

SEDIMENTOLOGÍA DE LAS CALIZAS DE PIEDRASLUENGAS (CARBONÍFERO MEDIO DE LA REGIÓN DEL PISUERGA-CARRIÓN, ZONA CANTÁBRICA)

[Sedimentology of the Piedrasluengas Limestone (Moscovian of the Pisuerga-Carrión Province, Cantabrian Zone)]

Germán MARTÍN (*)

Juan Ramón BAHAMONDE (**)

Juan Ramón COLMENERO (*)

Luis Pedro FERNÁNDEZ (**)

(*): Depto. de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca (España). Correo-e: germarme@usal.es, colme@usal.es

(**): Depto. de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo (España). Correo-e: jrbaham@geol.uniovi.es; lpedro@geol.uniovi.es

(FECHA DE RECEPCIÓN: 2010-11-08) (FECHA DE ADMISIÓN: 2010-12-03)
BIBLID [0211-8327 (2011) 47 (1); 21-56]

RESUMEN: La Caliza de Piedrasluengas es una unidad carbonatada de edad *Vereense* superior-*Kashbiriense* (subpisos pertenecientes al piso Moscoviense; serie Carbonífero medio; subsistema Pennsilvaniense; sistema Carbonífero) (MENNING *et al.*, 2006), que aflora en el margen NE del sinclinal de Casavegas, perteneciente al Área del Pisuerga de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica).

En este trabajo se ha realizado un estudio estratigráfico y sedimentológico de dicha unidad en las proximidades de su área tipo, entre las localidades de Camasobres y Piedrasluengas. En esta zona, la unidad presenta un espesor variable entre 200 y 300 m y se dispone con base gradual sobre los depósitos siliciclásticos marinos del Grupo Potes mientras que su techo está truncado por una importante discontinuidad, conocida como discordancia Palentina.

El estudio ha permitido identificar e interpretar 15 litofacies cuyo ordenamiento vertical y lateral configura un modelo de plataforma carbonatada en rampa. En

dicho modelo, la rampa interna estaría constituida principalmente por calizas *grainstone* oolíticas, peloidales y bioclásticas; la rampa media, por calizas *wackestone* y *packstone* con abundantes algas tipo *Beresella* y esponjas calcáreas tipo *Chaetetes*, y la rampa externa, por calizas *wackestone* con espículas de esponjas y calizas micríticas bioconstruidas.

El apilamiento vertical de estas facies permite separar hasta 12 ciclos transgresivos-regresivos, de potencia variable entre 5 y 50 m, limitados por superficies con evidencias de exposición aérea desarrolladas sobre facies submareales. Estas secuencias son interpretadas como el resultado de ciclos de gran amplitud y alta frecuencia (ciclos de 4.º-5.º orden) de origen glacioeustático, característicos de los periodos glaciares del Carbonífero (*icehouse cycles*).

Palabras clave: Zona Cantábrica, Unidad del Pisuerga-Carrión, sedimentología, estratigrafía, ciclos transgresivos-regresivos, Moscoviense, Carbonífero.

ABSTRACT: The Piedrasluengas Limestone is a carbonate unit, *Kashirian-late Vereian* in age (substage belong to stage Moscovian; serie Middle Carboniferous; subsystem Pennsylvanian; system Carboniferous) (MENNING *et al.*, 2006), which crops out in the NE limb of the Casavegas syncline of the Pisuerga Area (Pisuerga-Carrión Province, Cantabrian Zone).

This work presents a stratigraphic and sedimentological study of the Piedrasluengas Limestone in the vicinity of its type area, between the localities of Camasobres and Piedrasluengas. In this area, the unit, which ranges from 200 to 300 m in thickness, gradationally overlies the marine siliciclastics of the Potes Group whereas its top is truncated by a major discontinuity, namely, the Palentian unconformity.

In the study area, 15 lithofacies have been distinguished in the Piedrasluengas Limestone, which fits a carbonate-platform ramp model. In this model, inner ramp deposits comprise mainly ooidal, peloidal and skeletal grainstones, whereas wacke- and packstones with abundant beresellid algae and *Chaetetes* sponges account for the mid ramp and, finally, wacke- to packstones with abundant siliceous sponge spicules and micrite buildups represent the outer ramp.

Facies vertical stacking patterns permit to individualize up to 12 transgressive-regressive cycles in the Piedrasluengas Limestone, which range between 5 and 50 m in thickness and are bound by subaerial exposure surfaces developed on subtidal facies. These sequences are interpreted as the record of high amplitude and high frequency (4th-5th order) cycles controlled by glacioeustatic sea-level changes, which were characteristic of the Carboniferous glacial periods (*icehouse cycles*).

Key words: Cantabrian Zone, Pisuerga-Carrión Province, sedimentology, stratigraphy, transgressive-regressive cycles, Moscovian, Carboniferous.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Las condiciones óptimas para el funcionamiento de los sistemas sedimentarios carbonatados se encuentran en zonas someras por encima de los 50 m de profundidad (BOSENCE & WILSON, 2003). En estas condiciones, los procesos

generadores del carbonato y la distribución del mismo, a lo largo del sistema, están fuertemente controlados por las oscilaciones de distinta frecuencia en el espacio de acomodación, dando como resultado una marcada ciclicidad en la sucesión de facies (BURCHETTE & WRIGHT, 1992). Por esta razón, la identificación e interpretación de las facies, de sus secuencias sedimentarias y de la organización de éstas en las sucesiones estratigráficas se consideran los objetivos que permiten conocer los mecanismos que controlaron la distribución en el espacio y en el tiempo, de los procesos involucrados en la génesis de los sistemas carbonatados (READING, 1996; HENNEBERT & LEES, 1991; CATUNEANU, 2006).

Dichos objetivos han sido los perseguidos con la realización del presente estudio estratigráfico y sedimentológico de las Calizas de Piedrasluengas, pertenecientes al Moscoviense (Carbonífero medio) de la Unidad del Pisuerga-Carrión de la Zona Cantábrica (Fig. 1). El estudio se ha hecho en el estratotipo de la unidad localizado en los afloramientos situados entre los pueblos de Camasobres y Piedrasluengas en el N de la provincia de Palencia (Figs. 1 y 2).

2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

Las Calizas de Piedrasluengas, también denominadas Formación Piedrasluengas por BROUWER & VAN GINKEL (1964), constituyen una sucesión carbonatada de edad *Vereiese* superior-*Kashiriense* (GINKEL, 1965; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.*, 1986; E. VILLA [com. per.], 2011) localizada en el margen NE del sinclinal de Casavegas, perteneciente al Área del Pisuerga de la Unidad del Pisuerga-Carrión de la Zona Cantábrica (Fig. 1).

La Zona Cantábrica durante el Carbonífero constituyó la cuenca de antepaís del orógeno Varisco y sus sedimentos fueron deformados principalmente por cabalgamientos en un modelo tectónico de piel fina (*thin-skinned tectonics*) (PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1988). Fue dividida por JULIVERT (1967, 1971) y PÉREZ-ESTAÚN & BASTIDA (1990) en base a características estructurales y estratigráficas, en un conjunto de unidades (Fig. 1). De ellas, la Unidad del Pisuerga-Carrión ocupa el núcleo del Arco Astúrico y posee la Serie Pensilvaniense más completa y variada de la Zona Cantábrica. Dicha Serie, debido a su carácter sinorogénico, está caracterizada por presentar importantes cambios en litología, espesor y facies de unos sectores a otros de la Unidad, lo que dificulta su correlación litoestratigráfica, que se realiza mediante el uso de tres discontinuidades de ámbito regional, conocidas como Palentina, Leónica y Astúrica (WAGNER, 1965; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ & HEREDIA, 1987; HEREDIA *et al.*, 1990; COLMENERO *et al.*, 2002). Desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico, las Calizas de Piedrasluengas fueron descritas inicialmente por GRAAFF (1971).

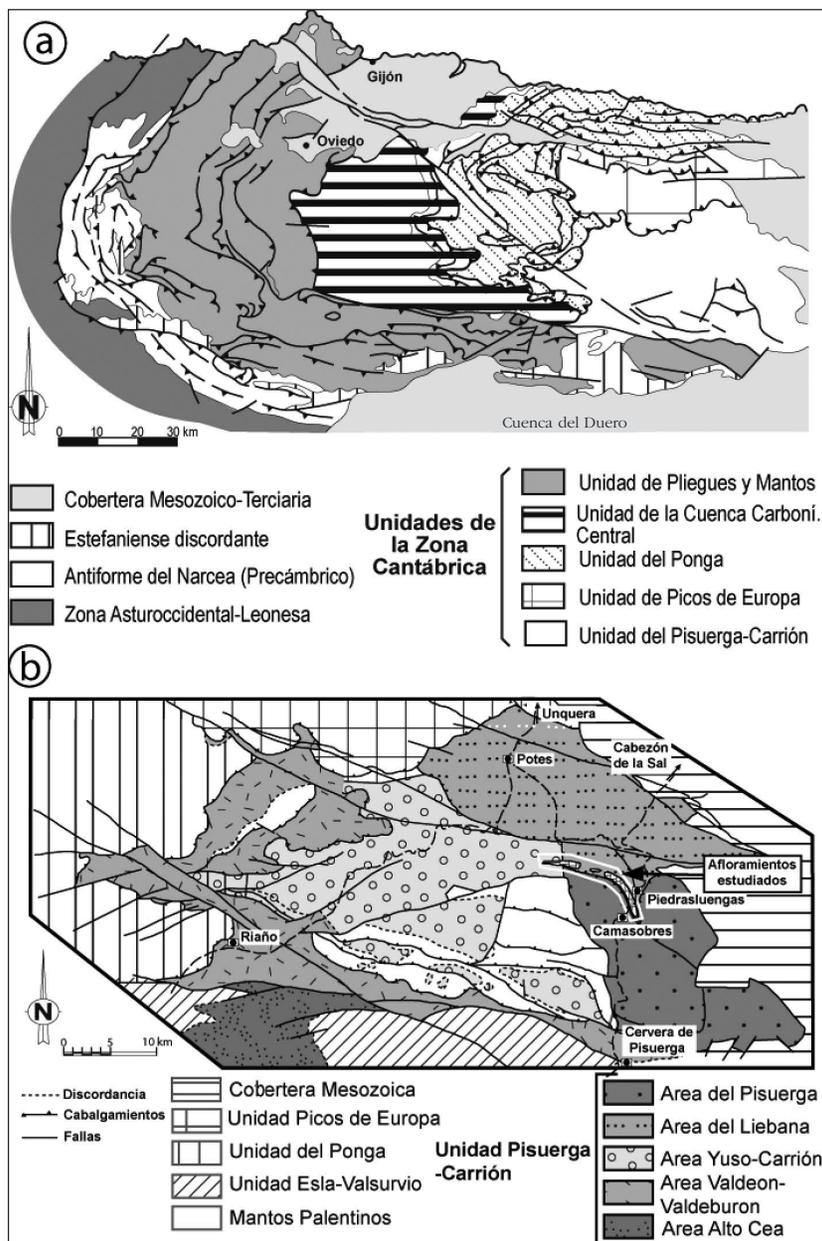


Figura 1. a) Unidades en las que se divide la Zona Cantábrica en base a características estratigráficas y tectónicas. Las Calizas de Piedrasluengas se encuentran en el E de la Unidad del Pisuerga-Carrión (basado en JULIVERT, 1971); b) Situación de las Calizas de Piedrasluengas dentro de las áreas identificadas en la Unidad del Pisuerga-Carrión (basado en HEREDIA et al., 1990).

