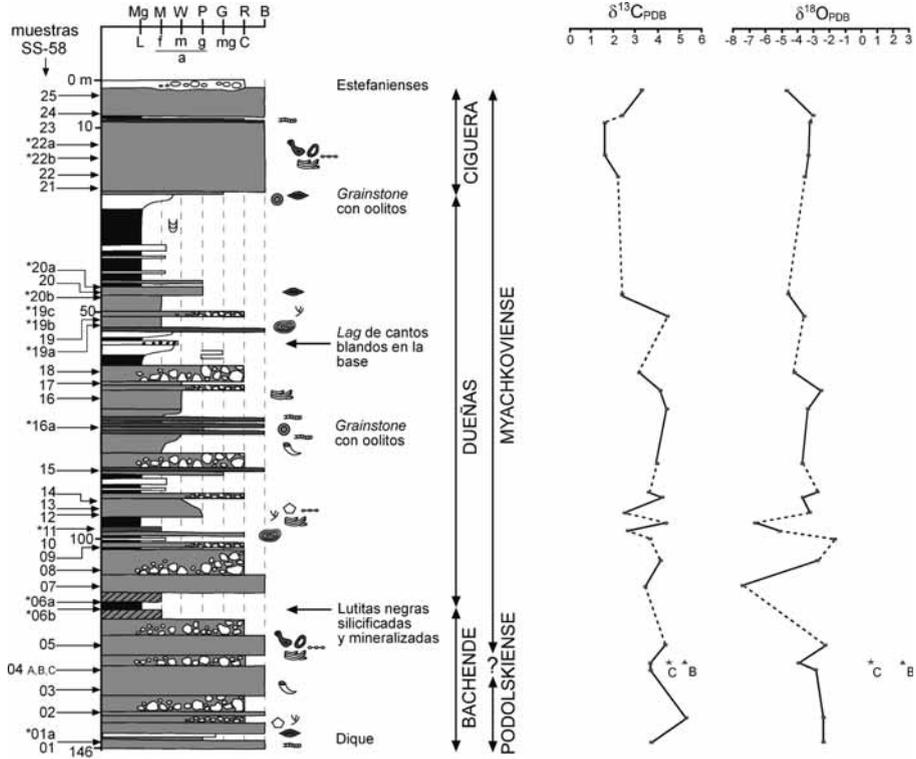


Figura 2.c) Columna estratigráfica y resultados isotópicos en el dominio de Peñas Pintas (sondeo SS-58).

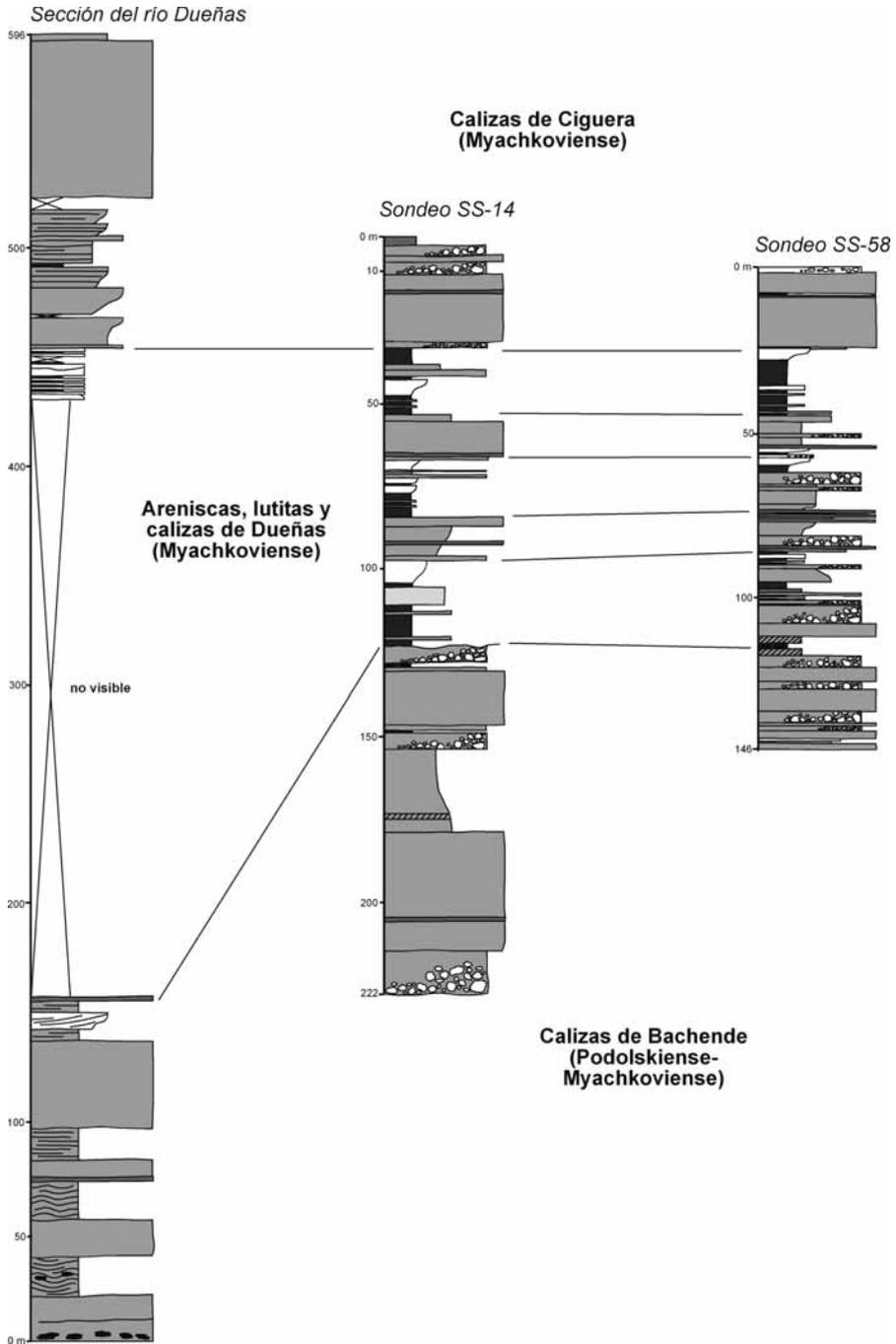


Figura 3. Correlación de las secciones estudiadas.

principalmente) y calizas masivas (figura 4b y 4c). Intercalados a techo aparecen algunos niveles terrígenos y *bafflestone* de filoides y dasicladáceas.

Durante la realización de este trabajo en la sección de referencia del río Dueñas, se ha observado que este último miembro suele presentar su parte superior dolomitizada en forma de parches y constituye un nivel muy continuo cartográficamente.

Aunque todavía no se conoce con certeza su origen, se cree que está relacionado con la percolación de aguas procedentes de los materiales suprayacentes, Areniscas, lutitas y calizas de Dueñas.

Areniscas, lutitas y calizas de Dueñas (Myachkoviense): en el dominio del río Dueñas y en el del pico Yordas la unidad tiene un espesor aproximado de 300 m y se caracteriza por ser mayoritariamente siliciclástica; son lutitas de color gris-marrón con algunas intercalaciones de areniscas, sin aparente secuencialidad.

Las lutitas tienen abundantes restos vegetales, suelen estar bioturbadas y contienen niveles carbonosos de muy poco espesor hacia la base. Las intercalaciones de areniscas, de tamaño de grano fino-medio, con laminación paralela y de *ripples*, son continuas a lo largo de la unidad, aunque localmente y hacia la base aparecen formando bancos más masivos y potentes, con *flute cast* en la base. A techo, las areniscas presentan laminaciones paralelas y estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky*, interpretadas como depósitos de tormenta.

La unidad en el dominio de Peñas Pintas varía significativamente respecto a los dos dominios anteriores. Consiste en una alternancia de calizas y terrígenos. Las calizas presentan una amplia variedad de texturas, siendo características calizas *boundstone* microbianas, calizas oncoidales, *bafflestones* de algas filoides y dasicladáceas y niveles de brechas calcáreas con potencias que oscilan entre capas centimétricas hasta espesores de 10 metros. En la correlación de sondeos llevada a cabo por BARBA (2003) se observa que los cuerpos carbonatados presentan una geometría lenticular, con fuertes pendientes y rápidos cambios de potencia. Las lutitas y areniscas presentan abundante bioturbación y una laminación paralela y de *ripples*. Son de color oscuro, y se suelen disponer formando secuencias granocrecientes.

Calizas de Ciguera (Myachkoviense): en la sección de referencia, techo de la serie del río Dueñas, tienen una potencia de 139 m. La unidad se divide en dos tramos: el inferior, más tableado, y el superior, de aspecto masivo.

El tramo inferior (68,5 m) comienza con un nivel continuo cartográficamente de calizas *grainstone* oolíticas de 40 cm de espesor. Le sigue un tramo tableado de calizas *wackestone* con frecuentes intercalaciones de facies más energéticas (texturas *packstones* y *grainstones*) y acumulaciones de algas filoides y dasicladáceas. El tramo superior (70,5 m), separado del inferior por una intercalación terrígena poco visible de 8 metros

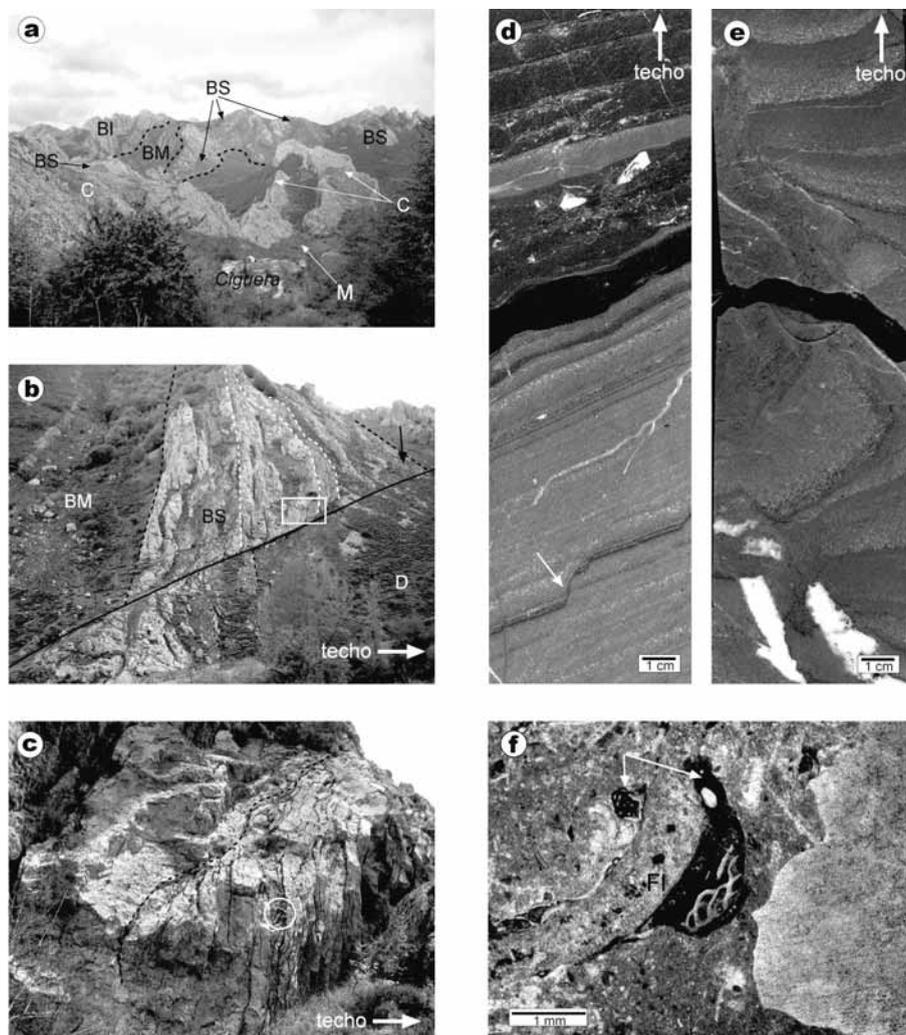


Figura 4. a) Sinclinal de Ciguera. BI: Bachende inferior, BM: Bachende medio, BS: Bachende superior; D: Dueñas, C: Ciguera, M: Grupo Maraña. Las flechas negras señalan la intensa dolomitización que presenta el techo de las Calizas de Bachende. b) BM: Bachende medio, BS: Bachende superior; D: Dueñas. La flecha negra señala la dolomitización en la parte superior de estas calizas. El recuadro indica el lugar donde fue tomada la siguiente fotografía. c) Diferentes aspectos que presentan estas calizas, masivo (izquierda) y tableado/pseudonoduloso (derecha). El martillo que sirve como escala mide 25 cm. d) Testigo de la facies mineralizada (facies C). Nótese laminación paralela, la gran cantidad de sulfuros que presentan y la presencia de clastos de calcita (de color blanco). La flecha negra señala una pequeña falla sinsedimentaria. e) Facies C. En esta ocasión se observa como la laminación está intensamente deformada. f) Caliza wackestone. Gran parte de la imagen la ocupa una placa de crinoideo. Fl: talo de alga filoide, posiblemente *Archaeolithophyllum*, incrustado por foraminíferos. El mayor de ellos se ha determinado como *Tetrataxis*. Las flechas blancas indican foraminíferos calcitornémidos.

de espesor, está formado por calizas de aspecto masivo, con textura *boundstone* y fábrica peloidal.

Pizarras y calizas de Anciles (Myachkoviense): son pizarras de aspecto caótico, de color pardo, con intercalaciones de areniscas y lentejones calcáreos de un par de metros de potencia.

2) GRUPO MARANA (WESTFALIENSE D SUPERIOR-CANTABRIENSE)

Unidad heterogénea, de aspecto caótico, formada fundamentalmente por lutitas de color oscuro con grandes olistolitos calcáreos intercalados.

Aflora en el núcleo del Sinclinal de Ciguera y en todo el contacto entre el sector Lois-Ciguera y la Unidad de Pisuerga Carrión.

3) DEPÓSITOS ESTEFANIENSES DE SALAMÓN (ESTEFANIENSE B)

Forman parte de la denominada “Cuenca Carbonífera de Canseco-Rucayo-Reyero-Salamón” y afloran en una banda estrecha entre la falla de León y el cabalgamiento basal de la Región del Esla, estando depositados discordantemente sobre materiales carboníferos más antiguos.

Son conglomerados y brechas con clastos heterométricos de calizas y cuarcitas, presentando generalmente cemento carbonatado.

5. SEDIMENTOLOGÍA

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE FACIES

Facies terrígenas

A.- Lutitas

Lutitas de color oscuro a pardo que aparecen en niveles de espesor variable: desde unos pocos centímetros hasta cientos de metros (Areniscas, lutitas y calizas de Dueñas del dominio del río Dueñas). Pueden contener restos vegetales y bioturbación animal, e incluso niveles carbonosos intercalados, siempre de pequeño espesor.

A veces son algo margosas; pueden aparecer de forma masiva, sin secuencialidad alguna, o a muro de secuencias grano y estratocrecientes pasando a techo, y de forma gradual normalmente, a la facies B1. También aparecen frecuentemente junto a la facies de *bafflestone* de filoides (J1).

Interpretación: representan depósitos de plataforma marina terrígena o prodelta.