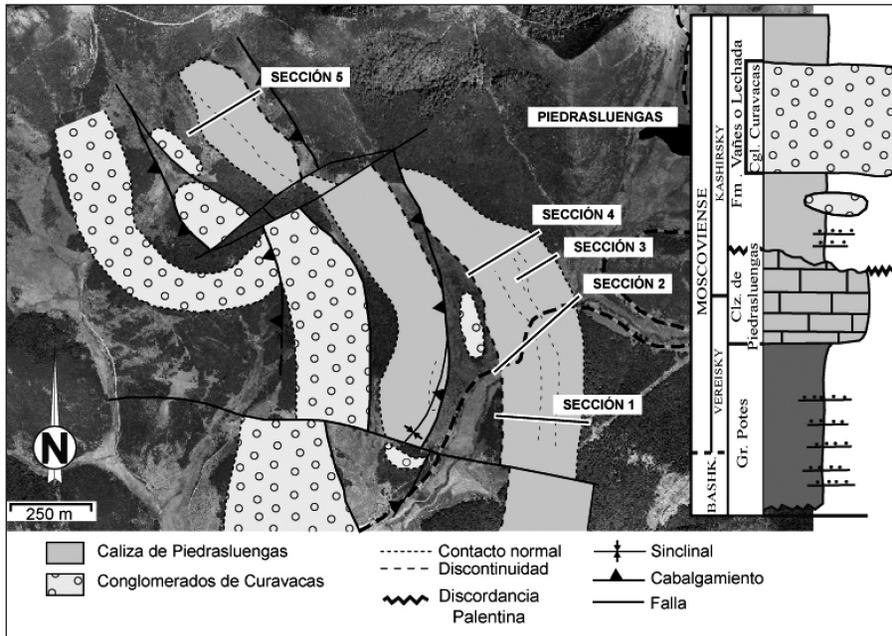


Figura 2. Cartografía sobre ortofoto de los afloramientos de la Caliza de Piedrasluengas donde se levantaron las secciones estratigráficas, al Sur del pueblo de Piedrasluengas, de ellas en este trabajo solamente se representan las secciones 2, 4 y 5. Columna estratigráfica general de la zona de estudio.

Las Calizas de Piedrasluengas han sido cartografiadas a distintas escalas por diferentes autores: SITTER (1964), MAAS (1974), RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ *et al.* (1986) y OMAÑA & LEYVA (1988). En todos ellos se presentan como un nivel estratigráfico de espesor variable, situado en el techo del Grupo Potes y bajo el miembro de los conglomerados del Curavacas. Para la realización del presente trabajo se ha confeccionado una cartografía detallada con el auxilio de ortofotos del PNOA del 2005, con tamaño de píxel de 25 cm y datum ed 50, la cual revela que en el área de estudio las Calizas de Piedrasluengas constituyen un sinclinal apretado con plano axial buzando hacia el S y eje con dirección NO-SE y cortado por cabalgamientos con vergencia N-NE (Fig. 2).

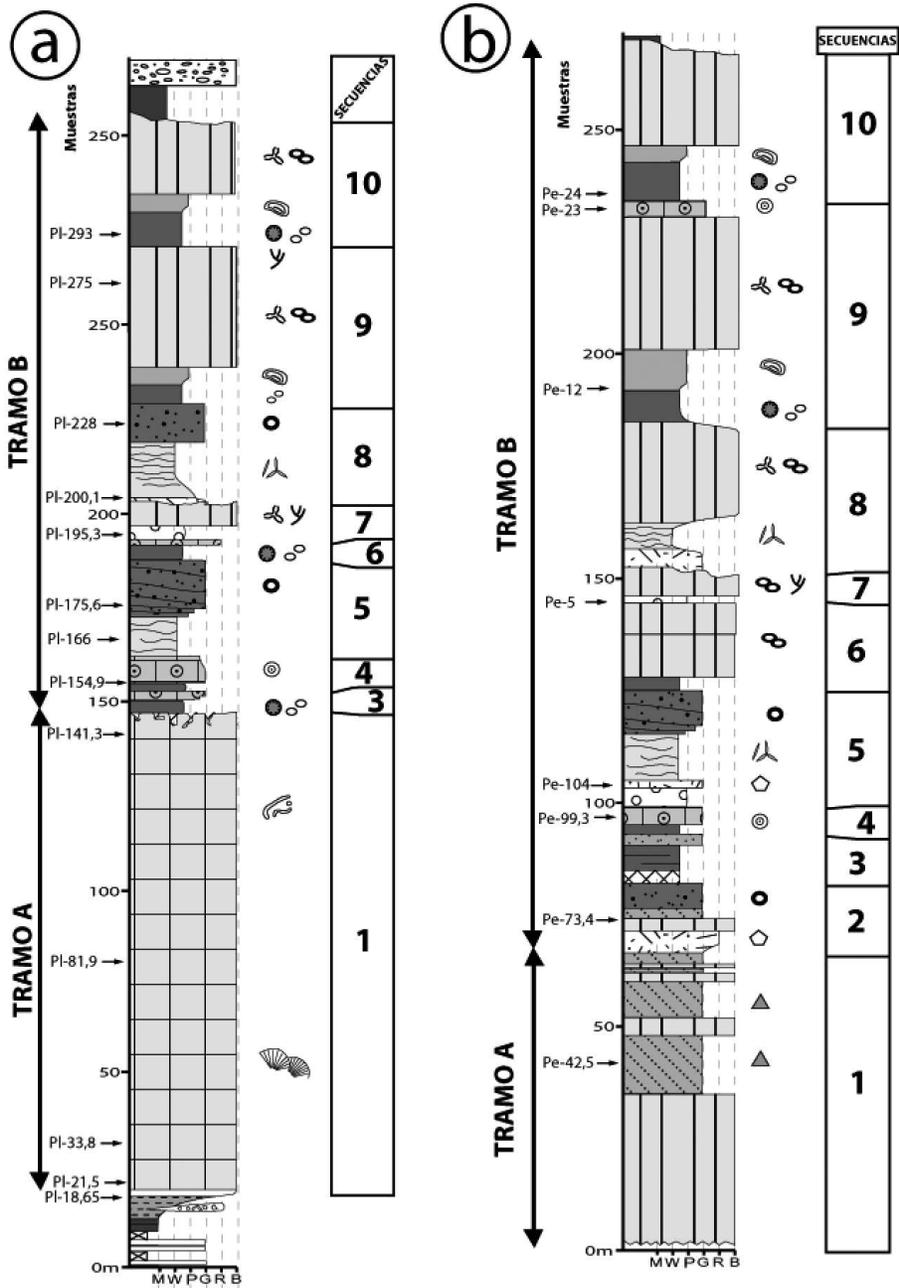


Figura 3. a) Sección 2 y b) sección 4, realizadas en el flanco E del sinclinal.

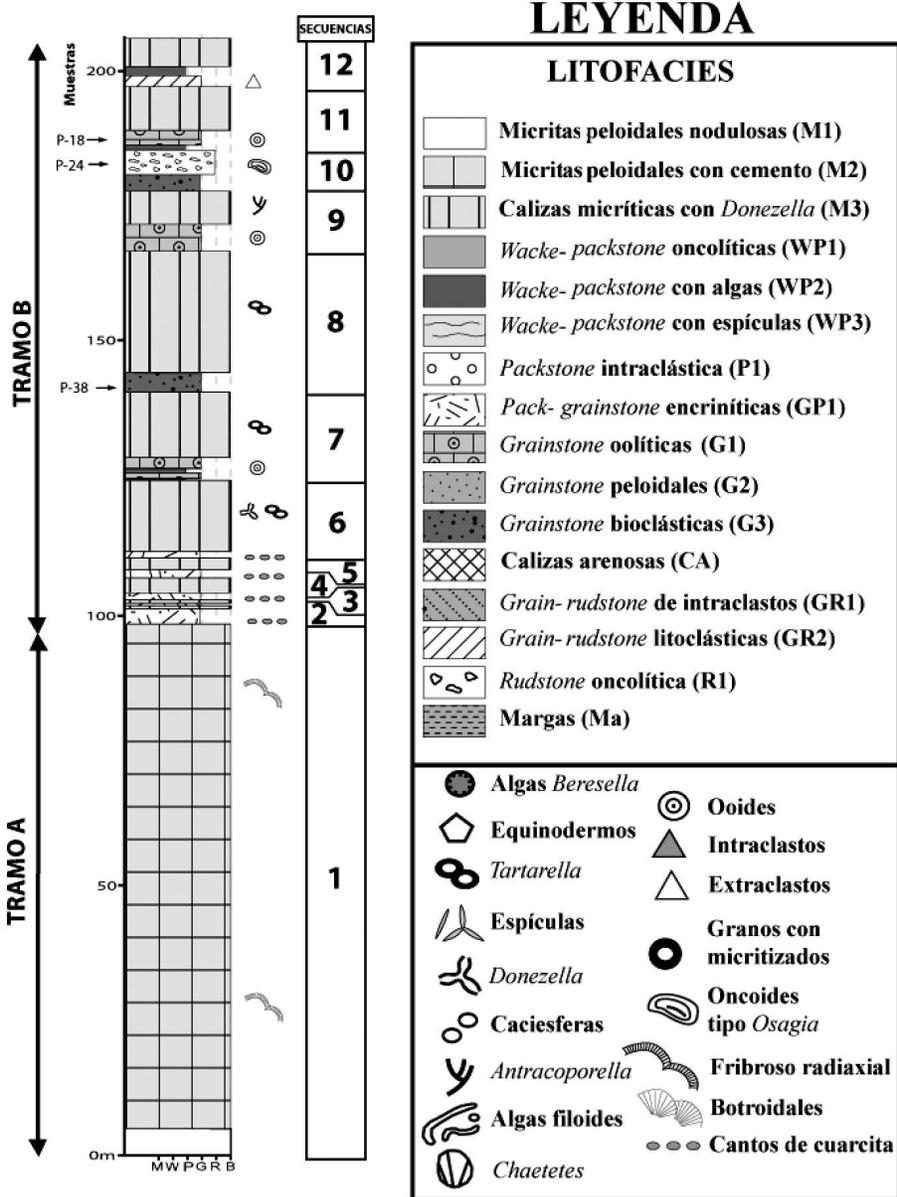


Figura 4. Sección 5, realizada en el flanco O del sinclinal. Leyenda de las secciones.

3. CARACTERES ESTRATIGRÁFICOS GENERALES

Estratigráficamente, las Calizas de Piedrasluengas suceden concordantemente en su base a los materiales siliciclásticos turbidíticos y deltaicos del Grupo Potes, mientras que en el techo están separadas por la discordancia Palentina (WAGNER, 1965) de los depósitos, también siliciclásticos, de la Formación Vañes en cuya parte inferior se sitúa la unidad conglomerática conocida como Conglomerados del Curavacas (Fig. 2) (WAGNER *et al.*, 1984; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ *et al.*, 1986).

Para su estudio se han realizado 5 secciones estratigráficas, 4 de ellas en el flanco E del sinclinal (secciones 1, 2, 3 y 4) y una (sección 5) en el flanco O del mismo (Fig. 2). El espesor de las mismas varía entre 305 m (sección 2) y 205 m (sección 5) y de su análisis se deduce que en las Calizas de Piedrasluengas pueden diferenciarse dos grandes tramos (Figs. 3 y 4):

El tramo A está constituido por calizas micríticas peloidales de aspecto masivo y potencias que varían entre 130 m (sección 2) y 65 m (sección 4). Forma un gran litosoma con morfología monticular que, lateralmente, se interdigita con calizas *packstone-grainstone* de intraclastos, bien estratificadas (sección 2 y 4, Fig. 3). El límite superior del tramo suele ser una superficie irregular con rasgos de exposición subaérea que, en algunas partes (sección 2, Fig. 3), desarrolla procesos de karstificación, con cavidades rellenas de cuarciarenitas de tamaño de grano medio-grueso. En otros casos (sección 5, Fig. 4), esta superficie está sustituida por niveles con cantos cuarcíticos dispersos de hasta 20 cm de diámetro, bien redondeados.

El tramo B posee un carácter estratificado y su espesor varía entre 190 m (sección 4, Fig. 3) y 105 m (sección 5, Fig. 4). Está constituido por alternancias de calizas *wackestone-packstone* peloidales de colores oscuros bien estratificadas y con abundantes bioclastos, calizas *wackestone* con espículas de esponjas con estratificación ondulante, calizas *grainstone* oolíticas y bioclásticas, y calizas micritas con *Donezella*, dispuestas también en cuerpos tabulares y potencia entre 6 y 40 m (Figs. 3 y 4).

4. SEDIMENTOLOGÍA

4.1. FACIES

En las Calizas de Piedrasluengas se han identificado, descrito e interpretado un total de 15 facies carbonatadas. Los caracteres generales de las mismas se han recopilado en la Tabla 1.

Facies M1: *Micritas peloidales nodulosas.*- En campo aparecen como calizas micríticas oscuras de aspecto brechoideo, formando un cuerpo con gran continuidad lateral de hasta 3 m de espesor en la base de la sucesión

Litofacies	Espesor. Geometría. Estructuras sedimentarias.	Componentes no esqueléticos	Componentes esqueléticos	-Matriz -Porosidad -Cementos	Interpretación
M1: Micritas peloidales nodulosas	Tramo masivo de 3 m de potencia.		(C) <i>Tartarella</i> . (R) Briozoos cistopóridos, braquiópodos, trilobites, corales solitarios.	-Micrita peloidal. -Primaria, matriz soportada. -Fibroso-radial y <i>blocky</i> .	Arrecifes microbiano-algales. Ambientes profundos por debajo del NAO1*.
M2: Micritas peloidales con cementos	Biohermos de hasta 130 m de potencia.	(R) Peloides, intraclastos, <i>pellets</i> de gasterópodos.	(R) Foraminíferos (<i>Tetrataxis</i> , <i>Tuberitina</i> , fusulinas, calcitornélidos), equinodermos, briozoos fenestélidos, corales solitarios, braquiópodos.	- Micrita peloidal, microesparita - Primaria, matriz soportada. - Fibroso-radial, fibrosos con fábrica botroidal, <i>blocky</i> .	
M3: Calizas micriticas con <i>Donezella</i>	Biostromos masivos con potencias entre 6 a 40 m y longitud entre 100 a más de 500 m.	(E) Intraclastos, peloides.	(C-E) <i>Donezella</i> , <i>Tartarella</i> , <i>Antracoporella</i> , equinodermos, briozoos (fenestélidos, ramosos y fistulipóridos), foraminíferos (<i>Tuberitina</i> , texturálidos y fusulinas), ostrácodos. (E-R) Bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, algas rojas, espículas de esponja.	- Micrita homogénea bioclastica. Micritas peloidales. - Primaria matriz soportada. - <i>Blocky</i> .	Mud-mounds de bajo relieve. Ambientes desde profundos difóticos a someros (aprox. 15 m de profundidad)
WP1: Calizas <i>wackestone-packstone</i> oncolíticas	Estratos tabulares entre 30 cm a 1 m, formando tramos entre 3 a 5 m de espesor.	(A) Peloides. (C) Oncoides <i>Osagia</i> . (C-E) Intraclastos.	(C-E) <i>Epimastopora</i> , <i>Beresella</i> , equinodermos, algas rojas, foraminíferos (<i>Bradyinia</i> , fusulinas, texturálidos). (E) Calciesferas, pequeños foraminíferos (<i>Tuberitina</i> , endotirácidos, calcitornélidos). (R) Moldes de espículas de esponjas, corales, briozoos, braquiópodos, bivalvos, ostrácodos, <i>Tartarella</i> .	- Micrita con tendencia peloidal, con pequeños bioclastos. - Interparticula. - <i>Blocky</i> .	Ambientes someros en tomo al NAO1*.
WP2: Calizas <i>wackestone-packstone</i> peloidales con algas	Estratos irregulares y nodulosos entre 10 a 50 cm, con interstratos margosos oscuros menores de 5 cm. Forman tramos entre 1 a 6 m.	(C-E) Oncoides <i>Osagia</i> , intraclastos micriticos, peloides.	(A) <i>Beresella</i> , calciesferas, foraminíferos grandes (fusulinas, <i>Bradyinia</i> y texturálidos), pequeños foraminíferos (endotirácidos y calcitornélidos). (C) <i>Chaetetes</i> (E) equinodermos, corales rugosos solitarios y coloniales, siringopóridos, algas rojas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos. (R) <i>Epimastopora</i> , braquiópodos, briozoos fenestélidos y espículas de esponjas.	- Micrita con tendencia peloidal. - Interparticula. - Microesparita, <i>blocky</i> .	Ambientes someros de baja energía, tipo <i>lagoon</i> o por debajo del NAO1, en condiciones eufóticas.
WP3: Calizas <i>wackestone-packstone</i> con espículas	Estratos entre 10 a 40 cm de tabulares a ondulantes. Forman tramos entre 12 a 7 m de potencia.	(E-R) Oncoides <i>Osagia</i> .	(A) Moldes de espículas de esponjas. (E-R) Equinodermos, foraminíferos (fusulinas, <i>Ozawainella</i> , <i>Bradyinia</i> , <i>Tetrataxis</i>), briozoos ramosos y fistulipóridos, corales rugosos solitarios, bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, ostrácodos, trilobites, <i>Epimastopora</i> .	- Micrita con cierta textura peloidal, con pequeños bioclastos. - Porosidad intraparticula asociada a grandes bioclastos. - Esparita <i>blocky</i> .	Ambientes profundos de baja energía por debajo del NAO1. Entre las zonas fótica y oligofótica.
P1: Calizas <i>packstone</i> intraclástica	Estratificación mal definida ligeramente ondulante, forma tramos entre 50 cm a 5 m.	(A) Intraclastos. (C) Oncoides <i>Osagia</i> . (R) Ooides.	(C) Equinodermos, <i>Epimastopora</i> , foraminíferos grandes (fusulinas, <i>Bradyinia</i> , texturálidos) y pequeños (<i>Tuberitina</i>). (E-R) briozoos (fenestélidos, fistulipóridos y ramosos), bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, ostrácodos. (R) Trilobites, <i>Beresella</i> , calciesferas.	- Micrita con peloides y pequeños bioclastos. - Interparticula. - <i>Blocky</i> .	Facies transgresivas de ambientes someros de alta energía.
GPI: Calizas <i>grainstone-packstone</i> encriníticas-intraclásticas	Estratos masivos de centimétricos a decimétricos.	(A) Intraclastos.	(A) Equinodermos. (C) Briozoos (fenestélidos y ramosos). (E-R) Foraminíferos (fusulinas, <i>Bradyinia</i> y texturálidos), briozoos fistulipóridos, braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, <i>Epimastopora</i> , ostrácodos, trilobites.	- Micrita a limo calcáreo. - Intergranular. - <i>Blocky</i> .	Barras en ambientes someros submareales, por encima del NAO1.

Porcentajes relativos: Raro (R) = <3%; Escasos (E) = 3-10 %; Comunes (C) = 10-30 %; Abundantes (A) = >30%.

*NAO1 = Nivel de acción del oleaje en buen tiempo. NAO2 = Nivel de acción del oleaje de tormenta.

Tabla 1.

Litofacies	Espesor. Geometría. Estructuras sedimentarias.	Componentes no esqueléticos	Componentes esqueléticos	-Matriz -Porosidad -Cementos	Interpretación
G1: Calizas <i>grainstone</i> oolíticas	Tramos entre 50 cm a 7 m, con estratificaciones cruzadas.	(A) Oolitos. (E) Peloides, intraclastos, granos agregados.	(C) Equinodermos. (E-R) Foraminíferos (texturados, endotirácidos, fusulinas y <i>Bradyinia</i>). <i>Epimastopora</i> , briozoos (fenestélidos y ramosos), gasterópodos, ostrácodos y algas rojas.	- Porosidad interparticula. - En menisco, <i>blocky</i> .	Barras costeras en ambientes de energía moderada a alta.
G2: Calizas <i>grainstone</i> peloidales	Estratos decimétricos o formando tramos tabulares de 1,5 m de potencia	(A) Peloides.	(E) Calciesferas, pequeños foraminíferos (calcitornélidos, endotirácidos), pequeños fragmentos de equinodermos.	- Porosidad intergranular. - Cemento microesparita.	Ambientes intermareales de energía moderada a alta.
G3: Calizas <i>grainstone</i> bioclásticas	Cuerpos de 12 m de potencia con forma de cuña. Estratificación de gran escala sigmoidal	(C) Peloides. (E-R) Oolitos superficiales	(C) Equinodermos, algas rojas, foraminíferos (texturados, endotirácidos, fusulinas y <i>Bradyinia</i>). (E-R) Calciesferas, briozoos, braquiópodos, <i>Epimastopora</i> .	- Porosidad interparticula. - Cementos en menisco y orlas isopacas de cementos fibrosos recristalizados. Cemento <i>blocky</i> .	Barras formadas en ambientes de alta energía por encima de NAOB.
GR1: Calizas <i>grainstone-rudstone</i> de intraclastos micríticos	Estratos tabulares entre 10 a 50 cm.	(A) Intraclastos, peloides.	(E) Equinodermos, foraminíferos (fusulinas, <i>Tuberitina</i>). (E-R) Calciesferas, <i>Beresella</i> , briozoos (fenestélidos, fistulipóridos y ramosos), bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, trilobites.	- Interparticula. - <i>Blocky</i> . Orlas isopacas de cementos fibrosos recristalizados. Cementos peloidales.	Depósitos de los flancos de los arrecifes microbioalgaes y los mud-mounds de bajo relieve.
GR2: Calizas <i>grainstone-rudstone</i> litoclástica.	Estratos tabulares entre 10 a 60 cm con estratificación cruzada planar. Forma tramos de 2 a 3 m de potencia.	(A) Litoclastos	(R) Equinodermos, foraminíferos.	- Matriz: peloides y pequeños bioclastos - Interparticula. - <i>Blocky</i> .	Ambientes de alta energía en zonas someras, depositados durante fases transgresivas.
R1: Calizas <i>rudstone</i> oncólíticas	Tramos masivos de hasta 4 m de potencia.	(A) Oncoides <i>Osagia</i> .	(C-E) Foraminíferos (fusulinas, <i>Bradyinia</i> y texturados). Foraminíferos pequeños (calcitornélidos, endotirácidos y <i>Tuberitina</i>). (R) Fragmentos de corales rugosos solitarios, bivalvos.	- Matriz: peloides. - Interparticula. - <i>Blocky</i> .	Ambientes someros, submareales de baja energía.
Ma: Margas con niveles de bioclastos	Tramos de hasta 5 m de potencia. Intercalaciones de horizontes bioclásticos y estratos lenticulares de brechas.	(C) Litoclastos	(C-E) Equinodermos, trilobites, gasterópodos, bivalvos, briozoos, corales solitarios rugosos, braquiópodos, goniatites y pequeños foraminíferos.	- Matriz: margas.	Ambientes profundos por debajo del NAOB.
CA: Calizas arenosas	Tramos con potencias entre 2 a 3 m. Forma secuencias entre 10 a 50 cm con aumento del carbonato hacia techo.	(A) Peloides, arena fina a muy fina.	(E) Calciesferas. (R) Foraminíferos.	- Interparticular. - Cemento microesparita.	Ambientes costeros.