Los depósitos deltaicos se depositaron por suspensión en un ambiente subacuático de baja energía, en la parte más distal y profunda del delta, que es muy favorable para el desarrollo de poblaciones bentónicas, por lo que la presencia de *burrows* y bioturbación animal es muy frecuente.

Las lutitas de plataforma terrígena son depósitos relativamente profundos, que se sedimentaron por suspensión en una zona de baja energía. Esta zona era surcada esporádicamente por flujos más energéticos, como indican las intercalaciones de la facies B.

B.- Areniscas

B.1.- Areniscas con secuencias grano y estratocrecientes

Litológicamente son litarenitas de grano fino a medio de color pardo; presentan una cantidad variable de bioclastos y restos vegetales.

Aparecen a techo de las secuencias grano y estratocrecientes, presentando laminaciones paralelas o por *ripples*, con techo neto y muro normalmente gradual aunque a veces es erosivo. Además, pueden presentar un *lag* de cantos lutíticos en su base. Suelen formar estratos con espesores de dos o tres metros.

Interpretación: representan las partes distales de barras de desembocadura de los canales distributarios en el frente deltaico, en un ambiente más proximal a la facies A, es decir, en una zona con una mayor agitación de las aguas.

La formación de estas barras se atribuye al descenso de energía y capacidad de carga de la corriente; los sedimentos depositados son constantemente retrabajados por corrientes mareales o por el oleaje. Seguramente esta zona presenta las mayores tasas de sedimentación de todos los subambientes deltaicos.

B.2.- Areniscas con laminación paralela y estratificación hummocky

Litarenitas de color pardo, que forman estratos de espesores variables. Suelen estar intercaladas entre lutitas (facies A), generalmente sin mostrar una secuencialidad aparente, aunque a veces presentan secuencias grano y estratocrecientes. Presentan laminación paralela y en algunos casos estratificación cruzada *hummocky*.

Interpretación: depósitos de barras en una plataforma terrígena relativamente somera. La estratificación cruzada *hummocky* se interpreta como depósitos de tormenta.

C.- Lutitas negras silicificadas (facies mineralizadas)

Son lutitas negras, silicificadas y en ocasiones brechificadas. Constituyen las facies con mayores leyes en el yacimiento de Salamón (figura 4d, e).

Aparece en el tránsito entre la unidad inferior y la unidad media observada en los dos sondeos (tránsito entre una rampa carbonatada y una plataforma mixta). Las lutitas suelen presentar una laminación horizontal o estar fuertemente deformadas, mientras que las zonas brechificadas suelen estar cementadas por calcita esparítica o dolomita.

Interpretación: este tipo de facies fueron interpretadas como depósitos de cuenca (BARBA, 2003), pudiendo incluso representar depósitos condensados asociados a *back-bulge*. Esta interpretación dentro de la síntesis sedimentaria general es razonable, ya que esta facies suele estar intercalada entre brechas calcáreas y depósitos de *mud mounds* (ambos interpretados como profundos). Además la ausencia de fauna, de bioturbación y su laminación paralela, son argumentos suficientes para interpretar la formación de esta facies como profunda.

Facies carbonatadas

De acuerdo con la clasificación empleada (DUNHAM, 1962, modificada por EMBRY & KLOVAN, 1971) las facies se dividen en dos grandes grupos, calizas alóctonas (mecánicas) y calizas autóctonas:

Calizas alóctonas

D.- Facies wackestone/mudstone bioclásticas

Son calizas de color gris a gris pardo bien estratificadas, formando estratos con geometrías tabulares o nodulosas, que alcanzan potencias decimétricas a métricas. Microscópicamente la facies se caracteriza por presentar una matriz formada por micrita homogénea (figura 4f). El porcentaje de aloquímicos es variable, siendo el principal criterio a la hora de definir la textura de la roca. La fauna es muy variada, siendo los componentes aloquímicos más abundantes: fragmentos de equinodermos, foraminíferos (fusulinidos, incrustantes, paleotexturálidos, tubulares o calcitornélidos, endotiráceos, *Bradyina* y otros), briozoos (ramosos, fenestélidos y fistulipóridos), braquiópodos, ostrácodos, algas filoides (*Archaeolithophyllum*) y dasicladáceas (*Anthracoporella* y *Dvinella* fundamentalmente), calciesferas y peloides. Es frecuente que los talos de algas filoides presenten envueltas de algas filamentosas verde-azuladas (*Girvanella*). Junto a estas envueltas suelen ir asociados foraminíferos incrustantes determinados como *Tuberitina*, *Paleonubecularia* y *Tetrataxis*, aunque este último es raro encontrarlo en su posición de vida original. Ocasionalmente aparecen fragmentos de algas rojas (*Ungdarella*), trilobites, oncoides, corales solitarios, *Chaetetes* y corales siringopóridos. Los bioclastos son de tamaño variado. La mayoría de artejos de crinoideos son subredondeados y sus bordes suelen estar micritizados. Algunas muestras presentan cierta silicificación, apareciendo chert microcristalino sustituyendo a la calcita en poros cementados o en algún bioclasto, generalmente en fragmentos de algas rojas o briozoos fistulipóridos. Es frecuente observar

Estratigrafía, sedimentología y evolución isotópica del tránsito Podolskiense-Myachkoviense
(sector Lois-Ciguera, Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica)

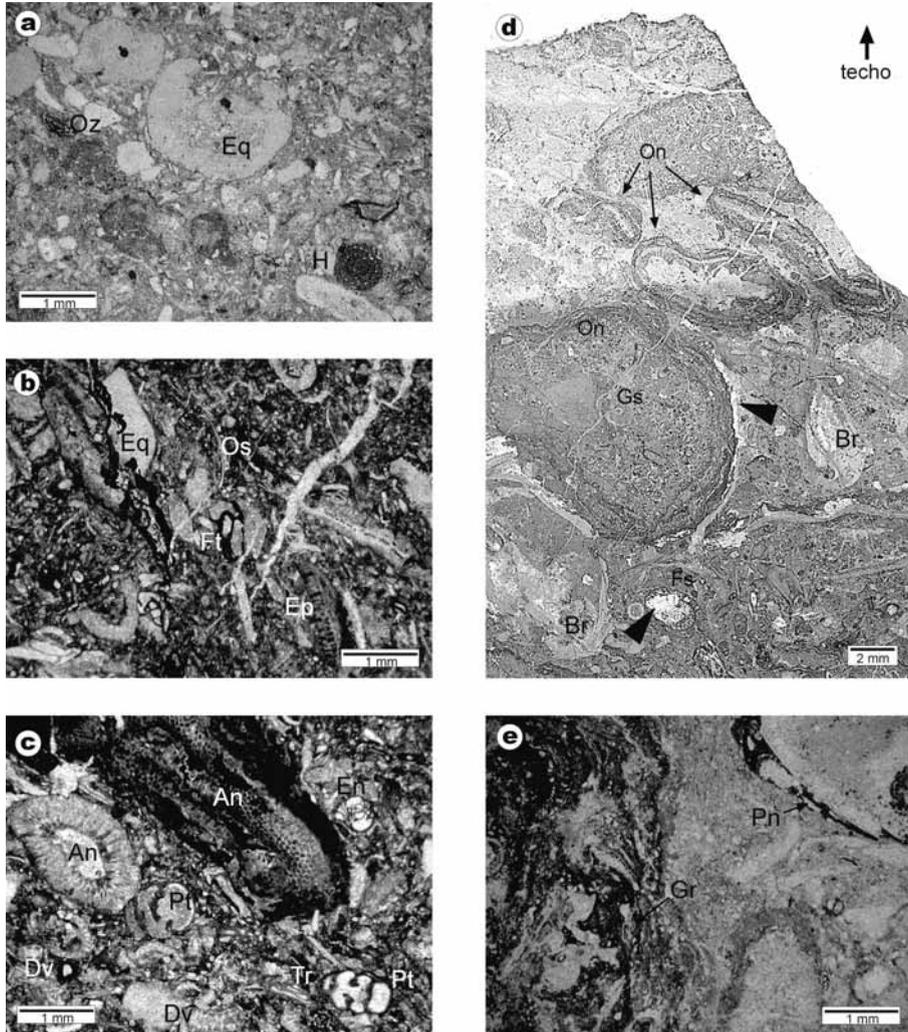


Figura 5. a) Subfacies E1 (packstone de equinodermos). Eq: equinodermo; Oz: Ozawainella; H: Hemigordius. b) Subfacies E2 (packstone con algas). Ep: Epimastopora; Os: ostrácodo; Eq: equinodermo; Ft: foraminífero tubular. c) Subfacies E2. An: Anrhacoporella (el fragmento mayor presenta envuelta micrítica). Pt: paleotexturálicos; Dv: Dvinella; Tr: Tetrataxis; En: endotiráceo. d) Caliza oncoïdal (facies F). Oncoïdes de tipo Osagia: On; Br: braquiópodo; Gs: gasterópodo; Fs: fusulínido; las flechas de color negro indican zonas silicificadas (zonas de color blanco). e) Facies F. Pn: Paleonubecularia; Gr: filamentos calcificados de Girvanella.

cierta recristalización en las muestras estudiadas, llegando en algunas ocasiones a la sustitución total de micrita por microesparita.

Interpretación: numerosos autores han definido una facies similar en trabajos anteriores del Carbonífero de la Zona Cantábrica (BOWMAN, 1979; BARBA, 1991; MOTIS *et al.*, 2001; entre otros) y relacionan su formación con zonas de una plataforma carbonatada somera. Debido a la amplia variedad de fauna encontrada, se interpreta que esta facies se formó en un ambiente de salinidad normal, con buena circulación de corrientes y con aguas relativamente limpias. La presencia de algas indica que nos encontramos presumiblemente dentro de la zona fótica. Además, debido al tipo de textura de la roca con abundante fango carbonatado, se puede asegurar que este tipo de facies se depositó en una zona protegida o de baja energía.

E.- Packstone bioclásticas

Calizas de color gris claro a gris oscuro que presentan buena estratificación. Suelen disponerse en estratos de espesor decimétrico a métrico.

Los componentes aloquímicos son similares a los descritos en la facies D, variando únicamente que estas facies son granosoportadas. Se ha realizado una subdivisión de facies en función del predominio de un grupo de bioclastos o de otro, teniendo ambas una interpretación similar (figura 5a, b, c).

E1.- Packstone de equinodermos

Caracterizada por la escasa o nula presencia de algas, en esta facies abundan fragmentos de equinodermos y briozoos; también se pueden observar foraminíferos (fusulínidos, *Ozawainella*, *Hemigordius*, incrustantes, endotiráceos, *Tetrataxis*, *Bradyina*, paleotexturálidos, tubulares y otros), braquiópodos, ostrácodos, peloides, intraclastos, gasterópodos, trilobites y colonias de *Chaetetes*.

Ocasionalmente este tipo de facies presenta cierta contaminación terrígena.

Los artejos de crinoideo, algunos de varios centímetros, suelen estar fragmentados y presentan bordes irregulares, así como perforaciones (*borings*) de organismos no determinados.

E2.- Packstone con algas

Aunque en esta subfacies sigue habiendo una gran presencia de equinodermos, briozoos, foraminíferos (*Bradyina*, paleotexturálidos, *Tetrataxis*, calcitornélidos, incrustantes, fusulínidos y otros), ostrácodos y braquiópodos, se caracteriza por presentar una considerable cantidad de algas y calciesferas. Las más abundantes son talos de dasicladáceas (*Anthracoportella*, *Epimastopora*, *Dvinella* y otras) y filoides.

Los bioclastos vuelven a presentar perfiles irregulares y perforaciones. Algunos bioclastos, generalmente talos de filoides y en menor proporción

fragmentos de briozoos, aparecen con envueltas de *Girvanella* y con incrustaciones de foraminíferos.

Interpretación: debido a la textura de la roca (granosoportada) se interpreta que la energía del medio donde se depositó esta facies debió ser relativamente alta. Además, algunos foraminíferos como los paleotexturálidos y *Bradyina* son característicos de ambientes relativamente energéticos. Así su formación pudo estar ligada a diversos factores, como acción del oleaje, corrientes marinas, episodios de tormentas, pequeñas transgresiones o simplemente un incremento en la agitación de las aguas debido al desarrollo cercano de un *mud mound* o un *mound* algal. Esta influencia de corrientes queda demostrada al observar en varias muestras la orientación de los ejes mayores de los bioclastos siguiendo una dirección preferente. De esta manera, esta facies está presente en todos los ambientes. Aunque la interpretación es similar para ambas subfacies, seguramente la facies E1 (*packstone* de equinodermos) se localice en ambientes más profundos. *Ozawainella* es característico de acumulaciones de crinoideos en mar abierto o plataforma externa (ver DELLA PORTA, 2005), ya que son organismos independientes de la luz solar. En este caso concreto, seguramente estas acumulaciones representen la colonización de los flancos de las bioconstrucciones microbianas. Las facies E2 (*packstone* con algas) se asocia a zonas más someras, dentro de la zona eufótica seguramente.

F.- Calizas oncoidales

Caliza de color gris que frecuentemente está contaminada por material lutítico de color oscuro. Estas intercalaciones terrígenas pueden disponerse formando laminaciones con techo y base irregulares. Suelen aparecer a techo y a muro de los cuerpos detríticos (figura 5d, e).

Tienen textura *wackestone/floatstone*; los aloquímicos más representativos de estas facies son: oncoides, fragmentos de algas filoides (*Archaeolithophyllum*), codiáceas (*Ivanovia*), dasicladáceas, braquiópodos, foraminíferos (muy frecuente encontrar *Tetrataxis* y paleotexturálidos), cianobacterias, briozoos, equinodermos, ostrácodos, trilobites, calciesferas y peloides. En menor proporción, pueden aparecer otros foraminíferos, como fusulínidos y *Bradyina*, gasterópodos y fragmentos de trilobites.

Los bioclastos pueden presentar laminaciones y cierta orientación preferente. Los oncoides, determinados de tipo *Osagia* (MASLOV, 1960, en FLÜGEL, 1982), presentan una forma esferoidal/elipsoidal y tienen como núcleo generalmente fragmentos de algas filoides (*Archaeolithophyllum*) o codiáceas (*Ivanovia*), aunque también pueden ser otros bioclastos, como ejemplares de corales solitarios. El núcleo en algunas ocasiones está centrado, mientras que en otras ocupa posiciones más laterales del grano. Los oncoides están formados por envueltas semi-concéntricas de micrita oscura y densa, que no suele presentar gran continuidad, y algas filamentosas *Girvanella*. También es frecuente que tengan foraminíferos incrustantes (*Paleonubecularia* y *Tuberitina*) formando envueltas

discontinuas. Presentan una amplia variedad de tamaños, alcanzando algunos más de 3 cm de diámetro.

Interpretación: no se conoce con exactitud el tipo de energía que debe tener un medio para la formación de estos componentes. En la actualidad, la mayoría de los oncoides que se forman en medios marinos, lo hacen en ambientes de alta o baja energía, intermareales profundos o submareales someros (FLÜGEL, 1982). Se sabe que durante el desarrollo y la evolución de un oncoide, éste necesita girar para desarrollar sus envueltas concéntricas alrededor del núcleo. Este giro puede producirse debido a la acción de episodios de tormenta o como consecuencia de la acción de olas y corrientes.