Porcentajes relativos: Raro (R) = <3%; Escasos (E) = 3-10 %; Comunes (C) = 10-30 %; Abundantes (A) = >30%.
*NAOB = Nivel de acción del oleaje en buen tiempo. NAOB = Nivel de acción del oleaje de tormenta.

Tabla 1 (continuación).

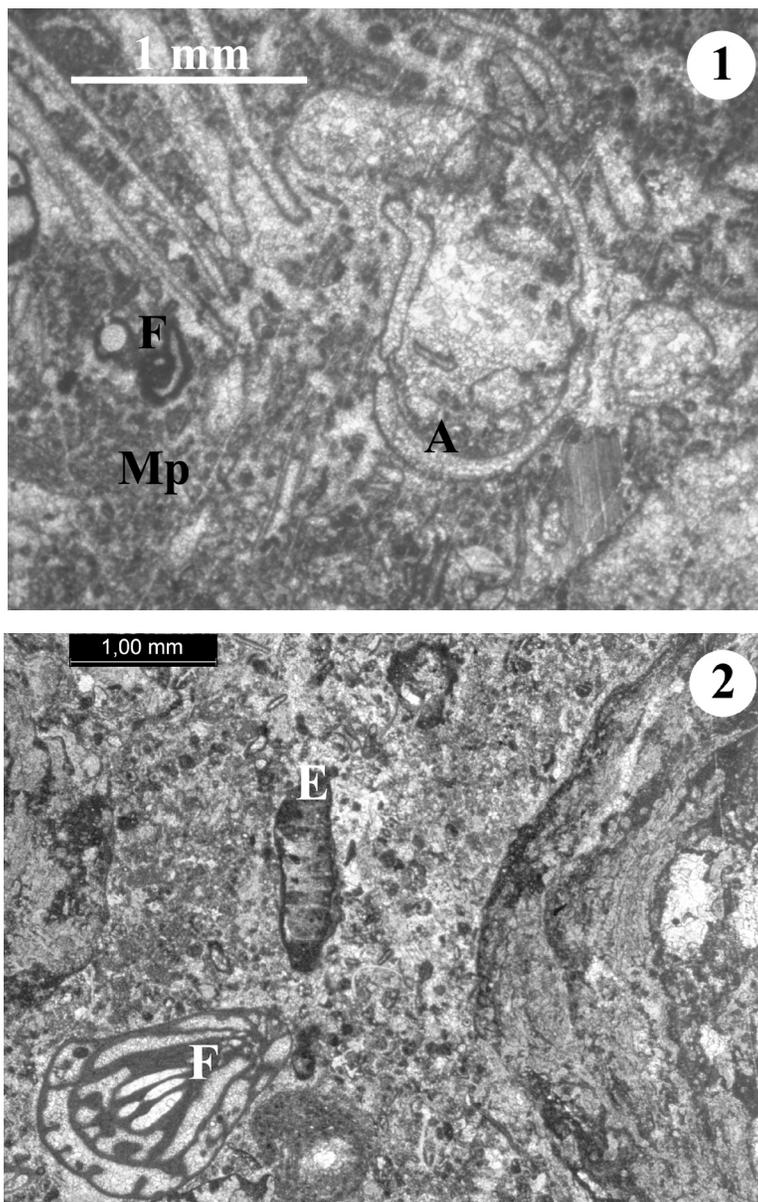


Figura 5. Fotografías de microscopio. Techo hacia arriba. 1) Facies de micritas peloidales con cementos (M2). Moldes de talos de algas filoides del taxón *Eugonofillum* (A). Matriz de micrita peloidal (Mp). Foraminífero calcitornéllido incrustante (F). Muestra Pl-141,3, sección 2. 2) Calizas wackestone-packstone oncolíticas (WP1). Oncoide *Osagia* (margen derecho de la fotografía). *Fusulinas* (F). *Epimastopora* retrabajada y micritizada (E). Muestra Pe-12, sección 4.

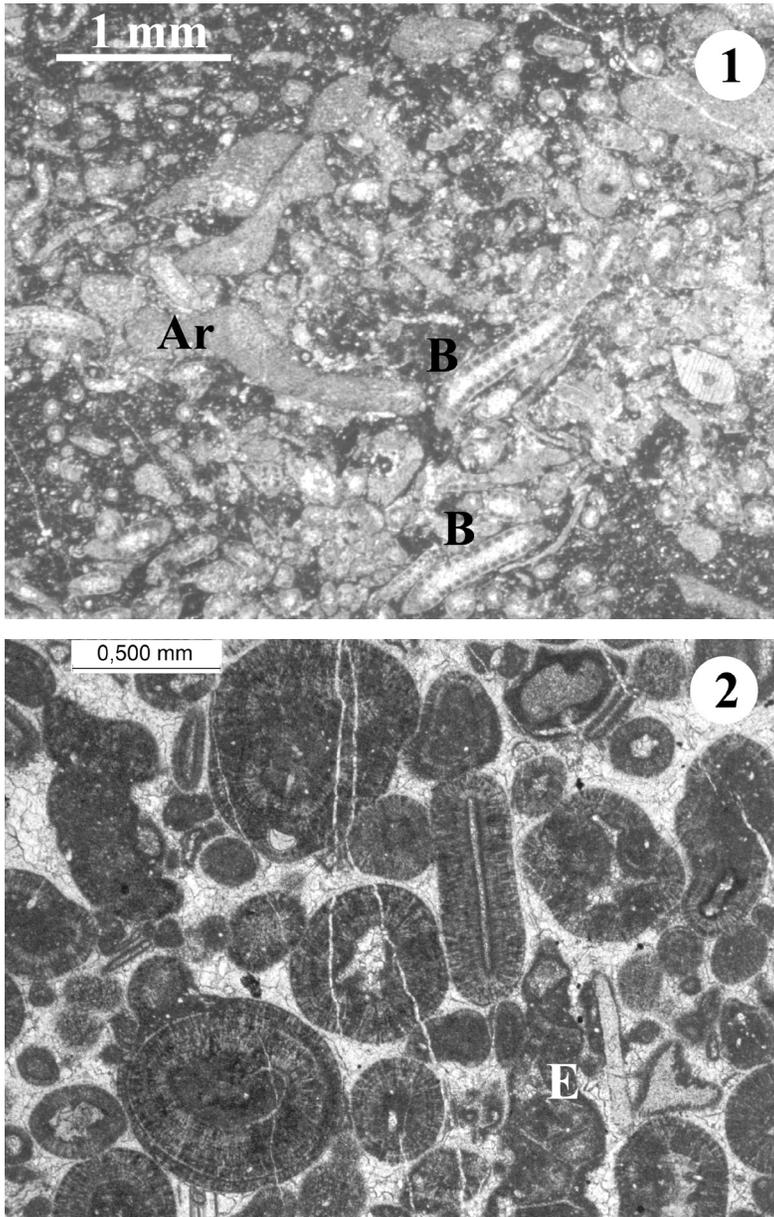


Figura. 6. Fotografías de microscopio. Techo hacia arriba. 1) Facies de calizas wackestone-packstone peloidales con algas (WP2). Algas Beresella (B). Algas rojas (Ar). Muestra Pe-24, sección 4. 2) Caliza grainstone oolítica (G1). Epimastopora con borde corroído y micritizado (E). Muestra Pl-154,9, sección 2.

propias de los núcleos de montículos de fango (*mud-mounds*) descritos por PRATT (1995), MONTY (1995), LEES & MILLER (1995), los cuales se desarrollan en aguas profundas, pobres en oxígeno y ricas en nutrientes, aunque con cierta energía en las aguas ya que para la precipitación de los cementos submarinos tempranos es necesaria una circulación de agua a través de los poros, lo que provoca que ésta se esté renovando constantemente y exista un suministro continuo de carbonato (PRATT, 1995; SCHLAGER, 2003).

Facies M3: Calizas micríticas con *Donezella*.- Tienen color gris claro y están formadas por cuerpos o litosomas tabulares con potencias que oscilan entre 6 y 40 m y longitud entre 100 a 500 m. Texturalmente corresponde a una caliza micrítica en la que el componente dominante es una matriz formada por micrita homogénea con bioclastos de tamaño diverso. El carácter bioconstruido de la facies está representado por estructuras formadas por micritas peloidales con poros fango-soportados y abundantes colonias de *Donezella* constituidas por una red de talos del propio organismo rodeados de micrita, dando lugar a una estructura con porosidad primaria de crecimiento. Fragmentos de estas colonias aparecen como intraclastos dentro de la matriz micrítica. Otros organismos como *Tartarella* o *Terebella* también llegan a desarrollar estructuras rígidas con una porosidad primaria irregular con relleno geopetal de sedimento carbonatado. Los bioclastos son comunes, entre los que se encuentran equinodermos, briozoos y foraminíferos.

En esta facies, su composición principal de sedimento micrítico y la falta de geometría en montículo de los litosomas la hacen semejante a los *mud-mounds* de bajo relieve definidos por RIDING (2002). El desarrollo de la misma estaría favorecido por una baja energía (como muestra el alto contenido en fango micrítico) y la ausencia de cementos marinos (DELLA PORTA *et al.*, 2002a). El organismo *Donezella*, según estos autores, pudo haber vivido en un amplio rango de profundidades que llegaría hasta 200 m. BOWMAN (1979) indica que bioconstrucciones de *Donezella* crecieron en profundidades de unos 15 m cuando aparece asociada a *Dasycladaceas*. Dentro de este grupo de algas se encuentra la *Antracoporella*, cuya presencia es frecuente en los metros superiores de los biostromos constituidos por esta facies. Por lo tanto, parece que el depósito de la facies M3 pudo tener lugar en un rango batimétrico que osciló desde zonas profundas disfóticas para la parte inferior de los biostromos hasta ambientes someros en la parte superior.

Facies WP1: Calizas wackestone-packstone oncolíticas.- Forma estratos tabulares de potencia entre 30 cm a 1 m, agrupados en unidades con espesores entre 3 a 5 m y gran continuidad lateral. Texturalmente son calizas *wackestone-packstone* oscuras con intraclastos, peloides y diversos bioclastos, caracterizadas por la presencia de abundantes oncoides tipo *Osagia*

(Fig. 5-2). Los bioclastos más comunes son *Epimastopora*, *Beresella*, equinodermos, algas rojas, foraminíferos (*Bradyinia*, fusulinas, texturálidos) (Fig. 5-2). Los oncoides *Osagia* están compuestos por la alternancia de láminas recristalizadas, probablemente de origen cianobacteriano, con otras micríticas que presentan moldes de *Girvanella* además de otros organismos incrustantes no identificados. Estos oncoides frecuentemente se desarrollan sobre bioclastos, como *Epimastopora* y equinodermos, intraclastos y fragmentos de la propia matriz (Fig. 5-2).