La morfología del oncoide y la estructura de las envueltas, se suelen utilizar como indicadores de la energía del medio. WRIGHT (1983) propone que los oncoides con formas irregulares y con una laminación no muy bien desarrollada son generados en ambientes de baja energía. Los que presentan buena laminación los asocia a ambientes más energéticos. Sin embargo, JONES & WILKINSON (1978), en WRIGHT (1983), proponen que algunos oncoides formados en agua dulce, con crecimiento estático, pueden desarrollar perfectamente las envueltas concéntricas. FLÜGEL (2004) propone que los oncoides de tamaño medio y que aparecen en rocas ricas en fango son generados en ambientes de baja energía, en zonas mareales o de lagoon.

BOWMAN (1979), EICHMÜLLER (1985) y MERINO TOMÉ (2005) describen una facies similar, e interpretan que se formó en un ambiente submareal, somero y de baja energía. BOWMAN (1983) propone que debido a la posición estratigráfica de estas facies suelen marcar la base de las superficies transgresivas. En el presente trabajo se asume que esta facies se desarrolló en una rampa carbonatada somera, en un ambiente submareal de baja energía.

G.- Brechas calcáreas

Facies muy frecuente en el dominio de Peñas Pintas, aunque en los otros dos dominios no se ha observado en afloramientos de campo. Aparece sin un orden estratigráfico aparente y a veces forma pequeñas secuencias granodecrescentes (figura 6a, b, c, d).

Aunque esta facies es bastante heterogénea, generalmente los clastos son micríticos, de subangulosos a subredondeados, algunos de ellos pertenecientes a las facies I. Dependiendo de la matriz de la brecha se han identificado las siguientes subfacies, ambas con similar interpretación.

G1.- Rudstone litoclásticas

Brechas calcáreas clastosoportadas formadas por clastos micríticos en una matriz de cemento esparítico de grano fino. Este cemento puede ser de calcita férrica o no férrica. La clasificación es pobre, presentando los clastos tamaños desde centimétricos a micrométricos. Los clastos suelen ser subredondeados y presentan localmente textura peloidal. Los componentes aloquímicos identificados en los clastos, que tienen una textura *wackestone*,

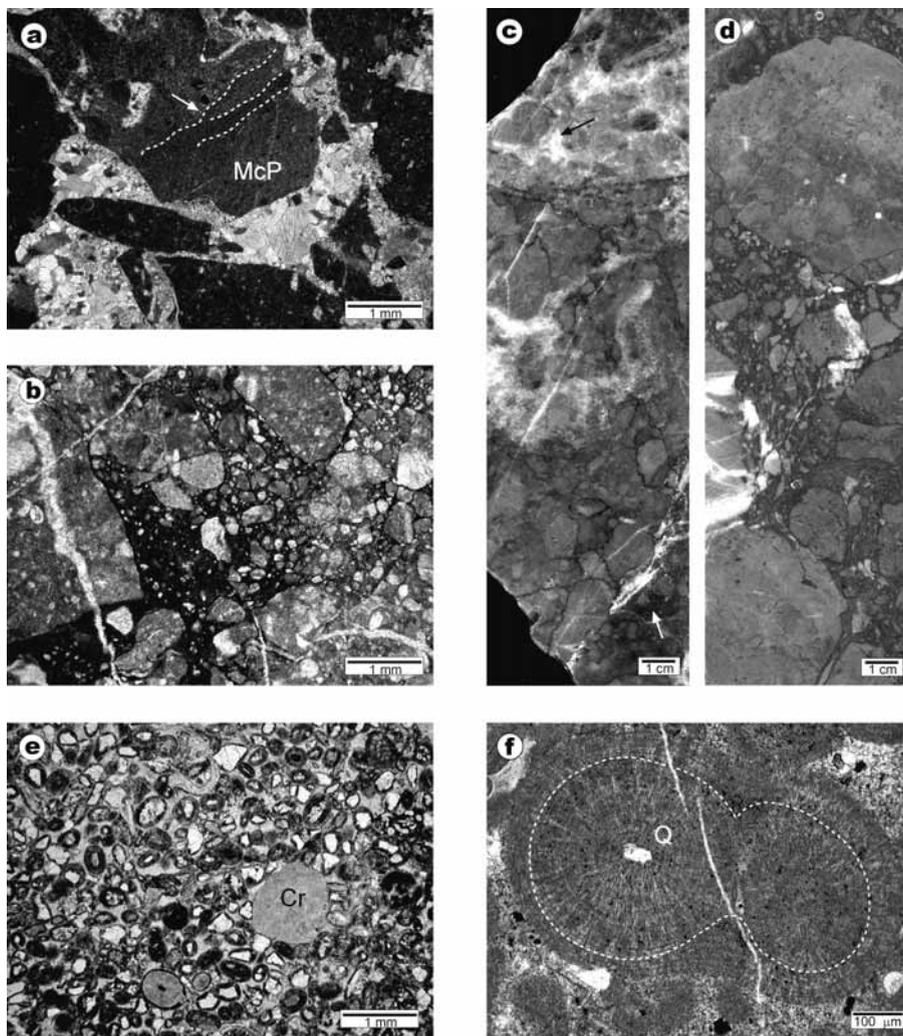


Figura 6. a) (NC) Facies G1. En la parte central se observa un clasto procedente de la facies I rodeado por cemento esparítico. McP: micrita peloidal; la flecha blanca indica la laminación que forman los peloides. b) Facies G2. Nótese que algunos clastos son bastante angulosos, mientras que otros presentan formas más redondeadas. c) Brecha calcárea; algunos clastos están cementados por calcita esparítica (flecha negra), mientras que otros presentan una matriz micrítica (flecha blanca). También se pueden observar las diferentes morfologías y tamaños de los granos, todos ellos fundamentalmente micríticos. d) Facies G2: clastos heterométricos de caliza micrítica dispersos caóticamente en una matriz micrítico-margosa. e) Grainstone oolítica (facies H1). Los oolitos tienen un tamaño medio de 700/800 μm , presentan unas envueltas muy bien desarrolladas y su núcleo suele ser un grano de Q subanguloso. Cr: crinoideo. f) Oolito múltiple. Q: cuarzo.

son: foraminíferos, equinodermos, briozoos (fenestélidos y fistulipóridos), braquiópodos, algas rojas, ostrácodos y trilobites.

El contacto entre los clastos y la matriz puede ser neto, pero a veces presentan un cemento drúsico entre el clasto micrítico y el cemento equigranular de la matriz.

G2.- Floatstone *litoclástica*

Brechas calcáreas clastosoportadas formadas por clastos micríticos subredondeados dispersos en una matriz micrítica. La clasificación es muy pobre. En ocasiones los clastos pueden ser bioclastos, como placas de equinodermos, fragmentos de algas rojas y dasicladáceas. Es frecuente que los clastos micríticos presenten una textura peloidal.

La contaminación de material terrígeno es variable de una muestra a otra, llegando en algunas ocasiones a formar prácticamente la totalidad de la matriz.

En algunos tramos, se han llegado a identificar rellenos geopetales en las porosidades existentes entre los clastos.

Interpretación: esta facies se interpreta como depósitos generados por desmoronamientos de *mounds* debidos a la acción de tormentas, similares a los descritos por CÓZAR *et al.* (2006).

Sin embargo no se descarta su origen diagenético, debido a la alta estilolitización que presenta esta facies, o su origen tectónico, ya que en algunos casos la matriz y los clastos están deformados, y únicamente se han observado en el Dominio de Peñas Pintas (zona altamente tectonizada debido a la cercanía de la falla de León y la de Salamón).

H.- Grainstone

Dependiendo del componente aloquímico mayoritario, se ha descrito la siguiente subdivisión de facies:

H1.- Grainstone *oolíticas*

Forma estratos con base neta y erosiva. No suelen tener un espesor muy grande, siendo normalmente inferior a los 50 cm (figura 6e, f). El componente aloquímico mayoritario son oolitos, que tienen diversos tamaños (800 μm de tamaño medio). El núcleo de los oolitos es de origen variado; se han observado núcleos compuestos por granos de cuarzo o por bioclastos, aunque predominan los formados por material siliciclástico. Estos granos de cuarzo son subangulosos y de pequeño tamaño (200 μm). Los oolitos están formados mayoritariamente por envueltas concéntricas fibroso-radiadas y envueltas concéntricas tangenciales, estas últimas indicadoras de ambientes de alta energía. Predominan los ooides simples, aunque se puede observar alguno múltiple con estructuras más complejas. También se observan varias etapas de formación marcadas por las diferentes envueltas y la presencia de foraminíferos incrustantes.

El resto de fauna observada son fragmentos de equinodermos, braquiópodos, briozoos fenestélidos y foraminíferos.

Esta facies está muy presente en las Calizas de Ciguera, formando en su base un nivel cartográfico muy continuo.

Interpretación: actualmente se ha observado que la mayoría de los ooides se forman en medios de alta energía, con aguas templadas, e influenciados por la acción del oleaje y las corrientes de marea, generalmente a profundidades inferiores a 2 m (FLÜGEL, 1982).

El ambiente de formación que se plantea para la formación de estas facies es de zonas intermareales profundas y zonas submareales someras, donde se acumulaban formando barras o *shoals*. Es decir, un medio de moderada-alta energía, donde el sedimento era agitado y removido constantemente, favoreciendo la formación de las envueltas oolíticas. Este hecho se ve argumentado por la presencia de foraminíferos incrustantes (*Tuberitina*) que utilizaban como único sustrato firme los oolitos en formación.

El núcleo de los oolitos, generalmente siliciclástico, indica que su formación se produjo dentro del área de influencia terrígena de la cuenca.

En ocasiones, y debido a su gran continuidad lateral y a su posición estratigráfica, se interpreta que estas facies marcan el inicio de fases transgresivas.

H2.- Grainstone *bioclásticas*

Rocas granosoportadas, ricas en fauna, cementadas por cemento esparítico y microesparítico. La fauna más representativa son foraminíferos (fusulinas, calcitornélidos, paleotexturálidos, *Bradyina*, *Tuberitina* y otros), equinodermos, braquiópodos, ostrácodos, briozoos fenestélidos, talos de algas dasicladáceas y filoides.

Interpretación: similar a la descrita en la Facies E1, es decir, un ambiente de barra bioclástica o *shoal* en la rampa interna.

Calizas autóctonas

I. Facies de calizas micríticas peloidales

Calizas masivas de color gris, con una matriz micrítica de aspecto grumoso-peloidal. Aunque de espesores variables, pueden llegar a formar tramos de más de 50 m de espesor (figura 7a, b, c).

El contenido fósil más característico es el siguiente: foraminíferos calcitornélidos e incrustantes (*Tuberitina*), filamentos calcificados y micritizados de *Girvanella* y *Ortonella*, *Thartarella* y *Tubiphytes*. En menor medida y más raramente, aparecen talos de *Dvinella*, briozoos fenestélidos, fragmentos de braquiópodos, pequeños fragmentos de equinodermos, ostrácodos, otros foraminíferos (paleotexturálidos, fusulinas, miliólidos,

Bradynia, *Tetrataxis*, *Paleonubecularia* y otros), briozoos fistulipóridos, algas filoides, fragmentos de algas rojas, calciesferas, colonias de *Chaetetes* y corales solitarios. El volumen ocupado por los bioclastos es bajo (5-10%) y suelen ser de menor tamaño que los contenidos en las Facies A.

Otro aspecto significativo de esta facies es la presencia de una fábrica grumosa-peloidal, formada por peloides micríticos, sin estructura interna y cementados por calcita microesparítica. Son de forma variada, de esférica a irregular, con un tamaño medio de 100 µm. En algunas ocasiones pueden disponerse formando cierta laminación. Los tramos de micrita homogénea suelen caracterizarse por ser de un color oscuro, de aspecto denso.

También aparecen porosidades rellenas por cemento carbonatado, con base y techo irregulares y proporciones decimétricas. En el exterior del poro se encuentra un cemento fibroso de tonalidades pardas, dispuesto perpendicular a los bordes; hacia el interior se encuentra un cemento blanquecino de esparita en bloque o *blocky*.

Además es frecuente observar porosidades rellenas de cristales equigranulares de calcita ferrosa y cementos fibroso-radiales y de tipo *stromatactis*.

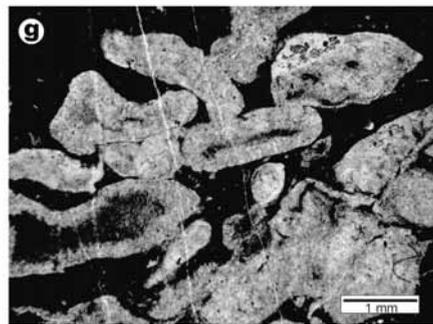
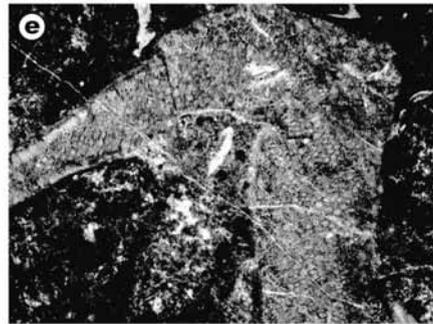
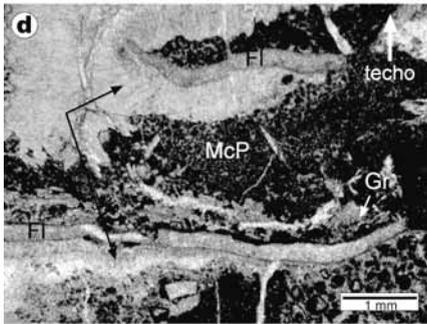
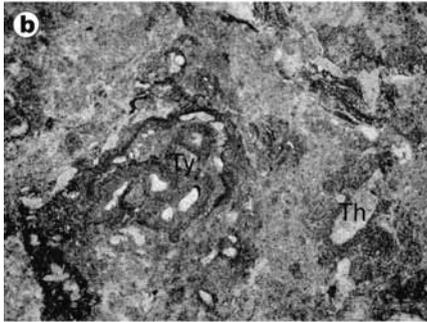
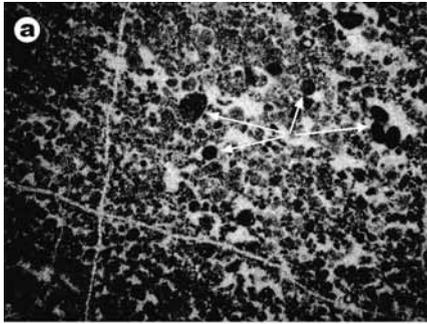
Interpretación: este tipo de facies suelen formar el núcleo de bioconstrucciones de fango carbonatado o micrita (*mud mounds*), que pueden ser de tamaño variable, desde proporciones métricas a decimétricas, con gran relieve y elevadas pendientes. Estas acumulaciones conocidas en el registro geológico desde tiempos arcaicos, se relacionan con actividad microbiana (MONTY, 1995; PRATT, 1995; RIDING, 2000; RIDING, 2002; SCHLAGER, 2003; entre otros), es decir, su desarrollo está íntimamente ligado a la actividad productora y metabólica de bacterias, cianobacterias, algas microscópicas y hongos.

Es común que estas bioconstrucciones registren grandes variaciones laterales y verticales de facies, así como una gran heterogeneidad en las microfacies.

Autores previos han interpretado similares tipos de facies en el Carbonífero de la Zona Cantábrica como calizas *boundstones* desarrolladas en un ambiente de plataforma externa-talud/rampa externa (BAHAMONDE *et al.*, 1997; MERINO TOMÉ *et al.*, 2001; MOTIS *et al.*, 2001; SAMANKASSOU, 2001; DELLA PORTA, 2003; KENTER *et al.*, 2005 y MERINO TOMÉ, 2005; entre otros).



Figura 7. a) Fábrica peloidal de las facies micríticas bioconstruidas (facies I). Las flechas señalan peloides de mayor tamaño y de morfologías subesféricas, identificados como pellets fecales. b) Otro aspecto de la facies I; Ty: Tubiphytes; Tb: Thartharella. c) Aspecto de campo de un mud mound, cuyo núcleo está formado por la facies I. d) Bafflestone de filoides (facies J1). Crecimiento de cementos fibroso radiados a partir de bioclastos (indicados con flechas blancas); Fl: alga filoide; McP: micrita peloidal; Gr: filamentos calcificados de Girvanella. e) Facies J1. Talo de Archaelythophyllum en una matriz micrítica peloidal. f) Aspecto de campo de la facies J2 (bafflestone de *dasicladáceas*). g) Facies J2, posiblemente se trate del género *Anthracoporella*.



SCHLAGER (2003) describe que los ambientes de formación más idóneos para el desarrollo de *mud mounds* (*mud mound factory*) son aguas profundas, pobres en oxígeno y ricas en nutrientes. Se han observado cianobacterias actuales viviendo a profundidades superiores a los 400 m (MONTY, 1995). En DELLA PORTA (2003) y KENTER *et al.* (2005) localizan la mayoría de *mud mounds* en profundidades inferiores a los 300 m.

Aunque la mayoría de estas construcciones se han descrito en zonas profundas, también se han identificado en ambientes más someros y energéticos (WEBB, 2001).

Autores previos que estudiaron la geología en el sector Lois-Ciguera no relacionaron este tipo de facies con depósitos microbianos: MEIJER (1971) interpretó estos peloides y este tipo de fábrica relacionados con la actividad algar.

En este trabajo se plantea que estas facies, tan características de depósitos de *mud mounds*, se desarrollaron en un ambiente de rampa externa, por debajo del nivel del oleaje y dentro de la zona oligofótica, debido a la cantidad considerable de algas encontradas.

J. Facies bafflestone de algas

El desarrollo de este tipo de facies es muy importante en este sector. Si bien el crecimiento de estas acumulaciones autóctonas no es muy potente (no suelen alcanzar más de medio metro de espesor), las algas están casi siempre presentes en las muestras estudiadas. Se ha establecido la siguiente subdivisión de facies, dependiendo del tipo de alga que forme la acumulación, aunque los ambientes de formación y la interpretación son muy similares (figura 7d, e, f, g):

J1. Bafflestone de filoides

Facies que suele presentar cierta contaminación terrígena, siendo característica la intercalación de pequeños niveles margosos. Suele aparecer próxima a la facies A.

Formadas por talos de algas filoides (*Archaeolithophyllum* mayoritariamente) en una matriz homogénea o con fábrica grumosa-peloidal. Pueden aparecer otros bioclastos, como algún fragmento de equinodermos, foraminíferos y briozoos. Las algas suelen presentar envueltas micríticas, del alga filamentosa *Girvanella* e incrustaciones de foraminíferos.

Es frecuente el crecimiento de cementos fibrosos en zonas protegidas (cementación de tipo paraguas), en porosidades que se desarrollan desde el talo de las algas hacia el muro. Por el contrario, hacia la parte superior del talo, suelen disponerse los foraminíferos y los filamentos calcificados de las cianobacterias. Esto puede ser debido al control de estas incrustaciones por diferentes factores físico-químicos, como por ejemplo la cantidad de luz solar disponible.

J2. Bafflestone de dasicladáceas

Formadas por algas dasicladáceas (frecuentemente *Anthracoporella*) en una matriz micrítica. A diferencia de las facies anteriores, es raro encontrar foraminíferos incrustantes o cianobacterias recubriendo los talos de las algas, que normalmente están muy recristalizados.

Interpretación: las algas calcáreas jugaron un papel muy importante en la colonización del fondo marino durante el Carbonífero. Las construcciones de algas se desarrollaron en una rampa carbonatada somera, en una zona submareal situada por debajo del nivel del oleaje. Este ambiente era protegido, con una energía de baja a moderada. Es probable que las acumulaciones de algas utilizaran la protección proporcionada por las barras o *shoals* (facies E) para su desarrollo.

SAMANKASSOU (1999) propone que las algas *Anthracoporella* se formaron en un ambiente comprendido entre el nivel de base de las olas y la base de la zona fótica.

Frecuentemente se encuentran *bafflestone* de algas calcáreas intercaladas con la facies I. Esto se explica debido al propio desarrollo de los *mounds*: según decrece la batimetría de las aguas, bien por el propio crecimiento del *mound* o debido a una bajada del nivel del mar, las algas colonizarían el techo del edificio. La micrita peloidal de la matriz que se observa en algunas ocasiones se relaciona con actividad microbiana, es decir, tiene un origen claramente biogénico (ver SAMANKASSOU & WEST, 2003).

MEIJER (1971) estableció que las construcciones de algas en el sector Lois-Ciguera tenían lugar en una plataforma carbonatada somera que estaba surcada por canales que introducían material terrígeno desde el continente.

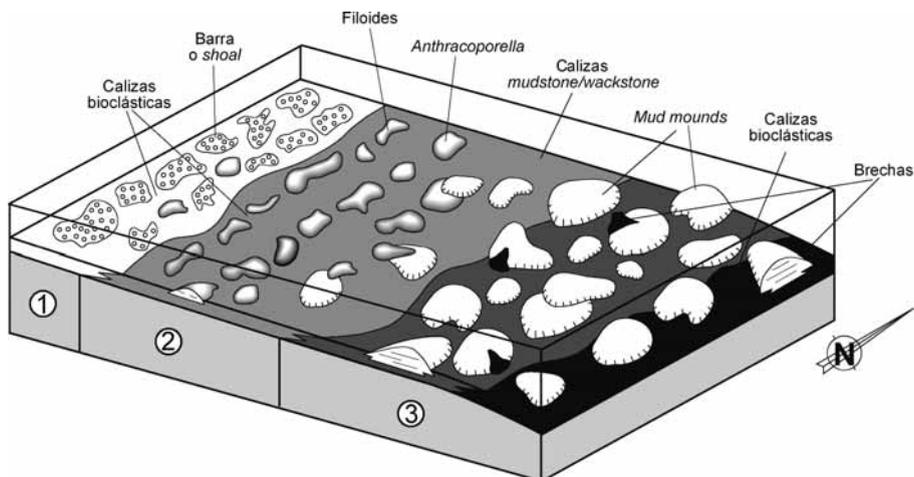


Figura 8. Modelo de la rampa carbonatada planteado, indicando la distribución de facies y asociaciones de facies: 1) Rampa interna (A.2.1), 2) Rampa media (A.2.2), 3) Rampa externa (A.2.3).

El desarrollo de las acumulaciones de algas estaba controlado fundamentalmente por la entrada de terrígenos en la cuenca; cuando estos aportes cesaban las colonias de algas se extendían lateralmente por el fondo marino. SAMANKASSOU (1999) propone un control glacio-eustático para el crecimiento de los *mounds* algales: una subida rápida del nivel del mar provocaría un ahogamiento de las colonias de algas, que quedarían situadas por debajo de la zona fótica.

Debido a la cantidad de material terrígeno encontrado en cada subfacies, se interpreta que las algas dasicladáceas necesitaban aguas más limpias que las filoides para su desarrollo. Estas últimas podían desarrollarse en ambientes con aguas turbias, con moderada a baja energía.

Hasta hace poco se creía que los *mounds* de algas filoides eran producto de la acumulación mecánica de talos y micrita, participando estos organismos en la construcción de una manera pasiva. Sin embargo, SAMANKASSOU & WEST (2002) establecen que estas algas tuvieron un papel activo en la formación de estos edificios, semejante al jugado por los metazoos en los arrecifes rígidos.

ASOCIACIONES DE FACIES Y MODELOS SEDIMENTARIOS

Asociación de plataforma terrígena (A.1)

Está formada por lutitas (facies A), litarenitas (facies B) y lutitas negras (facies C).

Las zonas más someras de la plataforma se caracterizan por presentar depósitos deltaicos, formados por las facies A (subambiente de prodelta) y facies B.1 (frente deltaico). Se disponen formando secuencias progradantes, grano y estratocrecientes, con espesores comprendidos entre 10 y 40 m y de carácter somerizante.

En zonas más profundas de la plataforma interna se desarrollaron barras arenosas, formadas por las facies A y B.2.

En la parte externa de la plataforma dominaría la sedimentación de materiales finos; está formada por lutitas (facies A) con intercalaciones de areniscas líticas (facies B.2). Se caracteriza por ser un ambiente de baja energía, lejos de la acción del oleaje, en una plataforma relativamente profunda. La presencia de estratos de arenisca, que aparecen normalmente sin presentar secuencialidad alguna, se asocia a algún tipo de flujo relativamente energético que llegaba hasta estas zonas de la plataforma.

La facies C (lutitas negras silicificadas) representarían ambientes de cuenca profunda, asociados posiblemente a una zona de *back-bulge*.

Constituye una plataforma dominada por los aportes terrígenos del continente, presumiblemente procedentes del O, aunque debido al contexto sinorogénico durante el depósito de estos materiales, no se descarta que

Estratigrafía, sedimentología y evolución isotópica del tránsito Podolskiense-Myachkoviense (sector Lois-Ciguera, Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica)

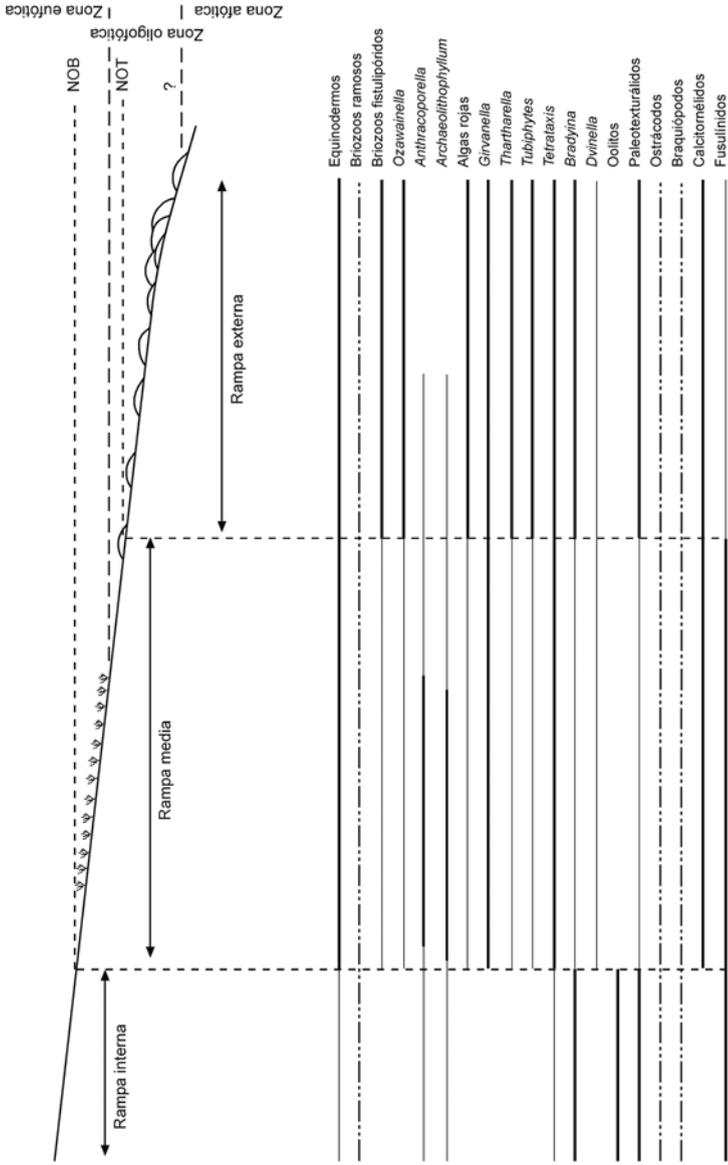


Figura 9. Distribución paleoecológica del contenido fósil más característico y representativo de los ambientes definidos. También se ha representado la zonación energética y de penetración de la luz planteada.

procedan de otra dirección debido al levantamiento de mantos tectónicos próximos (como por ejemplo el Manto del Esla).

Asociación de rampa carbonatada (A.2)

Las rampas carbonatadas se suelen desarrollar en periodos de tiempo con escasez de organismos constructores de arrecifes rígidos (ver BURCHETTE & WRIGHT, 1992).

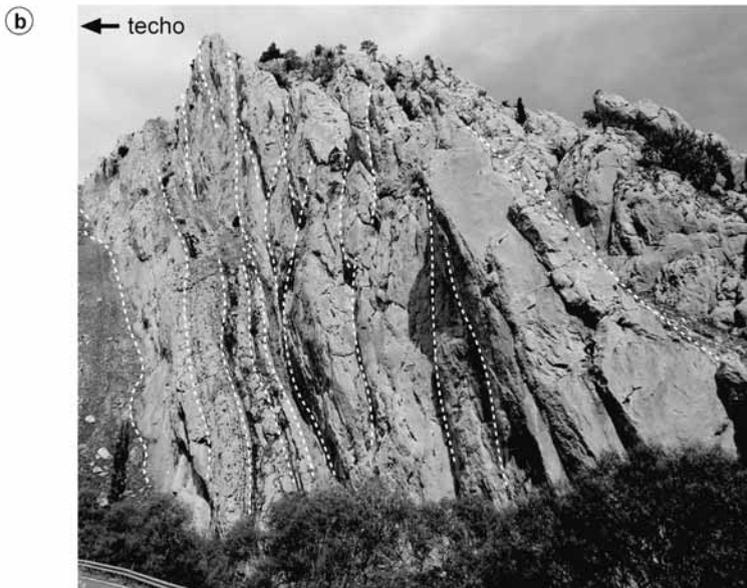
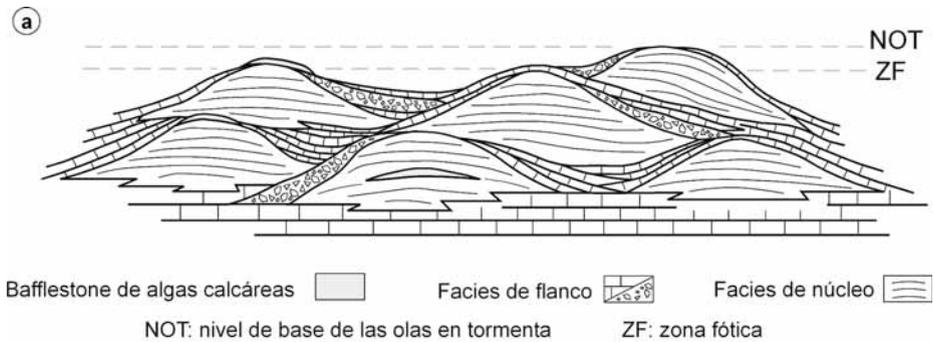


Figura 10. a) Modelo planteado para la distribución de facies en los mud mounds del sector Lois-Ciguera. ZF= zona fótica, NOT= nivel de base del oleaje en tormentas. b) Apilamiento de mud mounds (Calizas de Bachende en la sección del río Dueñas).