La presencia de *Epimastopora* y oncoides tipo *Osagia* en esta facies es indicativa de ambientes agitados someros de alta energía por encima del nivel de acción del oleaje (FLÜGEL, 1977; DELLA PORTA *et al.*, 2002b; SOREGHAN & GILES, 1999). Este tipo de oncoides es característico encontrarlos durante las fases transgresivas de los ciclos sedimentarios (BOWMAN, 1983). Las algas *Beresellas* son algas verdes por lo que viven en zonas someras donde llega bien la luz al fondo. Según MAMET (1991), estas algas son comunes en ambientes de *lagoon*.

Facies WP2: Calizas wackestone-packstone peloidales con algas.- En el campo forman estratos nodulosos e irregulares de entre 10 y 50 cm de espesor, de color negro, separados por delgados interestratos margosos de menos de 5 cm de espesor, agrupados en unidades entre 1 a 6 m de potencia y gran continuidad lateral. Son calizas *wackestone-packstone* bioclasticas, con fauna de: algas *Beresella*, calciesferas y foraminíferos (Fig. 6-1). Es característica la presencia de esponjas tipo *Chaetetes* (desmosponjas calcáreas), corales tabulados siringopóridos y corales rugosos tanto solitarios como coloniales. La matriz está formada por micrita con abundantes venillas rellenas de bitumen. En ella son frecuentes los peloides con los bordes mal definidos o amalgamados entre sí dando el aspecto de una micrita peloidal.

La facies posee una marcada nodulización, integrada por nódulos elipsoidales orientados paralelos a la estratificación y no superiores a los 2 cm de diámetro, embebidos en una matriz deformada en torno a ellos. Los nódulos y la matriz presentan los mismos bioclastos, aunque los primeros están formados por microesparita mientras que la matriz presenta mayor cantidad de micrita, siendo en algunas partes el contacto nódulo-matriz gradual. Facies similares a ésta han sido interpretadas como depositadas en ambientes de baja energía por debajo del nivel de acción del oleaje en buen tiempo en condiciones eufóticas (DELLA PORTA *et al.*, 2002a; MERINO-TOMÉ *et al.*, 2009). La asociación *Beresella* y calciesferas es abundante en *lagoons* protegidos según MAMET (1991). CONNOLLY *et al.* (1989) proponen que las condiciones idóneas para el desarrollo de las colonias de *Chaetetes* fueron aguas someras, cercanas a zonas intermareales. En el caso aquí estudiado, el ambiente fue de muy baja energía debido a la abundancia de formas columnares y a que la matriz, entre los individuos, está formada principalmente por micrita.

Facies WP3: Calizas wackestone-packstone con espículas.- Forma tramos de potencia variable entre 12 y 7 m, con gran continuidad lateral, integrados por estratos ondulantes y tabulares de 10 a 40 cm de espesor. En las superficies de estratificación se concentran nódulos de chert. Texturalmente son calizas *wackestone-packstone* en las que es muy común la presencia de moldes de espículas de esponjas junto con otros pequeños bioclastos no identificados, algunos de los cuales pueden corresponder a fragmentos de *Donezella*. También aparecen: equinodermos, foraminíferos, briozoos ramosos y fistulipóridos, corales rugosos solitarios, bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, ostrácodos, trilobites, *Epimastopora*. Los briozoos fistulipóridos se observan en posición de vida desarrollando estructuras rígidas en forma de cúpula, que hacen de sustrato para la instalación de otros organismos incrustantes como foraminíferos (*Tuberitina*), estructuras laminares de origen probablemente cianobacterino que aparecen envolviendo al organismo y briozoos ramosos. La matriz está formada por micrita, que llega a desarrollar ocasionalmente textura peloidal, junto con los pequeños bioclastos.

La composición micrítica de la matriz en esta facies con abundantes espículas y fauna heterótrofa, y la existencia de briozoos fistulipóridos que llegan a encontrarse en posición de vida, indican condiciones profundas de muy baja energía entre la zona fótica y oligofótica, pertenecientes a ambientes de rampa externa (BURCHETTE & WRIGHT, 1992). Facies similares a éstas han sido reconocidas en rampas del Carbonífero en la cordillera Cantábrica por MERINO-TOMÉ *et al.* (2009).

Facies P1: Calizas packstone intraclástica.- Aparece en tramos de espesor variable entre 5 m a 50 cm con estratificación ligeramente ondulante. Son calizas *wackestone-packstone* oscuras constituidas por intraclastos-peloides y bioclastos. Los intraclastos más característicos son los fragmentos de colonias de *Donezella*. Son frecuentes los oncoides de *Osagia* con núcleo formado por intraclastos, *Epimastopora* u otros bioclastos. De forma ocasional se encuentran oncoides normales y superficiales. Los bioclastos más característicos son equinodermos, *Epimastopora* y foraminíferos. La matriz está constituida por micrita con peloides y pequeños bioclastos de equinodermos, foraminíferos, fragmentos de *Donezella* y otros no identificados correspondientes, probablemente, a algas recristalizadas que, a veces, conservan una estructura interna similar a *Beresella*.

DELLA PORTA *et al.* (2002a) describen facies con intraclastos de *Donezella*, interpretándola como ambientes de alta energía desarrollados durante fases transgresivas. La *Epimastopora*, cuando aparece asociada a oncoides tipo *Osagia*, se interpreta como ambientes someros de energía moderada a alta (FLÜGEL, 1977).

Facies GP1: Calizas *grainstone-packstone encriniticas-intraclásticas*.- Esta facies constituye tramos con potencias que oscilan desde pocos decímetros hasta 4 metros, integrados por estratos tabulares masivos de tamaño centimétrico a decimétrico. Petrográficamente son calizas *grainstone-packstone*, e incluso *rudstone*, de intraclastos y bioclastos. Los bioclastos predominantes son los equinodermos, aunque también son comunes los briozoos fenestélidos y ramosos. Los bioclastos están fracturados, redondeados y algunos micritizados. Presentan sus poros y cavidades rellenos de micrita oscura, además de fragmentos de micrita adheridos a sus bordes. Los intraclastos están formados por micrita densa, homogénea y oscura, e incluyen bioclastos de equinodermos, briozoos, foraminíferos y *Epimastopora*. La matriz entre los granos carbonatados está formada por micrita y por sedimento calcáreo de tamaño limo, desigualmente distribuido, dejando una porosidad intergranular rellena de cemento *blocky*.

BAHAMONDE *et al.* (2000) interpretan facies similares a ésta como barras o bajíos (*sboals*) arenosos movidos por corrientes en ambientes someros submareales. DELLA PORTA *et al.* (2002b) las interpretan como barras de crinoides relacionadas con eventos de inundación marina, cuando existen condiciones de mar abierto dominadas por corrientes.

Facies G1: Calizas *grainstone oolíticas*.- Forma litosomas tabulares con potencias variables entre 50 cm y 7 m, de gran continuidad lateral y contienen estratificaciones cruzadas de mediana escala, marcas de carga en el muro y, a veces, una fuerte bioturbación. Texturalmente son calizas *grainstone*, bien a muy bien clasificadas, constituidas principalmente por ooides y, en menor proporción, por peloides, intraclastos, granos agregados y bioclastos redondeados y con envueltas micríticas destructivas (Fig. 6-2). Los ooides que aparecen son tanto superficiales como normales; su tamaño no es superior a 1,6 mm, están bien redondeados y tienen formas esféricas y elipsoidales. La fábrica más abundante en la corteza es la radial y, en menor proporción, tangencial. Ocasionalmente, la corteza presenta fauna incrustante como foraminíferos. El núcleo es diverso y puede estar formado por bioclastos, intraclastos de micrítica o peloides. La porosidad es interpartícula con cementos tempranos marino freáticos en menisco; el resto del poro está relleno con cementos más tardíos tipo *blocky* (Fig. 6-2). En algunos tramos se llega a desarrollar una porosidad oomóldica, formada por la disolución de ooides.

Según SIMONE (1981) los oolitos de calcita con fábrica radial se han formado por procesos de disolución-recristalización de oolitos originalmente aragoníticos con fábrica tangencial. Estas fábricas primarias tangenciales se forman en ambiente energéticos altos. Para FLÜGEL (2004) los ooides normales de corteza radial con finas láminas concéntricas se habrían generado en ambientes entre moderados a altamente energéticos y con salinidad marina normal a ligeramente restringida. El movimiento del sedimento por las corrientes era intermitente, como sugiere la presencia de fauna incrustante dentro de la

corteza de los ooides y la intercalación de niveles de bioturbación entre los set de estratificación cruzada, lo cual es una variable ambiental necesaria para la formación de oolitos (SIMONE, 1981). La porosidad oomóldica es producida cuando aguas meteóricas disuelven los oolitos que originalmente eran aragónicos (FLÜGEL, 2004).

Facies G2: Calizas *grainstone peloidales*.- Esta facies aparece formando cuerpos tabulares de 1,5 m de espesor y gran continuidad lateral, o bien en tramos bien estratificados en estratos decimétricos. Texturalmente son calizas *grainstones* peloidales, con calciesferas, pequeños foraminíferos y equinodermos. Los peloides presentan tamaños máximos de 200 μm ; están bien redondeados y tienen formas subesféricas a elipsoidales, con bordes bien definidos y netos. La porosidad intergranular está rellena de cemento microesparítico. Es característica la presencia de poros tipo *vug* de hasta 1 cm de tamaño. La clasificación y redondez del sedimento es buena a muy buena. Se observan, en algunos casos, laminaciones paralelas definidas por cambios en el empaquetamiento de los peloides, reconocibles en campo por una alternancia de bandas claras y oscuras.

El carácter grano-soportado del sedimento, la ausencia de matriz, los peloides bien redondeados y la existencia de laminación paralela son criterios que están indicando un ambiente somero de alta energía. Además, esta facies se dispone con continuidad sedimentaria sobre la facies G1 (*grainstone* oolítica), pudiendo representar zonas protegidas dentro del sistema de barras oolíticas. La porosidad tipo *vug* se forma en medios de playas (SCHOLLE *et al.*, 1998). Este tipo de poros, clasificado como *keystone vug*, es indicativo de cementación temprana asociada a barras mareales (FLÜGEL, 2004).

Facies G3: Calizas *grainstone bioclásticas*.- Constituye cuerpos de hasta 12 m de potencia con morfología en cuña y estratificación cruzada sigmoidal de gran escala. Texturalmente está formada por calizas *grainstone* bien clasificadas de color gris claro formadas principalmente por bioclastos y peloides. La redondez es variable entre media y muy buena, y el tamaño de grano varía entre arena fina y gruesa. Los bioclastos más comunes son equinodermos, algas rojas y foraminíferos. Éstos están fuertemente micritizados, por lo que son transformados en muchas ocasiones a granos micríticos sin estructura interior pudiendo confundirse con intraclastos. En cantidad variable se encuentran oolitos superficiales con corteza de fábrica radial y núcleo constituido por bioclastos o peloides. La porosidad es interparticular, con cementos en menisco y orlas isopacas de cementos fibrosos recristalizados. El empaquetamiento del sedimento es variable llegando a desarrollar contactos con bordes cóncavo-convexos entre los granos y bordes estilolitizados en los márgenes de las placas de equinodermos.

Esta facies es similar a la que FLÜGUEL (2004) denomina “coated bioclastic grainstone”, que interpreta como formada en ambientes someros por encima del nivel de acción de oleaje en buen tiempo o entre el nivel de oleaje en tormenta y buen tiempo, configurando grandes barras movidas por corrientes de deriva costera en ambientes de rampa interna.

Facies CA: Calizas arenosas.- Constituye un tramo de espesor variable entre 2 y 3 m, integrado por calizas arenosas con peloides. Los granos de terrígenos son de cuarzo de tamaño fino a muy fino y angulares. Los peloides están bien definidos y redondeados, con diámetros entre 80 a 160 μm . Los bioclastos más abundantes son las calciesferas, aunque también aparecen pequeños foraminíferos dispersos. El cemento entre los granos es calcita microesparítica. La facies está organizada en secuencias con espesor entre 10 y 50 cm, definida por un aumento de los componentes carbonatados hacia techo. Todas las secuencias se engloban dentro de una mayor, la cual muestra un aumento general del carbonato hacia el techo pasando de forma gradual a las calizas de la facies *wackestone-packstone* peloidales con algas (WP2).

De acuerdo con MOUNT (1984), la presencia de los granos de cuarzo angulosos bien calibrados junto con peloides bien redondeados y definidos parece indicar que la facies se ha generado mediante la mezcla de sedimento a lo largo del límite difuso entre dos facies, en ambientes costeros.

Facies GR1: Calizas grainstone-rudstone de intraclastos micríticos.- En campo esta facies forma tramos bien estratificados ordenados en capas tabulares de espesores entre 10 y 50 cm, situadas lateralmente a la facies M2 (calizas micríticas con cementos) y a la M3 (caliza micrítica con *Donezella*). Son calizas *packstone*, *grainstone* y *rudstone* de color gris oscuro o claro, con clasificación de media a mala, integradas por intraclastos y peloides, con menor proporción de bioclastos (equinodermos y foraminíferos). Los intraclastos y peloides están formados por micrita con cierta tendencia peloidal, aparecen poco redondeados y con bordes irregulares formando acumulaciones con distribución heterométrica de tamaños de grano.

El conjunto de características observadas en esta facies como: 1) su interdigitación con la facies M2 (calizas micríticas con cementos) y la facies M3 (caliza micrítica con *Donezella*), 2) la composición micrítica de los intraclastos, 3) la clasificación mala del sedimento, y la forma angulosa de los clastos con el aumento de su tamaño hacia el margen de las bioconstrucciones, permite interpretarla como el sedimento procedente de la erosión del núcleo de las bioconstrucciones y su acumulación en los flancos de la estructura.

Facies GR2: Calizas grainstone-rudstone litoclásticas.- Constituyen un tramo entre 2 a 3 m de potencia ordenado en estratos tabulares de espesor variable entre 10 a 60 cm con estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Son calizas *grainstone-rudstone* compuestas por litoclastos de centil 2 cm, de subangulosos a subredondeados, y redondeados los clastos de mayor tamaño. Los litoclastos presentan distintas texturas (calizas micritas peloidales y wackestone bioclásticas), en campo se observan algunos clastos de color rosáceo. La matriz está constituida por peloides entre 40 y 400 μm , bien definidos y con formas angulares. También se encuentran bioclastos de pequeño tamaño de equinodermos y foraminíferos (fusulinas), en ocasiones fracturados. Aparece menos del 1% de granos de cuarzo angulosos de tamaño arena fina a muy fina.

Esta facies está situada estratigráficamente justo encima de la M3 (caliza micrítica con *Donezella*) que posee rasgos de emersión en su techo. Por esta causa, y por el tipo de material que la integra, se interpreta como un depósito de *ravinement* generado durante la fase transgresiva. El color rosáceo de algunos de los clastos se ha observado en el techo de ciertas bioconstrucciones, estudiadas en este trabajo, cuando presentan rasgos pronunciados de exposición aérea. Los clastos bien redondeados de distintas texturas, los peloides con formas angulares y las estratificaciones cruzadas son pruebas que demuestran que los clastos proceden de la erosión y retrabajamiento de calizas previas en condiciones marinas someras con energía moderada a alta.

Facies R1: Calizas rudstone oncolíticas.- En afloramiento forma tramos de aproximadamente 4 m de espesor, sin una estratificación bien definida. Texturalmente es una caliza *rudstone* oncolítica integrada, principalmente, por oncoides tipo *Osagia* de hasta 7 cm de diámetro. La corteza de los oncoides está formada por una alternancia de envueltas cianobacterianas y otras de micrita; junto con otros organismos incrustantes como foraminíferos. El núcleo lo forman bioclastos diversos como, por ejemplo, *Epimastopora*. La matriz entre los oncoides está constituida por peloides, foraminíferos grandes como fusulinas (las más abundantes), además de *Bradyinia* y texturálidos. También se encuentran foraminíferos pequeños como calcitornéllidos, endotirácidos y *Tuberitina*, así como fragmentos de corales rugosos solitarios y bivalvos.

Oncoides muy similares a los presentes en esta facies han sido descritos por BOWMAN (1983) en unidades del Namuriense superior-Westfaliense del norte de León, interpretándolos como generados en ambientes submareales someros con baja energía, relacionados con el inicio de transgresiones. FLÜGEL (2004) describe oncoides similares en sucesiones pérmicas asociándolos también a ambientes sedimentarios cercanos a la costa.

Facies Ma: *Margas con niveles de bioclastos*.- Esta facies se sitúa al muro de las Calizas de Piedrasluengas y constituye la transición a esta unidad desde los materiales siliciclásticos del Grupo Potes (Fig. 2). Forma un tramo de 5 m de potencia y está integrado por margas de color oscuro entre las que se intercalan horizontes de 10 a 15 cm de espesor con abundantes bioclastos y algunos litoclastos. Los bioclastos son: equinodermos y trilobites, ambos con bioerosión, gasterópodos, bivalvos, briozoos, corales solitarios rugosos, braquiópodos, goniatites y pequeños foraminíferos. También contiene delgadas intercalaciones lenticulares de brechas de hasta 20 cm de potencia y 70 cm de longitud con granoselección normal, constituidas por litoclastos redondeados de micrita oscura con bordes micritizados. La matriz de estas brechas es margosa y contiene bioclastos de composición similar a la de los niveles arriba descritos.

Esta facies se interpreta como sedimentos depositados por decantación en ambientes submareales de baja energía situados por debajo del nivel de acción de oleaje en tormentas. Los niveles de concentración de bioclastos con litoclastos y las brechas representarían pequeñas corrientes de densidad fango-soportadas.

4.2. CICLICIDAD

Las facies descritas en el apartado anterior aparecen ordenadas en secuencias de diferente espesor y significado. El estudio de dicha ciclicidad se ha realizado según la técnica de Secuencias Transgresivas-Regresivas propuesta por EMBRY & JOHANNESSEN (1992) y EMBRY (1993, 2002). Según estos autores, cada secuencia se compone de un cortejo transgresivo (TST, *transgressive systems tract*) y de un cortejo regresivo (RST, *regressive systems tract*), separados por la superficie de máxima inundación (MFS, *maximum flooding surface*). Como límite de secuencia (LS) se utilizan superficies de discontinuidad subaéreas o superficies de máxima regresión.

El estudio se ha realizado independientemente en las sucesiones del flanco E del sinclinal (secciones 1, 2, 3 y 4, Fig. 3) y en el flanco O (sección 5, Fig. 4). En el primer caso se han individualizado 10 Secuencias Transgresivas-Regresivas y en el segundo 12. La correlación entre las secuencias de un flanco y otro, con la excepción de la secuencia 1, fácilmente identificable en la base de todas las sucesiones, es muy insegura, debido, principalmente, a los cambios de facies entre las sucesiones de ambos flancos y a la falta de continuidad entre los afloramientos. Por esta razón se van a describir independientemente las secuencias presentes en ambos flancos.

Secuencias en el flanco E

Secuencia 1.- Con esta primera secuencia se inicia el desarrollo del sistema carbonatado sobre los materiales siliciclásticos inferiores. Dicho inicio pudo

estar motivado por la confluencia de un conjunto de factores: 1) interrupción en la sedimentación siliciclástica; 2) disminución en la tasa de subsidencia, y 3) la existencia de condiciones oceanográficas ópticas (batimetría, luz, nutrientes, temperatura), que permitiesen la colonización del fondo oceánico por comunidades microbiales responsables de la precipitación de carbonato. La base de la secuencia está representada por la facies M1, formada por calizas micríticas nodulosas. Esta facies M1 serviría de sustrato para la nucleación de los *mounds* de la facies M2, formada por caliza micrítica con cementos que ocuparía la casi totalidad de la secuencia. Hacia el techo de los montículos se observa la desaparición de los cementos botroidales y un aumento de los bioclastos, llegando a desarrollar texturas *grainstone* (Fig. 7a). El límite superior de la secuencia (LS) es una superficie de exposición con rasgos de karstificación, bien visible en la sección 2 (Fig. 3). En otras secciones como la 4 (Fig. 3) esta karstificación no ocurre debido a que la sección se sitúa en una zona *intermounds* topográficamente deprimida (Fig. 7).

La secuencia 1 representa realmente un cortejo regresivo generado por el crecimiento de los *mounds* por encima de la tasa de subsidencia de la cuenca. La somerización del fondo marino carbonatado, junto a una bajada (glacioeustática) del nivel del mar (probablemente también registrada en otros sectores de la zona), causaría la exposición de las áreas más elevadas de los *mounds*, con el desarrollo de los procesos kársticos en ambientes climáticos cálido-húmedos. Durante la exposición de las partes elevadas de los *mounds*, se produciría el relleno de las zonas *intermound*.

Secuencia 2.- Los materiales de esta secuencia aparecen confinados en las depresiones *intermound* en cuyos flancos realiza un proceso de solapamiento expansivo (*onlap*) (Fig. 7). En ella, el episodio de mar bajo (*lowstand*) y el inicio del cortejo transgresivo estarían representados por las facies GP1 (*grainstone-packstone* encriníticas-intraclásticas). A medida que el nivel del mar ascendía, creando más espacio de acomodación, comenzaron a acumularse sedimentos micríticos (facies M3 de calizas micríticas con *Donezella*), que llegaron a desarrollar pequeños cuerpos con formas de montículo, los cuales, lateralmente, pasarían a las facies GR1 (*grainstone-rudstone* de intraclastos micríticos) (Fig. 7).

Durante el cortejo regresivo se depositaron facies WP2 (*wackestone-packstone* peloidales con algas) de ambientes someros restringidos de *lagoon*, apareciendo lateralmente a ellos un tramo de *grainstone* bioclásticas (G3), caracterizado por presentar un aumento en el contenido de ooides hacia el techo, interpretado como la somerización de la secuencia (Fig. 7).