Algunos ejemplos de rampas carbonatadas con *mud mounds* desarrollados en la cuenca de antepaís carbonífera de la Zona Cantábrica han sido descritos en MERINO TOMÉ *et al.* (2001), MERINO TOMÉ (2005) y FERNÁNDEZ (2006), entre otros.

El desarrollo de la rampa carbonatada en el sector Lois-Ciguera coincidiría con épocas de escaso aporte de terrígenos. Se han distinguido tres ambientes paleogeográficos diferentes, la rampa interna, media y externa, siguiendo el modelo propuesto por BURCHETTE & WRIGHT (1992), basado en diferentes niveles energéticos (figuras 8 y 9). Así la rampa interna estaría comprendida entre la línea de costa y el nivel del oleaje de buen tiempo. Los límites de la rampa media serían además del nivel del oleaje de buen tiempo, el del oleaje de tormenta. Y, por último, la rampa externa estaría comprendida por debajo del nivel del oleaje de tormenta.

A su vez se ha utilizado, de modo complementario, la división de POMAR (2001) basada en los diferentes grupos de organismos que participan en la producción de carbonato (figura 9). De esta manera y dependiendo de la cantidad de luz que necesiten estableció la siguiente zonación:

– Zona eufótica, situada en zonas someras y energéticas, donde la cantidad de luz solar que penetra es máxima; su límite inferior es cercano a los 30 m.

– Zona oligofótica, localizada en zonas profundas y donde habitan organismos que necesitan bajos niveles de luz solar. Esta zona puede ser afectada por episodios de tormenta y su límite inferior se sitúa entre los 30 y 100 m, aunque puede alcanzar profundidades mayores en aguas claras.

– Zona afótica: donde viven los organismos fotoindependientes.

Los límites batimétricos establecidos son variables y aproximados ya que dependen del coeficiente de penetración de la luz de las aguas.

En el modelo de plataforma establecido, la mayor producción y acumulación de carbonato se produce en la rampa media (dominada por algas calcáreas) y en la rampa externa (dominada por bioconstrucciones de fango carbonatado).

Asociación de rampa carbonatada interna (A.2.1)

Formada por calizas *wackestone/mudstone* (facies D), *packstone* bioclásticas (facies E) y *grainstone* (facies H). De forma subordinada aparecen también calizas *bafflestone* de algas dasicladáceas y filoides (facies J).

Esta zona de la plataforma se caracterizaba por la acumulación de barras o *sboals*, que en algunas ocasiones ofrecían la protección necesaria para el crecimiento de bancos de algas.

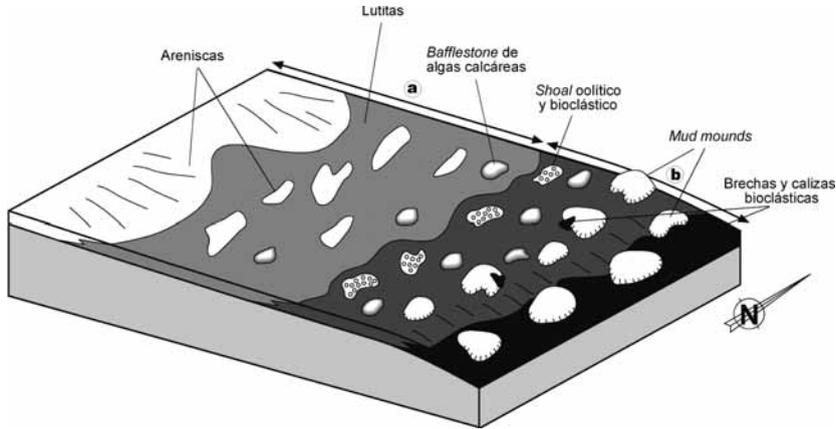


Figura 11. Modelo de plataforma marina mixta.
a) Dominio siliciclástico; b) Dominio carbonatado.

Asociación de rampa carbonatada media (A.2.2)

Formada por calizas *mudstone-wackestone* (facies D), *packstone* bioclásticas (facies E), calizas oncooidales (facies F), calizas con micrita peloidal (facies D), *bafflestone* de algas dasicladáceas y filoides (facies J); más raramente aparecen las facies H2 (*grainstone* bioclásticas) y brechas calcáreas (facies G).

Esta parte de la plataforma era dominada por construcciones de algas filoides (género *Archaeolithophyllum*) y dasicladáceas (*Anthracoporella*). Como se ha dicho anteriormente las algas filoides, con una mayor tolerancia a la turbidez de las aguas, se dispondrían más cercanas a la costa, mientras que las dasicladáceas colonizarían el fondo marino en un ambiente más alejado de la costa, con una mayor claridad de aguas.

Las facies I formarían el núcleo de *mud mounds*, que en esta parte de la plataforma son de menores proporciones que los desarrollados en ambientes más profundos.

Asociación de rampa carbonatada externa con bioconstrucciones de mud mounds (A.2.3)

Los *mud mounds* son edificios orgánicos que pueden alcanzar gran altura y desarrollar flancos con elevadas pendientes. Suelen disponerse amalgamados y superpuestos, aunque también pueden desarrollarse de forma aislada. Tienen diferentes morfologías y su apilamiento puede ser variado (ver LEES & MILLER, 1995).

El núcleo de estas bioconstrucciones está formado por micrita peloidal (facies D); las calizas bioclásticas que se encuentran intercaladas entre las calizas micríticas bioconstruidas se interpretan como depósitos de flanco, característica que no todos los *mounds* presentan (figura 10a, b).

Estratigrafía, sedimentología y evolución isotópica del tránsito Podolskiense-Myachkoviense
(sector Lois-Ciguera, Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica)

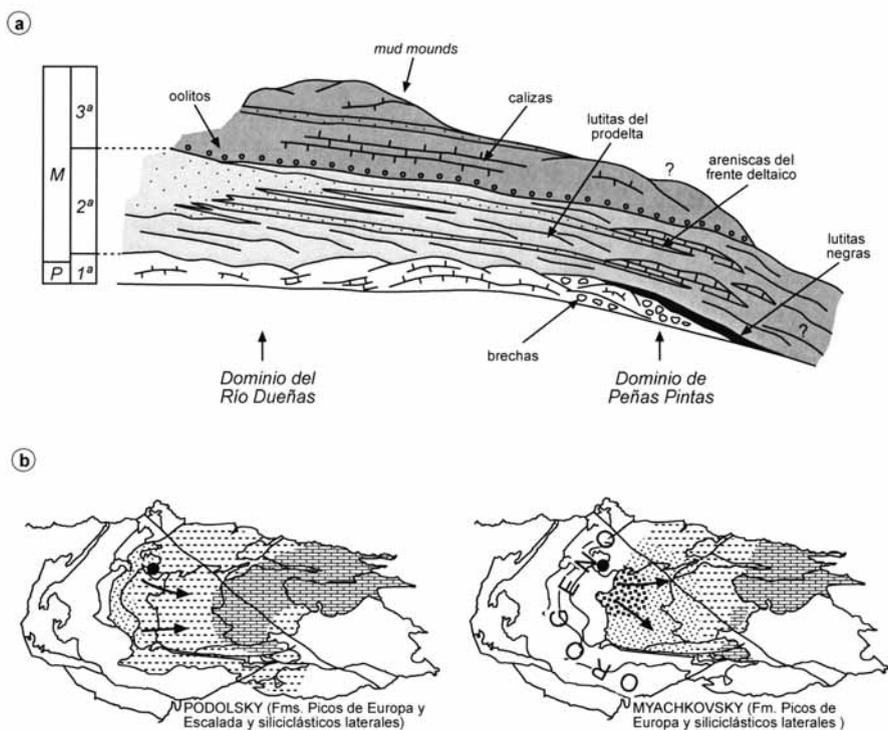


Figura 12. a) Esquema de la evolución de la plataforma carbonatada. A la izquierda se han indicado las tres etapas propuestas. P= Podolskiense, M= Myachkoviense. b) Mapas paleogeográficos mostrando la distribución de depósitos carbonatados y terrígenos en la Zona Cantábrica durante el Westfaliense B y C, tomada de COLMENERO et al. (2002).

A su vez, una gran parte de las brechas calcáreas descritas se asocian a los desmoronamientos de estas construcciones debido a la acción de tormentas a oscilaciones del nivel del mar o a otros procesos energéticos. Además, es frecuente observar en los *mud mounds* de Lois-Ciguera *baffles* de algas asociadas con las calizas microbianas. Esto se interpreta de varias maneras: si las algas se encuentran a muro del *mound*, éstas sirvieron como sustrato previo al desarrollo de la construcción microbiana. Si se encuentran a techo, o intercaladas, pudo ser debido a que las algas colonizaron el sustrato del *mound* cuando éste, debido a su crecimiento, alcanzó la zona eufótica.

En la literatura una amplia mayoría de estas bioconstrucciones se asocian a zonas profundas de la plataforma, donde las oscilaciones del nivel del mar no influyen directamente en la producción de este carbonato de origen microbiano. Sin embargo, los depósitos descritos en este trabajo se asocian a zonas más someras de la rampa carbonatada, por lo que sí que estarían afectados de una forma directa por los cambios relativos del nivel del mar.

| Muestra | Natza. | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ |
|------------|--------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|
| SS-58-1 | Cc | 3,83 | -2,19 | 28,65 |
| SS-58-2 | Cc | 5,39 | -2,19 | 28,66 |
| SS-58-3 | Cc | 3,75 | -2,69 | 28,13 |
| SS-58-4A | Cc | 3,71 | -3,78 | 27,02 |
| SS-58-4B | Cc | 5,24 | 2,88 | 33,88 |
| SS-58-4C | Cc | 4,51 | 0,83 | 31,76 |
| SS-58-5 | Cc | 4,42 | -2,04 | 28,81 |
| SS-58-7 | Cc | 3,48 | -7,33 | 23,36 |
| SS-58-7 | Dol | 3,55 | -6,64 | 24,07 |
| SS-58-8 | Cc | 4,20 | -2,62 | 28,21 |
| SS-58-8 | Dol | Insuficiente | | |
| SS-58-9 | Cc | 3,75 | -1,46 | 29,41 |
| SS-58-10 | Cc | 2,71 | -5,04 | 25,71 |
| SS-58-10 | Dol | Insuficiente | | |
| SS-58-11 | Cc | 4,47 | -6,55 | 24,16 |
| SS-58-11 | Dol | 4,47 | -6,80 | 23,90 |
| SS-58-12 | Cc | 2,63 | -3,14 | 27,67 |
| SS-58-13 | Cc | 4,32 | -3,50 | 27,30 |
| SS-58-14 | Cc | 3,80 | -3,11 | 27,70 |
| SS-58-14.R | Cc | 3,66 | -2,65 | 28,18 |
| SS-58-15 | Cc | 4,09 | -3,51 | 27,29 |
| SS-58-16 | Cc | 4,48 | -3,17 | 27,64 |
| SS-58-17 | Cc | 4,20 | -2,26 | 28,58 |
| SS-58-18 | Cc | 3,19 | -4,02 | 26,76 |
| SS-58-19 | Cc | 4,53 | -3,39 | 27,41 |
| SS-58-20 | Cc | 2,45 | -4,43 | 26,34 |
| SS-58-21 | Cc | 2,24 | -3,36 | 27,44 |
| SS-58-22 | Cc | 1,66 | -3,13 | 27,68 |
| SS-58-23 | Cc | 1,64 | -3,08 | 27,74 |
| SS-58-24 | Cc | 2,45 | -2,89 | 27,93 |
| SS-58-25 | Cc | 3,35 | -4,50 | 26,27 |
| SS-14-1 | Cc | 3,53 | -3,37 | 27,44 |
| SS-14-2 | Cc | 3,62 | -4,02 | 26,76 |
| SS-14-3 | Cc | 4,08 | -3,34 | 27,47 |
| SS-14-4 | Cc | 3,70 | -1,51 | 29,36 |
| SS-14-5 | Cc | 2,45 | -3,63 | 27,16 |
| SS-14-6 | Cc | 3,47 | -1,47 | 29,40 |
| SS-14-7 | Cc | 2,86 | -3,86 | 26,93 |
| SS-14-8 | Cc | 2,21 | -4,68 | 26,08 |
| SS-14-9 | Cc | 1,32 | -5,92 | 24,81 |
| SS-14-10 | Cc | 3,58 | -4,28 | 26,49 |
| SS-14-11 | Cc | 2,82 | -3,90 | 26,89 |
| SS-14-12 | Cc | 2,49 | -4,64 | 26,13 |
| SS-14-13 | Cc | 1,64 | -5,35 | 25,40 |
| SS-14-14 | Cc | 4,00 | -4,39 | 26,38 |

Tabla 1. Resultados de los análisis de isótopos estables expresados en ‰.

| Muestra | Natza. | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ |
|------------|--------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|
| SS-14-15 | Cc | 3,12 | -3,13 | 27,68 |
| SS-14-16 | Cc | 4,31 | -2,61 | 28,22 |
| SS-14-17 | Cc | 3,33 | -3,46 | 27,35 |
| SS-14-18 | Cc | 1,56 | -3,43 | 27,38 |
| SS-14-19 | Cc | 1,28 | -5,53 | 25,21 |
| SS-14-20 | Cc | -0,44 | -3,72 | 27,07 |
| SS-14-21 | Cc | 3,34 | -2,11 | 28,74 |
| SS-14-22 | Cc | 2,59 | -10,53 | 20,05 |
| SS-14-23 | Cc | 3,06 | -2,46 | 28,38 |
| SS-14-24 | Cc | 2,04 | -3,43 | 27,37 |
| SS-14-25 | Cc | 4,30 | -3,11 | 27,70 |
| SS-14-26 | Cc | 4,34 | -2,39 | 28,44 |
| SS-14-27 | Cc | 4,00 | -2,48 | 28,35 |
| SS-14-28 | Cc | 4,79 | -1,66 | 29,20 |
| SS-14-29 | Cc | 4,52 | -3,03 | 27,78 |
| SS-14-30 A | Cc | 4,38 | -3,54 | 27,26 |
| SS-14-30 B | Cc | 5,04 | -6,88 | 23,82 |
| SS-14-30 C | Cc | 5,00 | -7,05 | 23,64 |
| SS-14-31 | Cc | 3,98 | -2,25 | 28,59 |
| SS-14-32 | Cc | 5,21 | -2,91 | 27,91 |
| L-35 | Cc | 3,29 | -6,25 | 24,46 |
| L-36 | Cc | 4,22 | -5,47 | 25,27 |
| L-37 | Cc | 3,47 | -6,03 | 24,70 |
| L-38 | Cc | 3,93 | -5,13 | 25,62 |
| L-39 | Cc | 3,86 | -4,68 | 26,08 |
| L-40 | Cc | 2,91 | -8,12 | 22,54 |
| L-41 | Cc | 3,52 | -4,51 | 26,26 |
| L-42 | Cc | 4,72 | -3,30 | 27,51 |
| L-43 | Cc | 5,08 | -4,45 | 26,33 |
| L-44 | Cc | 5,46 | -4,35 | 26,42 |
| L-45 | Cc | 5,36 | -5,54 | 25,19 |
| L-46 | Cc | 4,75 | -7,44 | 23,24 |
| L-47 | Cc | 0,66 | -3,53 | 27,27 |
| L-48 | Cc | 3,94 | -3,69 | 27,11 |
| L-49 | Cc | 3,77 | -6,83 | 23,87 |

Tabla 1 (continuación). Resultados de los análisis de isótopos estables expresados en ‰.