Secuencia 3.- Los materiales de esta secuencia se superponen a los de la secuencia 2 continuando el proceso de *onlap* sobre las partes altas de los *mounds* (Fig. 7). El cortejo transgresivo se inició, como en la secuencia 2, con

una pequeña cuña de facies GR1 (calizas *grainstone-rudstone* encríniticas-intraclásticas) que engloba algunos cantos dispersos de cuarcita removilizados por dicha transgresión de un sistema fluvial que se mantuvo activo durante el episodio de mar bajo del final de la secuencia 2. Sobre esta facies se sedimentaron facies de *grainstone* peloidales y calizas arenosas de ambientes litorales, produciéndose también el relleno arenoso de las cavidades formadas durante la karstificación (Fig. 7). El máximo transgresivo de la secuencia estaría representado por la facies WP2 (*wackestone-packstone* peloidales con algas) acumulada en ambientes someros restringidos (Fig. 7). Durante el cortejo regresivo posterior se produjo la sedimentación de calizas *grainstone* peloidales y oolíticas. El techo de la secuencia estaría también formado por una superficie de exposición subaérea con cavidades kársticas rellenas por materiales siliclásticos de grano fino y cantos de cuarcita.

Secuencia 4.- Sobre la superficie de exposición subaérea que marca el límite de la secuencia 3, se desarrolló un estrato con abundantes *Chaetetes* perteneciente a la facies WP2 (*wackestone-packstone* peloidales con algas) (Fig. 8), cubiertos por un nivel de aproximadamente 2-4 cm de espesor de margas negras que representaría la superficie de máxima inundación (MFS, *maximum flooding surface*). El cortejo regresivo está formado por sedimentos de la facies WP2 (*wackestone-packstone* peloidales con algas) con pequeños biohermos de *Chaetetes*, observándose una disminución progresiva hacia el techo en el contenido de micrita y un aumento de la granulometría de las partículas pasando desde *grainstone* peloidales a *grainstone* oolíticas de la facies G1 en el techo. Las barras y cuerpos sedimentarios formados por esta facies migran sobre los biohermos de esponjas. La secuencia termina con una superficie neta en la que no se han observado rasgos de exposición subaérea; bien porque no tuvo lugar dicha exposición o bien porque la fase transgresiva siguiente borró dichos rasgos (Fig. 8).

Secuencia 5.- El cortejo transgresivo está formado, inicialmente, por la facies P1 (*packstone* intraclásticas) que incluye abundantes intraclastos y oncoides tipo *Osagia*. Sobre ella se desarrolla un tramo de la facies GP1 (*grainstone-packstone* encrínitica-intraclástica) sin cambios aparentes de espesor, con abundante pirita que llega a reemplazar a los bioclastos. La máxima profundidad que marca el final de la transgresión (MFS; *Maximum Flooding Surface*) está representada por un estrato de arcillitas negras de unos 5 cm de espesor (Fig. 8).

El cortejo regresivo está representado por una secuencia progradante formada por la facies G3 (*grainstone* bioclástica) y la facies WP3 (*wackestone-packstone* con espículas), que termina con una superficie de exposición que dio lugar a la generación de pequeñas cavidades formadas por disolución kárstica rellenas con arcillas y limos (Fig. 8).

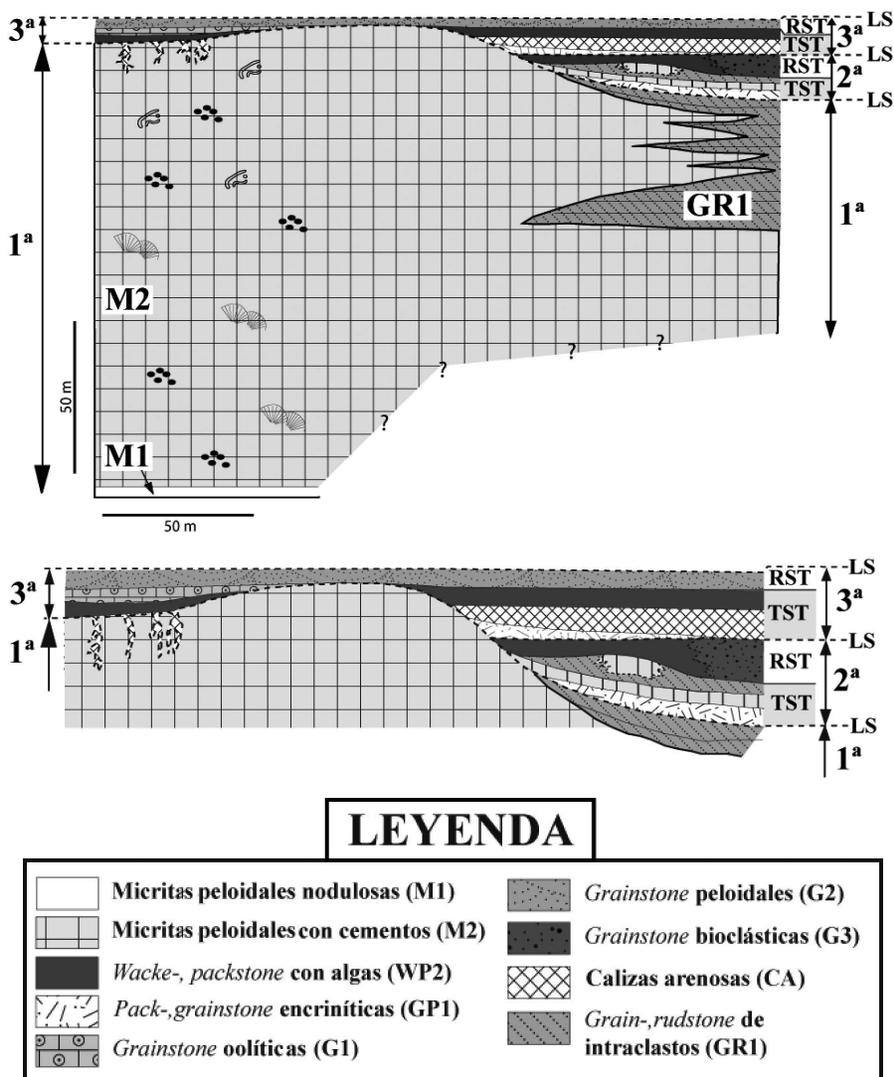


Figura 7. a) Esquema de las secuencias 1, 2 y 3, basado en la correlación litoestratigráfica de las secciones 2, 3 y 4, y datos cartográficos. b) Detalle de las secuencias 2 y 3 del esquema anterior, con la escala vertical exagerada. LS, Límite de Secuencia. TST, Transgressive Systems Tract. RST, Regressive Systems Tract.

MFS, Maximum Flooding Surface.

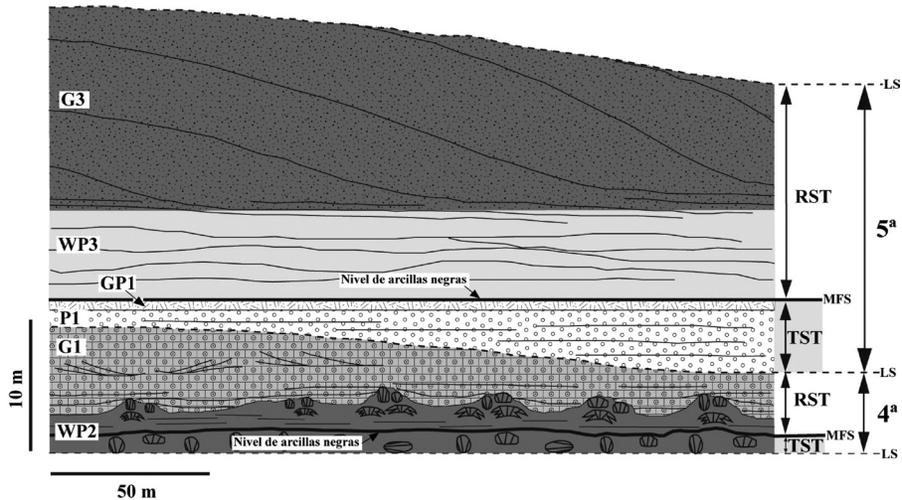


Figura 8. Esquema de las secuencias 4 y 5, basado en la correlación litoestratigráfica de las secciones 2 y 4, y datos cartográficos. LS, Límite de Secuencia. TST, Transgressive Systems Tract. RST, Regressive Systems Tract. MFS, Maximum Flooding Surface. Leyenda ver Fig. 4.

Secuencia 6.- La fase transgresiva vendría marcada con la sedimentación de una parte inferior del tramo formado por la facies WP2 (calizas *wackestone-packstone* peloidales con algas) y la M3 (calizas micríticas con *Donezella*). El cortejo regresivo está registrado por distintas facies en la sección 2 y la 4 (parte izquierda y derecha, respectivamente, del esquema de la figura 9). En la primera (sección 2) está formado por calizas *grainstone* oolíticas (facies G3), sin embargo, en la sección 4 no se presenta esta facies, por lo que el episodio regresivo se puede interpretar de dos posibles formas: 1) que las calizas *grainstone* oolíticas (G3) hayan sido erosionadas por el ascenso del nivel del mar de la secuencia 7 o 2) que la regresión esté representada por los sedimentos del techo del biostromo formado por las calizas micríticas con *Donezella* (facies M3).

En el techo de esta secuencia no se han observado rasgos de exposición subaérea, apareciendo directamente las facies transgresivas de la secuencia 7.

Secuencia 7.- El cortejo transgresivo está bien desarrollado con la sedimentación de la facies P1 (calizas *packstone* intraclásticas) (Fig. 9) y posteriormente con el litosoma de la facies M3 (calizas micríticas con *Donezella*), dentro del cual se situaría el momento de máxima profundidad. El cortejo regresivo se caracteriza por la aparición de algas *Antracoporella* hacia la parte alta de la facies M3, que finaliza con una superficie erosiva con procesos de karstificación formados durante la emersión de las calizas.

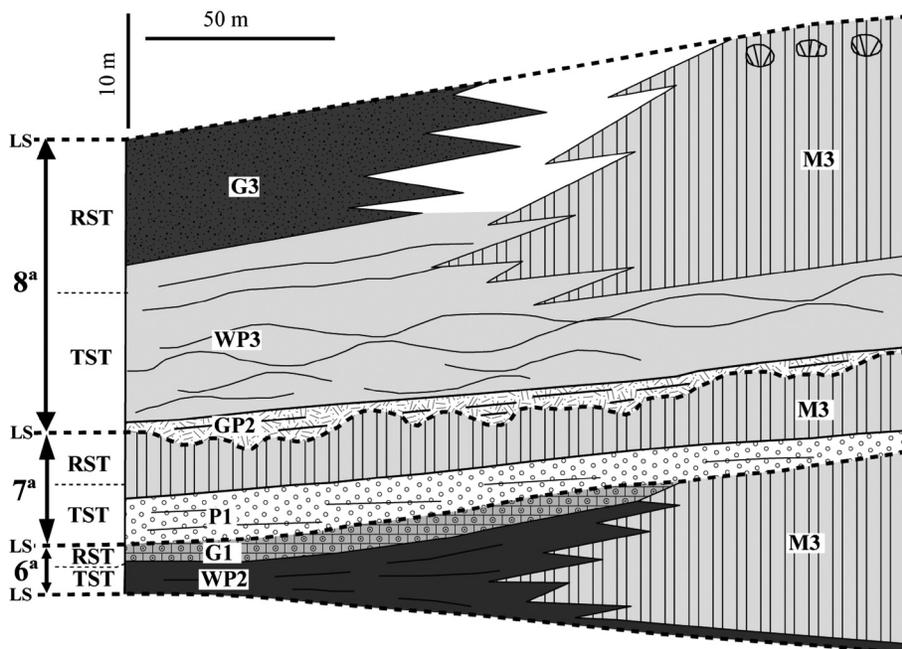


Figura 9. Esquema de las secuencias 6, 7 y 8, basado en la correlación litoestratigráfica de las secciones 2 y 4, y datos cartográficos. LS, Límite de Secuencia. TST, Transgressive Systems Tract. RST, Regressive Systems Tract. MFS, Maximum Flooding Surface. Leyenda ver Fig. 4.