Plataforma mixta (A.3)

Donde los carbonatos precipitaban en zonas protegidas de una plataforma influenciada por progradación de sistemas deltaicos (figura 11). Autores previos han establecido modelos similares en el Carbonífero de la Zona Cantábrica (ver FERNÁNDEZ, 1991, y referencias allí contenidas), donde las plataformas carbonatadas se desarrollan en zonas laterales y distales de los sistemas deltaicos, es decir, ambientes donde convivían materiales terrígenos y carbonatados. De esta manera, la paleogeografía de la plataforma variaría en función de la migración de los sistemas deltaicos.

6. EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA

Durante el Carbonífero la Zona Cantábrica se comportó como una cuenca de antepaís que se situaba por delante del frente orogénico, recibiendo sedimentos procedentes del O. El avance de la deformación, con la progresiva incorporación de las partes más proximales de la cuenca a la cuña orogénica, provocó la paulatina reducción de la cuenca sinorogénica a lo largo de este periodo de tiempo.

La sucesión carbonatada moscoviense en el sector Lois-Ciguera tuvo lugar en una rampa carbonatada situada en las partes más distales de la cuenca de antepaís. Estaba dispuesta más o menos paralela a una costa dominada por deltas (representados por el resto de la Cuenca Carbonífera Central), que ocasionalmente era invadida por materiales terrígenos que inhibían, total o parcialmente, la producción de carbonato. BARBA & COLMENERO (1994) proponen que el cese de la producción de carbonato estaría controlado por dos mecanismos principales, uno asociado a procesos regresivos con progradación de los sistemas deltaicos y otro asociado a procesos transgresivos con aumento de la subsidencia en toda la cuenca o partes de la misma.

En el desarrollo de la plataforma carbonatada de edad Podolskiense-Myachkoviense en el sector Lois-Ciguera se pueden diferenciar las siguientes etapas (figura 12.a):

- 1ª etapa, de desarrollo y extensión de la plataforma carbonatada. Está representada por las Calizas de Bachende de edad Podolskiense/Myachkoviense y coincide con una etapa de gran desarrollo de plataformas carbonatadas en el resto de la Zona Cantábrica (ver COLMENERO *et al.*, 2002, figura 12.b).
- 2ª etapa, de progradación de sistemas deltaicos. En el tránsito Podolskiense-Myachkoviense/Myachkoviense inferior se produce la invasión de material terrígeno en la rampa carbonatada, aunque se mantuvieron pequeños bancos carbonatados que convivían con la entrada de materiales terrígenos. Durante esta etapa se registró una compartimentación de la plataforma, existiendo zonas de mayor subsidencia y mayor acumulación de terrígenos y zonas protegidas, donde se produjo la sedimentación de carbonato. De esta manera se podría asegurar que la producción carbonatada en el sector Lois-Ciguera se mantuvo constante temporalmente a lo largo del Moscoviense superior.
- 3ª etapa, de desarrollo y extensión de la plataforma carbonatada, representado por el depósito de las Calizas de Ciguera, de edad Myachkoviense.

7. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES: ^{18}O Y ^{13}C

Se ha realizado la medida de las relaciones isotópicas $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en un total de 72 muestras de caliza pertenecientes a la serie del río Dueñas y a los sondeos SS-14 y SS-58 (ver tabla 1). 68 de las muestras fueron

Estratigrafía, sedimentología y evolución isotópica del tránsito Podolskiense-Myachkoviense
(sector Lois-Ciguera, Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica)

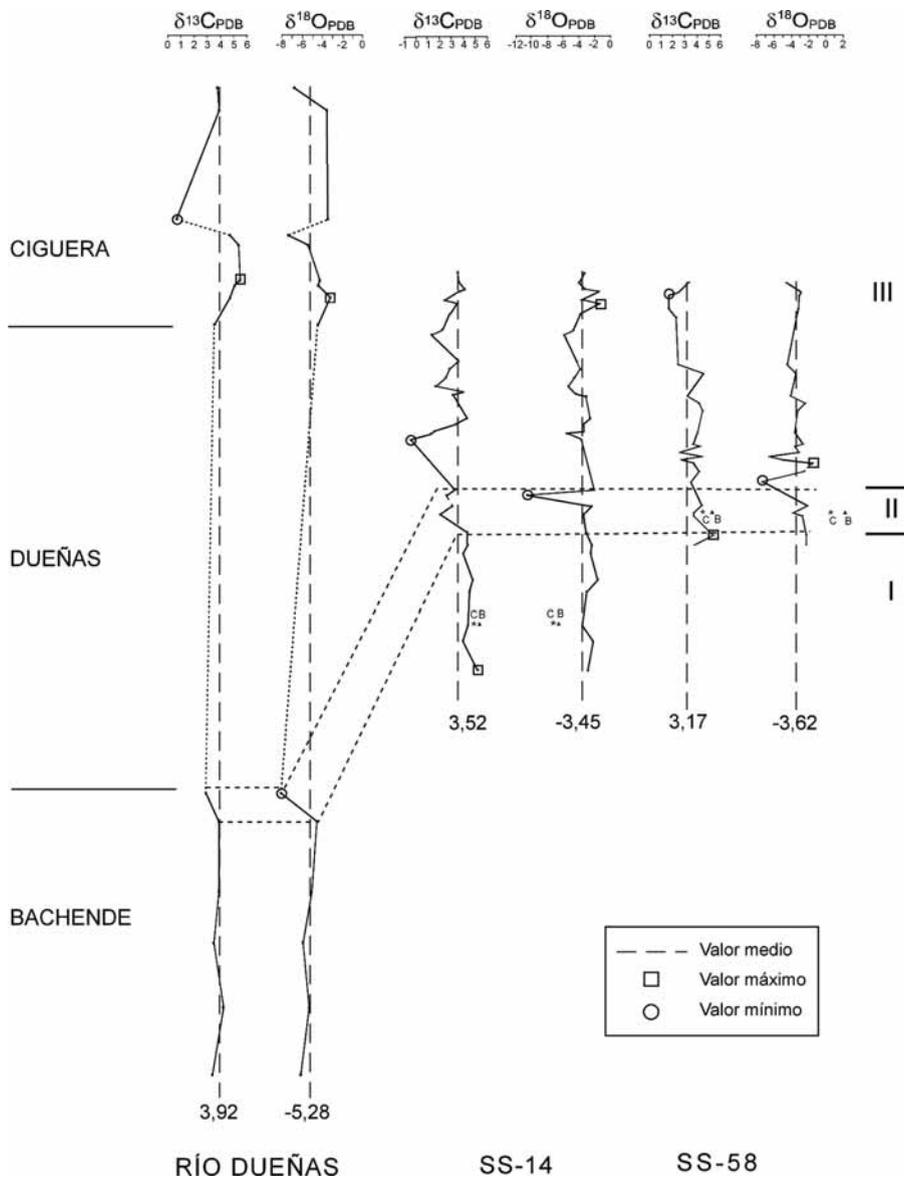


Figura 13. Correlación isotópica de la sección del río Dueñas y los sondeos SS-14 y SS-58. En la parte derecha de la imagen se muestran las tres etapas en las que ha sido subdividido el registro isotópico. La primera de ellas se asocia a una etapa de estabilidad en la cuenca, representada por apilamientos sucesivos de mud mounds; la segunda registra los procesos de alteración relacionados con la mineralización, mientras que la tercera refleja las entradas esporádicas de terrígenos.

tomadas en micrita, mientras que las 4 restantes pertenecen a fases diferentes de cementación (2 en cementos fibrosos, B, y 2 en cementos esparíticos de tipo blocky, C).

Los valores isotópicos que se expresan a continuación son dados en tanto por mil (‰), relativos a PDB, tanto para el ^{13}C como para el ^{18}O .

RESULTADOS

Serie del río Dueñas (figuras 13 y 2.a)

Las 15 muestras analizadas pertenecen al techo de esta serie (edad Podolskiense-Myachkoviense). Todas ellas fueron tomadas en micrita.

$^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$

Los valores varían desde 0,66‰ (L-47) hasta 5,46‰ (L-44), con una media de 3,92‰ (n = 15).

$^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$

Los resultados son los siguientes: la media tiene un valor de -5,281 (n = 15), mientras que el valor máximo es de -3,3‰ (L-42) y el mínimo es de -8,12‰ (L-40).

Sondeo SS-14 (figuras 13 y 2.b)

En esta serie se tomaron un total de 34 muestras, 32 de ellas en micrita y 2 en cementos.

$^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$

Los valores en la micrita oscilan entre -0,44‰ (SS-14-20) y 5,21‰ (SS-14-32), presentando una media de 3,17‰ (n = 32).

El registro isotópico muestra tres tramos claramente diferenciados: un tramo inferior, situado desde la base hasta la muestra SS-14-25 y caracterizado por presentar una gran uniformidad en los resultados obtenidos; presenta un rango de valores de 1,23 ‰, entre $^{13}\text{C} = 5,21\%$ y $^{13}\text{C} = 3,98\%$. El tramo medio estaría comprendido entre las muestras SS-14-24 y SS-14-21 y presenta una media de $^{13}\text{C} = 2,75\%$ (n = 4). Y el tramo superior, situado de la muestra SS-14-20 a la SS-14-1, donde ^{13}C presenta grandes oscilaciones y los valores varían entre -0,44‰ y 4,31‰. Los resultados de ^{13}C en los análisis de cementos es el siguiente, 5,04‰ en el fibroso y 5‰ en la esparita central (*blocky*), superando éstos la media local.

$^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$

Los valores en la micrita oscilan de la siguiente manera: presenta un valor mínimo de -10,53‰ (SS-14-22) y un valor máximo de -1,47‰ (SS-14-6), siendo la media -3,62‰ (n = 32).

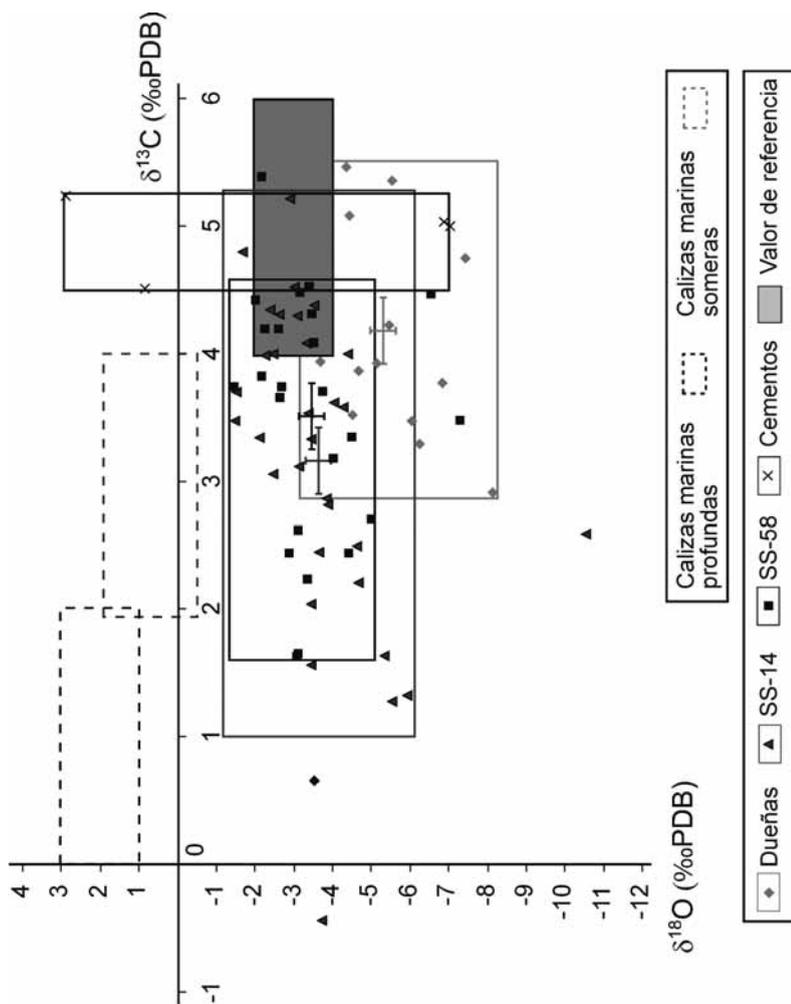


Figura 14. Resultados de los análisis de isótopos realizados en este trabajo. Nótese que al elaborar los campos de valores de cada serie se han descartado los resultados más anómalos. Los campos de "calizas profundas" y "calizas someras" han sido obtenidos de MILLMAN (1974). El campo de valor de referencia durante el Moscoviense ha sido elaborado a partir de los análisis realizados en braquiópodos por POPP et al. (1986), BRUCKSCHEN et al. (1998), VEIZER et al. (1999), MIJ et al. (2001) y GROSSMAN et al. (2002).

En esta señal también se pueden observar los tres tramos descritos en el apartado anterior, registrándose en el superior las mismas excursiones isotópicas que marca, aunque con mayor precisión, ^{13}C .

El resultado del análisis de los cementos es el siguiente: $-6,88\text{‰}$ en el fibroso y $-7,05\text{‰}$ en el *blocky*, siendo en este caso valores más bajos que la media local.

Sondeo SS-58 (figuras 13 y 2.c)

En este sondeo se han analizado 27 muestras, 25 micríticas y 2 en cementos.

$^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$

El rango de valores en la micrita oscila entre $1,64\text{‰}$ (SS-58-21) y $5,39\text{‰}$ (SS-58-2), presentando una media aritmética de $3,52\text{‰}$ ($n = 25$), siendo ligeramente más elevada que el sondeo anterior.

El registro en el cemento es de $5,24\text{‰}$ en el fibroso y $4,51\text{‰}$ en el *blocky*; como en el caso del sondeo anterior, vuelven a ser valores más altos que la media local y vuelve a coincidir que la señal isotópica del cemento *blocky* es mayor que el fibroso.

$^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$

El rango de valores en la micrita es de $-7,33\text{‰}$ (SS-58-7) y $-1,46\text{‰}$ (SS-58-9) siendo el valor medio de $-3,45\text{‰}$ ($n = 25$).

Los valores de ^{18}O en el cemento son de $2,88\text{‰}$ en el fibroso y $0,83\text{‰}$ en el *blocky*. En este caso, y al contrario que en el sondeo anterior, estos valores superan claramente la media local.

INTERPRETACIÓN

Los resultados de los análisis isotópicos están representados gráficamente en las figuras 13 y 14. En la primera de ellas se muestra la heterogeneidad de registros entre los dos sondeos y la serie general del río Dueñas. Llama la atención la señal del tramo inferior en las tres series, que presenta una mayor uniformidad que el tramo medio y superior.

La figura 13 muestra dos aspectos llamativos:

Los valores isotópicos del sector Lois-Ciguera son más ligeros que los valores tomados como referencia para el Moscoviense, obtenidos de POPP *et al.* (1986), BRUCKSCHEN *et al.* (1998), VEIZER *et al.* (1999), MII *et al.* (2001) y GROSSMAN *et al.* (2002). Esto puede ser debido a varias causas, como diferencias paleogeográficas, sedimentarias, diagenéticas o simplemente porque el valor de referencia está tomado principalmente a partir de análisis en conchas de braquiópodos.

En MII *et al.* (1999), VEIZER *et al.* (1999), IMMENHAUSER *et al.* (2002) y STANTON *et al.* (2002) se puede observar como los valores obtenidos en análisis de micrita o roca completa frente a componentes esqueléticos (mayoritariamente braquiópodos) presentan valores más ligeros.

Las conchas de braquiópodos articulados están formadas por calcita con bajo contenido en Mg por lo que presentan una mayor resistencia a la alteración diagenética, manteniendo así en la mayoría de los casos su composición isotópica original. Además, estos organismos segregan el carbonato cálcico en equilibrio con el agua del mar, pudiéndose descartar el “efecto vital” a la hora de su interpretación. Esto hace que estos organismos sean una de las herramientas más idóneas para realizar este tipo de análisis (POPP *et al.*, 1986).

Las muestras en el presente trabajo se tomaron en micrita debido a la imposibilidad de hacerlo en estos organismos, por el pequeño tamaño que presentan y por la escasez relativa de éstos. La micrita, bajo condiciones favorables, puede ser una herramienta muy buena a la hora de realizar trabajos en geoquímica isotópica; algunos ejemplos de esto son estudios sobre la variabilidad climática global, la señal isotópica del océano antiguo, cambios en el ciclo del carbono y estudios paleogeográficos (ver IMMENHAUSER *et al.*, 2002, y referencias allí contenidas).

A partir del estudio petrográfico se ha comprobado que algunas muestras presentan alteraciones diagenéticas, que enmascaran y modifican ligeramente el valor isotópico original de la roca.

Aunque este trabajo no se ha centrado en evaluar el grado de preservación de la señal isotópica original, teniendo en cuenta que el registro obtenido es similar al propuesto por numerosos autores durante el Carbonífero Medio-Superior (ver referencias anteriormente citadas), y que la señal paleogeográfica y paleoclimatológica ha sido conservada, se propone que el registro isotópico obtenido es próximo al original, aunque como se verá en páginas posteriores, puedan existir ciertas excepciones.

Otro aspecto significativo es el campo de valores de la serie del río Dueñas respecto a los dos sondeos de Peñas Pintas. Los valores que presentan estas rocas son más ligeros en ^{18}O (-1,78‰ de media).

Esta diferencia puede ser debida a que una gran parte de las muestras en esta serie fueron tomadas en facies micríticas bioconstruidas. Esta facies consiste mayoritariamente en peloides irregulares cementados por calcita esparítica. DICKSON & COLEMAN (1980) proponen que esta facies presenta valores muy reducidos de ^{18}O debido a que el cemento ocupa una parte considerable del volumen de la roca. Sin embargo, en los resultados obtenidos no se observa ningún tipo de patrón por lo que se pueda asegurar que esta facies registre valores más ligeros que el resto de las facies definidas.

De esta manera, y teniendo en cuenta que se han analizado rocas de las mismas unidades y de las mismas edades a lo largo del sector, un argumento

para explicar que los valores de Dueñas sean más ligeros es que hayan sufrido algún tipo de alteración o que el ambiente paleogeográfico donde se depositaron fuera diferente.

Debido a que presenta valores más ligeros se podría atribuir a un medio con una mayor influencia de agua dulce y temperaturas más cálidas, es decir, a ambientes más someros y proximales.

¹³C

La señal isotópica del ¹³C presenta ciertas oscilaciones de pequeña escala que se hacen muy marcadas en el SS-14. En el tramo superior de este sondeo se distinguen varias secuencias que comienzan con valores muy bajos y terminan con valores próximos a la media local.

En general, las variaciones a gran escala de ¹³C son debidas a fluctuaciones en la tasa de enterramiento del carbono orgánico y a cambios climáticos (glaciaciones), mientras que las de pequeña escala se asocian a cambios en la bioproductividad marina (BRUCKSCHEN *et al.*, 1999). En GROSSMAN *et al.* (2002) se advierte que los cambios de bioproductividad dependen en gran medida de las corrientes de *upwelling*, que aportan gran cantidad de nutrientes, y que el registro isotópico puede verse afectado por el ascenso de estas aguas profundas (isotópicamente más ligeras).

Las oscilaciones observadas en este trabajo se asocian a cambios en la bioproductividad, motivados por variaciones del nivel del mar que influyen y modifican el ciclo del carbono y por tanto la señal isotópica de los materiales depositados.

Estas excursiones isotópicas positivas se interpretan como secuencias de profundización, aumentando los valores de ¹³C según aumenta la batimetría de las aguas. Esto es debido a que cuando se produce un aumento relativo del nivel del mar, el tamaño de la plataforma continental aumenta, incrementándose así la productividad fotosintética. Los organismos productores prefieren retirar el ¹²C de la capa superficial del agua para realizar sus funciones metabólicas, quedando así el agua enriquecida en el isótopo pesado.

BRUCKSCHEN *et al.* (1999) estudian la variabilidad de la señal isotópica de los braquiópodos actuales, demostrando que la profundidad del medio influye directamente en la señal isotópica registrada.

Otra manera de entender estas oscilaciones, y siguiendo las ideas de algunos autores, es interpretar los valores más ligeros, como los observados en la parte inferior de estas excursiones, como superficies de exposición subaérea (ALLAN & MATHEWS, 1982; IMMENHAUSER *et al.*, 2002, 2003), debidos a una alteración diagenética temprana. Sin embargo, en el sector Lois-Ciguera las muestras que presentan valores muy ligeros no presentan rasgos petrográficos significativos de exposición subaérea.

Además, estas excursiones isotópicas pueden ser utilizadas como límites de secuencia, cuando no existan otro tipo de criterios o éstos no estén muy claros (MITCHELL *et al.*, 1996).

El salto isotópico entre la muestra SS-14-24 y SS-14-25 podría reflejar el límite Podolskiense-Myachkoviense, algo que concuerda con los datos de edad disponibles. Respecto a los análisis en cementos esparíticos, los 4 análisis caen en un campo de valores claramente marinos. DICKSON & COLEMAN (1980) en su trabajo sobre las variaciones isotópicas durante la diagénesis de las calizas proponen que los valores isotópicos van disminuyendo durante el desarrollo de los cementos zonados. También registraron que los cementos tenían claramente valores más pesados que el resto de componentes. Ambas propuestas se ven verificadas en los análisis isotópicos de este trabajo (ver figuras 13 y 14). De esta manera se podría asegurar que el relleno de estos poros cementados sigue un patrón constante: en primer lugar se desarrolló el cemento fibroso, que creció desde el borde del poro hacia el interior, rellenándose la cavidad central posteriormente por cemento *blocky*.

Esta variación isotópica, de valores más pesados hacia más ligeros, se explica por el aumento de la temperatura durante el enterramiento o por el progresivo cambio en la composición isotópica del agua de los poros, o bien por ambos mecanismos (DICKSON & COLEMAN, 1980).

Paleogeografía

Utilizando el análisis isotópico como herramienta paleogeográfica y comparando los valores obtenidos con los de IMMENHAUSER *et al.* (2002), se corrobora la interpretación sedimentológica y estratigráfica elaborada. Se ha comprobado que la señal isotópica de las muestras micríticas presenta una relación con su posición dentro de la plataforma. De esta manera, las facies más someras presentan valores más ligeros que las situadas en las partes más profundas.

- Los valores del tramo inferior de los sondeos y la serie del río Dueñas ($^{13}\text{C} = 3,9\text{‰}$; $n = 25$), se atribuyen a ambientes relativamente profundos, claramente marinos. Coinciden aproximadamente con los valores dados en la Sierra del Cuera para zonas de plataforma externa ($^{13}\text{C} = 4,2\text{‰}$), aunque los resultados de este trabajo presenten valores ligeramente más reducidos.
- La mayoría de las brechas presentan valores de talud o plataforma externa ($^{13}\text{C} = 3,8\text{‰}$; $n = 8$).
- En las secuencias observadas en el SS-14, los valores isotópicos se desplazarían desde una plataforma interna-media a una plataforma externa o talud. Hay que recordar que en IMMENHAUSER *et al.* (2002) estas diferencias se atribuyen a variaciones diagenéticas: los carbonatos someros tendrían un valor más ligero debido a que sufrieron una diagénesis meteórica temprana, asociada a oscilaciones del nivel del mar, que esporádicamente dejaban expuesta la plataforma somera.

18O

En el sondeo SS-14 ¹⁸O también se reflejan las oscilaciones observadas en el tramo superior para el ¹³C. Esta señal puede reflejar cambios de profundidad en la cuenca, ver ADLIS *et al.* (1988), y además seguramente indique cambios de salinidad relacionados con los ciclos de profundización-somerización descritos con antelación. La relación entre la precipitación y la evaporación influye directamente en la salinidad de las aguas y estas variaciones quedan registradas mejor en medios someros que en profundos (MILLIMAN, 1974), algo que se ve apoyado por el análisis de facies descrito anteriormente.

Además, el registro isotópico obtenido refleja en algunas ocasiones importantes entradas de agua dulce en la cuenca (valores más ligeros). Esto se puede ver en las muestras recogidas en las calizas localizadas a techo y muro de los cuerpos terrígenos; algunos ejemplos son las muestras L-46, L-40, SS-14-9, SS-14-20 y SS-14-13.

El valor tan anómalo de la muestra SS-14-22 (-10,53‰) se interpreta como una alteración debida a la influencia de los fluidos mineralizantes. El estudio de la lámina delgada indica que la muestra está muy recristalizada y presenta cierta dolomitización y silicificación.

En el sondeo SS-58 se registran otro tipo de oscilaciones; los valores tan negativos de ¹⁸O en la parte inferior de la columna se interpretan como influencia de fluidos mineralizantes y a procesos de alteración post-diagenéticos (dolomitización).

En los análisis de cementos los resultados obtenidos abarcan un campo de valores muy amplio. De esta manera, en el sondeo SS-14 los valores del O¹⁸ son muy ligeros, mientras que en los del SS-58 son más pesados que el resto de los componentes. El origen de esta diferencia es todavía incierto, pero claramente indica que los fluidos implicados tienen diferentes orígenes. Mientras uno refleja valores marinos (SS-58), los valores del otro sondeo se relacionarían con la influencia de aguas meteóricas. Seguramente los valores del SS-14 se deban a una alteración post-diagenética, ya que según el análisis de facies elaborado, estas muestras corresponderían a un ambiente de plataforma profunda.

Paleoclimatología

Para el cálculo de la paleotemperatura del agua donde precipitó el carbonato se ha utilizado la fórmula matemática propuesta en CRAIG (1965):

$$T^a = 16,9 - 4,2 (^{18}O_M - ^{18}O_{SW}) + 0,13(^{18}O_M - ^{18}O_{SW})^2$$

donde: ¹⁸O_M es el valor isotópico de la muestra analizada.

¹⁸O_{SW} es el valor del agua marina estimada.

Los cálculos se han hecho en base a la media aritmética de los dos sondeos SS-14 y SS-58, descartando los resultados de la serie del río Dueñas

por presentar valores fuera de la media local. Además, no se han tenido en cuenta los resultados de las muestras SS-58-7, SS-58-10, SS-58-11, SS-14-9, SS-14-19 y SS-14-22, ya que presentan resultados anómalos debido a que presentan diferentes alteraciones. De esta manera, la media aritmética es $^{18}\text{O}_M = -3,1\text{‰}$ ($n = 50$).

El valor de $\text{O}^{18}_{\text{SW}}$ de los antiguos océanos es tema muy discutido en la comunidad científica (ver MUEHLENBACHS, 1986; VEIZER *et al.*, 1999, y referencias allí contenidas); algunos autores defienden que el valor $^{18}\text{O}_{\text{SW}}$ ha ido variando a lo largo de la historia geológica, pudiéndose registrar una señal muy diferente a la actual. Sin embargo, otros autores defienden que este valor ha permanecido más o menos constante variando únicamente en $\pm 1\text{‰}$, dependiendo de la presencia o no de casquetes glaciales.

La temperatura calculada, para $^{18}\text{O}_{\text{SW}} = 0\text{‰}$ y -1‰ (SMOW), es de 30 y 25 °C respectivamente. Estos valores concuerdan con otras paleotemperaturas calculadas en el Carbonífero (MII *et al.*, 1999; STANTON *et al.*, 2002; GROSSMAN *et al.*, 2002; BRUCKSCHEN *et al.*, 1998).

La temperatura obtenida (30/25 °C) para esta región del Paleotethys se asocia con las aguas tropicales y subtropicales actuales y coincide con la situación paleogeográfica y paleoclimatológica propuesta por la mayoría de los autores para la Península Ibérica durante el Carbonífero Superior, ampliamente descrita y asumida en la literatura.

8. CONCLUSIONES

Para el estudio de la sucesión estratigráfica del Podolskiense-Myachkoviense en el sector Lois-Ciguera (Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica), se han testificado dos sondeos en el yacimiento de oro de Salamón, el SS-14, con una potencia aparente de 292,2 m, y el SS-58, de 347 m. A su vez se ha estudiado en detalle el techo de la sección de referencia del río Dueñas (450 m). Los materiales cortados en los dos sondeos de Peñas Pintas se han correlacionado con las Calizas de Bachende, las Areniscas, lutitas y calizas de Dueñas y las Calizas de Ciguera de BARBA *et al.* (1991). Dueñas sufre fuertes cambios de espesor y presenta una gran variabilidad de facies.

Debido a las diferencias lito y cronoestratigráficas observadas en la zona del yacimiento se ha decidido establecer tres dominios paleogeográficos diferentes, que de O a E son: el del río Dueñas, el de Peñas Pintas y el del pico Yordas.

Se han definido un total de 15 subfacies, agrupadas dentro de 5 asociaciones de facies diferentes: plataforma terrígena, mixta y rampa carbonatada interna, media y externa. La rampa carbonatada estuvo dominada por bioconstrucciones. En zonas someras de la plataforma, el fondo marino estaba colonizado por acumulaciones de algas, mientras que en zonas más profundas se desarrollaron edificios de tipo *mud mound*.

Asociadas a estas bioconstrucciones, se han descrito brechas calcáreas que se relacionan con episodios de tormentas.

Se pueden establecer tres etapas principales en el desarrollo de la plataforma: la primera representa el desarrollo y la extensión de la rampa carbonatada durante el Podolskiense-Myachkoviense. La segunda etapa está caracterizada por la invasión terrígena y el enterramiento total o parcial de los carbonatos durante el Podolskiense-Myachkoviense/Myachkoviense inferior; se produjo una compartimentación de la plataforma, con zonas de mayor subsidencia y mayor acumulación de terrígenos, y zonas protegidas, donde se acumularon pequeños bancos de algas. Esta etapa coincide con la progradación de abanicos deltaicos procedentes del O. La última etapa se desarrolló durante el Myachkoviense y supuso el reestablecimiento de la plataforma carbonatada.

La mineralización del yacimiento de oro de Salamón se encuentra próxima al límite Podolskiense-Myachkoviense y se localiza fundamentalmente en una facies determinada, consistente en lutitas negras silicificadas y laminadas, que en ocasiones presentan brechificación. Forman un nivel con espesor variable, que se localiza en el tránsito entre una plataforma profunda y una somera, cercana a la base de un ciclo regresivo representado por la unidad de Areniscas, lutitas y calizas de Dueñas. Se interpretan como depósitos de cuenca, pudiendo incluso representar depósitos condensados asociados a *back-bulge*.

La señal isotópica $\delta^{13}\text{C}$ obtenida en el análisis de micrita se ha empleado como herramienta paleogeográfica en la interpretación de los ambientes sedimentarios, observándose una clara relación entre el registro y su posición en la plataforma. También se ha utilizado como indicadora de ciclos de profundización y somerización.

A partir de la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ se ha calculado la paleotemperatura del agua a la que precipitó el carbonato, comprendida entre los 25 y 30 °C, es decir, en aguas tropicales o subtropicales. Además, $\delta^{18}\text{O}$ se ha empleado para corroborar entradas de agua dulce en la cuenca y cambios de salinidad. El límite Podolskiense-Myachkoviense podría estar reflejado en la señal isotópica, y en el sistema de Peñas Pintas, se localizaría en el techo de las calizas de Bachende.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con fondos del Proyecto CGL2004-02645/BTE y constituye un resumen del Trabajo de Grado de D. Corrochano Fernández, titulado "Litofacies y evolución isotópica de la sucesión Podolskiense-Myachkoviense del Grupo Lena en el sector Lois-Ciguera de la Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica". Los autores agradecen la colaboración de la Dra. E. Villa y la de los miembros del Área de Estratigrafía del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.

BIBLIOGRAFÍA

- ADLIS, D.; GROSSMAN, E.; YANCEY, T. & DENNIS, R. (1988): Isotope Stratigraphy and Paleodepth Changes on Pennsylvanian Cyclical of Sedimentary Deposits. *Palaos*, **3**: 487-506.
- ALLAN, J. R. & MATTHEWS, R. K. (1982): Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29** (6): 797-817.
- ALLER, J. A. (1986): *La estructura del sector meridional de las unidades del Áramo y Cuenca Carbonífera Central*. Principado de Asturias, Consejería de Industria y Comercio, 180 pp.
- ALONSO, J. L. & MARCOS, A. (2001): *Modelización estructural del área de Salamón*. Univ. de Oviedo, informe interno de Siemcalsa (inédito).
- BAHAMONDE, J. R.; COLMENERO, J. R. & CARMEN, V. (1997): Growth and demise of Late Carboniferous carbonate platforms in the eastern Cantabrian Zone, Asturias, northwestern Spain. *Sed. Geol.*, **110**: 99-122.
- BARBA, P. (1991): *Estratigrafía y Sedimentología de la sucesión westfaliense del borde sureste de la Cuenca Carbonífera Central*. Tesis Doctoral. Univ. de Oviedo, 237 pp. (inédita).
- BARBA, P. (2003): *Estudio estratigráfico-sedimentológico del yacimiento de oro de Salamón (León)*. Univ. de Salamanca, informe interno de Siemcalsa (inédito).
- BARBA, P. & COLMENERO, J. R. (1994): Estratigrafía y sedimentología de la sucesión Westfaliense del borde sureste de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, N de España). *Stud. Geol. Salmant.*, **30**: 139-204.
- BARBA, P.; HEREDIA, N. & VILLA, E. (1991): Estratigrafía y edad del grupo Lena en el sector Lois-Ciguera (Cuenca Carbonífera Central, NO de España). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, **4**: 61-77.
- BOWMAN, M. B. J. (1979): The depositional environments of a limestone unit from the San Emiliano Formation (Namurian, Westphalian), Cantabrian Mts., NW Spain. *Sed. Geol.*, **24**: 25-43.
- BOWMAN, M. B. J. (1983): The Genesis of Algal Nodule Limestones from the Upper Carboniferous (San Emiliano Formation) of N.W. Spain. *In: Coated Grains*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo, Eds., pp. 409-423.
- BRUCKSCHEN, P.; OESMANN, S. & VEIZER, J. (1998): Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics. *Chem. Geol.*, **161**: 127-163.
- BURCHETTE, T. P. & WRIGHT, V. P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sed. Geol.*, **79**: 3-57.
- COLMENERO, J. R.; ÁGUEDA, J. A.; FERNÁNDEZ, L. P.; SALVADOR, C. I.; BAHAMONDE, J. R. & BARBA, P. (1988): Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian Zone, northwestern Spain. *In: Fan Deltas: Sedimentology and Tectonics Settings* (edits. NEMEC, W. & STEEL, R. J.). Blackie and Son, pp. 267-285.
- COLMENERO, J. R.; ÁGUEDA, J. A.; BAHAMONDE, J. R.; BARBA, F. J.; BARBA, P.; FERNÁNDEZ, L. P. & SALVADOR, C. I. (1993): Evolución de la Cuenca de antepaís namuriense y westfaliense de la Zona Cantábrica, NW de España. *C. R. XII Inter. Congr. Carbonif. Perm. Stratigr. Geol. Buenos Aires, 1991*, **2**: 175-190.
- COLMENERO, J. R.; FERNÁNDEZ, L. P.; MORENO, C.; BAHAMONDE, J. R.; BARBA, P.; HEREDIA, N. & GONZÁLEZ, F. (2002): Carboniferous. *In: The Geology of Spain* (edits. GIBBONS, W. & MORENO, T.). The Geological Society, London, pp. 93-116.

- CÓZAR, P.; SOMERVILLE, I. D.; RODRÍGUEZ, S.; MAS, R. & MEDINA-VAREA, P. (2006): Development of a late Viséan (Mississippian) mixed carbonate/siliciclastic platform in the Guadalquivir Valley (southwestern Spain). *Sed. Geol.*, **183**: 269-295.
- CRAIG, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**: 133-149.
- CRAIG, H. (1965): Measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures* (edit. TONGIORGI, E.). CNR Lab. Geol. Nucl., Pisa, pp. 161-182.
- DELLA PORTA, G. (2003): *Depositional anatomy of a Carboniferous high-rising carbonate platform (Cantabrian Mountains, NW Spain)*. Vrije Universiteit, 249 pp.
- DELLA PORTA, G.; VILLA, E. & KENTER, J. A. M. (2005): Facies distribution of fusulinida in a bashkirian-moscovian (Pennsylvanian) carbonate platform top (Cantabrian Mountains, NW Spain). *J. Foramin. Res.*, **35** (4): 344-367.
- DICKSON, J. A. D. & COLEMAN, M. L. (1980): Changes in carbon and oxygen composition during limestones diagenesis. *Sedimentology*, **27** (1): 107-118.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of carbonate rocks*. AAPG, **Mem. 1**: 108-121.
- EICHMÜLLER, K. (1985): The Valdeteja Formation: Environment and History of an Upper Carboniferous Carbonate Platform (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Facies*, **13**: 45-154.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **19** (4): 730-781.
- FERNÁNDEZ, L. M. (2006): *Estratigrafía, sedimentología y arquitectura de las calizas de Pando (Moscoviense de la unidad del Pisuerga-Carrión, Zona Cantábrica)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo, 40 pp. (inédita).
- FERNÁNDEZ, L. P. (1991): *Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía de la región de Riosa, Quiros y Teverga-San Emiliano*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo, 322 pp. (inédita).
- FERNÁNDEZ, L. P.; ÁGUEDA, J. A.; COLMENERO, J. R.; SALVADOR, C. I. & BARBA, P. (1988): A coal-bearing fan-delta complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains, northwestern Spain: implications for the recognition of humid-type fan deltas. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonics Settings*. (edits. NEMEC, W. & STEEL, R. J.). Blackie and Son, pp. 286-325.
- FLÜGEL, E. (1982): *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 633 pp.
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of carbonate rocks*. Springer, 976 pp.
- GINKEL, A. C. van (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidsle Geol. Meded.*, **34**: 225 pp.
- GROSSMAN, E. L.; BRUCKSCHEN, P.; MII, H. S.; CHUVASHOV, B. I.; YANCEY, T. E. & VEIZER, J. (2002): Carboniferous paleoclimate and global change: Isotopic evidence from the Russian Platform. In: *Carboniferous stratigraphy and Paleogeography in Eurasia*. Institute of Geology and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Urals Branch, Ekaterinburg, pp. 61-71.
- HECKEL, P. H. & CLAYTON, G. (2006): The Carboniferous System. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages. *Geol. Acta*, **4** (3): 403-407.

- HEREDIA, N. (1998): Los cabalgamientos del Sector Sureste de las unidades del Ponga y de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, NO de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **20**: 53-127.
- IMMENHAUSER, A.; DELLA PORTA, G.; KENTER, J. & BAHAMONDE, J. R. (2003): An alternative model for positive shifts in shallow-marine carbonate $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$. *Sedimentology*, **50**: 953-959.
- IMMENHAUSER, A.; KENTER, J. A. M.; GANSSSEN, G.; BAHAMONDE, J. R.; VAN VLIET, A. & SAHER, M. H. (2002): Origin and significance of isotope shifts in pennsylvanian carbonates (Asturias, NW Spain). *J. Sed. Rocks*, **72** (1): 82-94.
- JONES, F. G. & WILKINSON, B. H. (1978): Structure and growth of lacustrine pisoliths from Recent Michigan marl lakes. *J. Sedim. Petrology*, **48**: 1103-1110.
- JULIVERT, M. (1971): Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Am. J. Sci.*, **270**: 1-29.
- KENTER, J.; HARRIS, P. & DELLA PORTA, G. (2005): Step microbial *boundstone* -dominated platform margins-examples and implications. *Sed. Geol.*, **178**: 5-30.
- LEES, A. & MILLER, J. (1995): Waulsortian banks. In: *Carbonate mud mounds their origin and evolution. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **23**: 191-271.
- MASLOV, V. P. (1960): Stromatolites, their genesis, method of study, relationship with facies and geological importance based on the example of the Ordovician of the Siberian Plateau. *Acad. of Sci. USSR, Geol. Inst. Trudy*, **B**: 188 pp.
- MCCREA, J. M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperatures scale. *J. Chem. Phys.*, **18**: 849-857.
- MEIJER, J. J. de (1971): Carbonate petrology of algal limestones (Lois-Ciguera Formation, Upper Carboniferous, León, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **47**: 1-97.
- MERINO TOMÉ, O. A. (2005): *Estratigrafía, sedimentología y evolución tectonosedimentaria de las sucesiones estefanienses de la región de Picos de Europa (Zona Cantábrica)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca (inédita).
- MERINO TOMÉ, O. A.; COLMENERO, J. R.; BAHAMONDE, J. R. & FERNÁNDEZ, L. P. (2001): Estratigrafía y sedimentología de la sucesión estefaniense del sector nororiental de la Región de Picos de Europa (Zona Cantábrica). *Stud. Geol. Salmant.*, **37**: 25-90.
- MIL, H. S.; GROSSMAN, E. L. & YANCEY, T. E. (1999): Carboniferous isotope stratigraphies of North America: Implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **111** (7): 960-973.
- MIL, H. S.; GROSSMAN, E. L.; YANCEY, T. E.; CHUVASHOV, B. & EGOROV, A. (2001): Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform- evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation. *Chem. Geol.*, **175**: 133-145.
- MILLMAN, J. D. (1974): *Marine Carbonates*. Springer Verlag, 375 pp.
- MITCHELL, S. F.; PAUL, C. R. C.; PAUL & GALE, A. S. (1996): Carbon isotopes and sequence stratigraphy. In: *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. Geol. Soc. Spec. Publ.*, pp. 11-24.
- MONTY, C. L. V. (1995): The rise and nature of carbonate mud-mounds: an introductory actualistic approach. In: *Carbonate mud mounds their origin and evolution. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **23**: 11-48.
- MOTIS, K.; COLMENERO, J. R.; FERNÁNDEZ, L. P. & HEREDIA, N. (2001): Estratigrafía, sedimentología y significado tectonoestratigráfico de la Formación Calizas de Panda (Moscoviense superior, Sector Occidental de la Región de Pisuerga Carrión, Zona Cantábrica, NO de España). *Stud. Geol. Salmant.*, **37**: 141-180.

- MUEHLENBACHS, K. (1986): Alteration of the oceanic crust and the ^{18}O history of the sea water. *Rev. Mineral.*, **16**: 425-444.
- PANIAGUA, A.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L. S.; LOREDO, J.; FONTBOTÉ, L. & FENOLL HACH-ALÍ, P. (1996): Un yacimiento de Au en carbonatos del Orógeno Hercínico: el área de Salamón (N León). *Geogaceta*, **20 (7)**: 1605-1608.
- PÉREZ-ESTAÚN, A.; BASTIDA, F.; ALONSO, J. L.; MARQUÍNEZ, J.; ALLER, J.; ÁLVAREZ-MARRÓN, J.; MARCOS, A. & PULGAR, J. A. (1988): A thin-skinned tectonics mode for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Iber-Armorican Arc). *Tectonics*, **7 (3)**: 517-537.
- POMAR, L. (2001): Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Res.*, **13**: 313-334.
- POPP, B. N.; ANDERSON, T. F. & SANDBERG, P. A. (1986): Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**: 1262-1269.
- PRATT, B. R. (1995): Origin, biota and evolution of deep water mud-mounds. *In: Carbonate mud mounds their origin and evolution. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **23**: 49-123.
- RIDING, R. (2000): Microbial carbonates: the geologic record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, **47 (1)**: 179-214.
- RIDING, R. (2002): Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Sci. Rev.*, **58**: 163-231.
- SAMANKASSOU, E. (1999): Drowning of algal mounds: records from the Upper Carboniferous Lower Pseudoschwagerina Limestone, Carnic Alps, Austria. *Sed. Geol.*, **127**: 209-220.
- SAMANKASSOU, E. (2001): Internal structure and depositional environment of Late Carboniferous mounds from the San Emiliano Formation, Cármenes Syncline, Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Sed. Geol.*, **145**: 235-252.
- SAMANKASSOU, E. & WEST, R. R. (2002): Construction versus accumulation in phylloid algal mounds: an example of a small constructed mound in Pennsylvanian of Kansas, USA. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, **185**: 379-389.
- SAMANKASSOU, E. & WEST, R. R. (2003): Constructional and accumulative modes of fabrics in selected pennsylvanian algal-dominated build-ups in eastern Kansas, Midcontinent, USA. *SEPM Spec. Publ.*, **78**: 219-237.
- SCHLAGER, W. (2003): Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *Int. J. Earth Sci.*, **92**: 445-464.
- STANTON, R. J.; JEFFERY, D. L. & AHR, W. M. (2002): Early Mississippian climate based on oxygen isotope compositions of brachiopods, Alamogordo Member of the Lake Valley Formation, south-central New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **114 (1)**: 4-11.
- VEIZER, J.; ALA, D.; AZMY, K.; BRUCKSCHEN, P.; BUHL, D.; BRUHN, F.; CARDEN, G. A. F.; DIENER, A.; EBNETH, S.; GODDERIS, Y.; JASPER, T.; KORTE, C.; PAWELLEK, F.; PODLAHA, O. G. & STRAUSS, H. (1999): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**: 59-88.
- WEBB, G. E. (2001): Famennian mud-mounds in the proximal fore-reef slope, Canning Basin, Western Australia. *Sed. Geol.*, **145**: 295-315.
- WRIGHT, V. P. (1983): Morphogenesis of Oncoids in the Lower Carboniferous Llanely Formation of South Wales. *In: Coated Grains*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo, pp. 424-434.