Secuencia 8.- La transgresión comienza con la sedimentación de la facies GP1 (calizas *grainstone-packstone* encriníticas-intraclásticas) rellenando las irregularidades de la superficie erosiva del techo de la secuencia anterior (Fig. 9). Progresivamente, con el ascenso en el nivel del mar se produce la sedimentación de la facies WP2 (calizas *wackestone-packstone* con espículas), alcanzando el máximo de profundidad dentro del tramo formado por esta facies. El cortejo regresivo estaría registrado por calizas *grainstone* bioclásticas (facies G3) y el crecimiento de colonias de *Chaetetes* en la parte superior del biostromo de la facies M3 (calizas micríticas con *Donezella*) (Fig. 9). Esta secuencia también muestra rápidos cambios laterales de facies entre las calizas *grainstone* bioclásticas (facies G3) y los biostromos de calizas micríticas (facies M3) (Fig. 9).

Secuencias 9 y 10.- Estas dos secuencias muestran características muy similares: la transgresión comenzaría con facies WP2 (calizas *wackestone-packstone* peloidales con algas), desarrollada en ambientes someros ligeramente restringidos, que en la secuencia 10 se caracteriza por el desarrollo

de abundantes colonias de *Chaetetes*, seguida por la facies WP1 (calizas *wackestone-packstone* oncolíticas) con abundantes oncoides tipo *Osagia*. Con el aumento de la profundidad comenzó la formación de los biostromos de la facies M3 (calizas micríticas con *Donezella*), dentro de la cual se encontraría el momento de máxima profundidad alcanzado en la secuencia (Fig. 10).

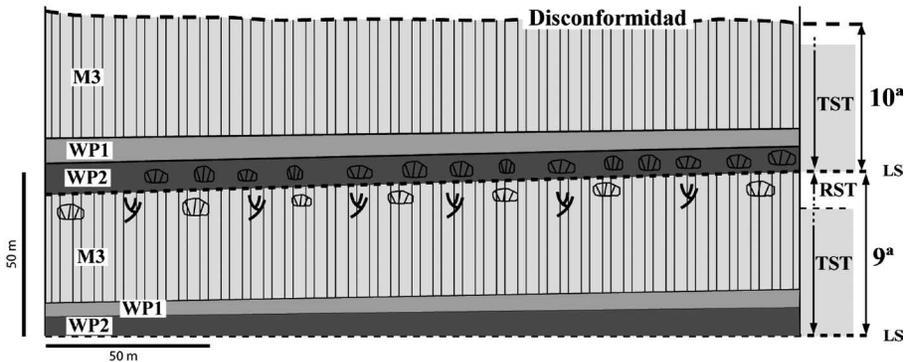


Figura 10. Esquema de las secuencias 9 y 10, basado en la correlación litoestratigráfica de las secciones 2 y 4, y datos cartográficos. LS, Límite de Secuencia. TST, Transgressive Systems Tract. RST, Regressive Systems Tract. MFS, Maximum Flooding Surface.

Leyenda ver Fig. 4.

La regresión en la secuencia 9, en el techo del litosoma de la facies M3 (calizas micríticas con *Donezella*), está registrada por el desarrollo de colonias de *Chaetetes*, el crecimiento de algas *Antracoporella* y la sedimentación de calizas *grainstone* oolíticas (Figs. 3 y 10). La secuencia 9 finaliza con una emersión generando una superficie que presenta procesos de brechificación y disolución kársticas (Fig. 10).

La parte superior de la secuencia 10 ha sufrido una fuerte erosión relacionada con la formación de la discordancia que afecta al techo de la unidad carbonatada de las Calizas de Piedrasluengas (Fig. 2), lo que ha causado que no se conserve la fase regresiva de la misma.

Secuencias en el Flanco W

En la sección 5, correspondiente al flanco W del sinclinal, se han definido un total de 12 secuencias sedimentarias con rasgos comparables a las definidas en el flanco E del sinclinal (Fig. 4).

La secuencia 1 descrita en el flanco E, caracterizada por el desarrollo de un gran montículo de fango con texturas microbiales que queda finalmente emergido, se reconoce también en el flanco W (Figs. 4, 7 y 11).

Las secuencias 2, 3, 4, 5 y 6 están constituidas por un cortejo transgresivo formado por la facies GP1 (*grainstone-packstone* encriníticas-intraclásticas), que engloba cantos de cuarcita bien redondeados de hasta 20 cm de diámetro, transportados allí durante el cortejo regresivo del ciclo anterior (Figs. 4 y 11). El episodio transgresivo se extendería hasta la parte inferior de los cuerpos de calizas micríticas de la facies M3 (calizas micríticas con *Donezella*), los cuales comenzaron su desarrollo cuando se alcanzó una profundidad óptima durante el ascenso del nivel del mar. En estas secuencias, la exposición subaérea está registrada por los cantos cuarcíticos embebidos en la base de los sedimentos formados durante la transgresión; aunque no se han observado rasgos de karstificación asociados a los límites de las secuencias en el techo de los cuerpos de las facies M3 (calizas micríticas con *Donezella*) (Figs. 4 y 11).

Las secuencias 7, 8, 9 y la secuencia 11 presentan el mismo carácter y están constituidas por un cortejo transgresivo formado por un delgado nivel de calizas *grainstone* bioclásticas y oolíticas, que se extiende hasta la parte inferior de los cuerpos de la facies M3 (calizas micríticas con *Donezella*), formándose la parte superior durante el cortejo regresivo, lo cual se puede identificar por la presencia de algas tipo *Antracoporella* (Figs. 4 y 11). Finalmente, las secuencias terminan con una exposición subaérea que generó localmente una brechificación *in situ* en el techo de esta facies subyacente (Figs. 4 y 11).

La secuencia 10 no llega a desarrollar biostromos de la facies M3, sino que se genera un potente tramo formado por calizas *rudstone* oncolíticas (facies R1) (Figs. 4 y 11).

En la secuencia 12, la fase inicial del cortejo transgresivo está representada por las calizas litoclásticas (facies GR2), sobre las cuales se depositan las facies WP2 (*wackestone-packstone* peloidales con algas) con presencia de *Chaetetes*. El aumento de la profundidad queda registrado por la acumulación de calizas micríticas de la facies M3 (calizas micríticas con *Donezella*) trunca en el techo por la discordancia que culmina las Calizas de Piedrasluengas (Figs. 4 y 11).

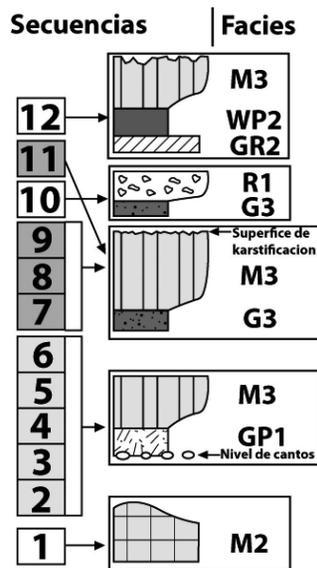


Figura 11. Esquema de las secuencias identificadas en el flanco W del sinclinal, con la sucesión de facies que definen cada una de ellas. Ver Fig. 4.

4.3. ORIGEN DE LAS SECUENCIAS

Las Secuencias Transgresivas-Regresivas de carácter asimétrico descritas en este trabajo se ajustan al modelo de secuencias de somerización de gran amplitud y baja frecuencia (ciclos de 4.º-5.º orden) descrito, entre otros autores, por WRIGHT (1992) y READ (1995) asociadas a periodos fríos en la historia de la Tierra (*ice-house stacking pattern*). El Carbonífero es un sistema en el que se produjeron alternancias climáticas globales de etapas glaciares e interglaciares similares a las del Cuaternario, que han sido ampliamente documentadas en la literatura geológica por numerosos autores (HECKEL, 1986; SAUNDERS & RAMSBOTTON, 1986; VEEVERS & POWELL, 1987; ROSS & ROSS, 1988, entre otros), con amplitudes de hasta 100 m en las oscilaciones del nivel del mar (READ, 1995). Dichas fluctuaciones ejercieron un fuerte control sobre la sedimentación en sistemas sedimentarios carbonatados, muy sensibles a dichas variaciones ambientales. Estos ciclos presentan rasgos comunes en diferentes parte del mundo: 1) espesores superiores a 5 m relacionados con fluctuaciones de gran amplitud del nivel del mar; 2) predominio de facies submareales y ausencia de facies intermareales y supramareales; y 3) buen desarrollo de superficies de exposición subaérea, asociadas a grandes bajadas del nivel del mar. Estos rasgos contrastan con los que presentan los ciclos desarrollados durante periodos cálidos (*green-house stacking pattern*).

Los ciclos o secuencias descritos en este trabajo debieron de tener, por lo tanto, un control glacio-eustático. En el modelo descrito por WRIGHT (1992) y READ (1995), los ciclos mejor representados son los ciclos Milankovitch de excentricidad de la órbita terrestre de 100.000 años de duración (*high amplitude, low frequency cycles*). Por ello, los ciclos descritos en las Calizas de Piedrasluengas son interpretados como ciclos glacio-eustáticos de excentricidad (secuencias de 4.º orden). En términos de edad, esta interpretación es compatible con la edad asignada a esta unidad carbonatada, correspondiente al intervalo *Vereyense superior-Kashiriense* (Moscoviense inferior), dado que se han diferenciado entre 10 y 12 secuencias y la duración del Moscoviense se ha estimado en unos 5 M.a. (MENNING *et al.*, 2000).

La transición entre depósitos de alta energía (calizas *grainstone*) a depósitos de baja energía (calizas bioconstruidas) registrada entre el límite de la secuencia 1 hasta la disconformidad del techo de las Calizas de Piedrasluengas (Figs. 3, 4, 7, 8, 9 y 10) se interpreta como una profundización de ciclicidad mayor, superpuesta a las Secuencias Transgresivas-Regresivas de menor orden. Esta tendencia corresponde a una fase de retrogradación dentro de un ciclo de 3.º orden, cuyo límite inferior estaría marcado por el episodio de mar bajo (*lowstand*) que corresponde a la superficie de exposición desarrollada en el techo de la secuencia 1 (Fig. 7).

5. MODELO SEDIMENTARIO Y EVOLUCIÓN

Una aproximación al sistema sedimentario realizado a partir del análisis de las facies, su relación vertical y lateral, y las secuencias descritas permite, comparándolo con otros ejemplos de sistemas carbonatados carboníferos documentados en otras partes del mundo, interpretar que las sucesiones estudiadas formaban parte de un sistema carbonatado en rampa.

BURCHETTE & WRIGHT (1992) separan dentro de una rampa carbonatada tres sectores: rampa interna, rampa media y rampa externa, utilizando como niveles de referencia el nivel de base de oleaje en buen tiempo (entre la rampa interna y la media) y el nivel de base de oleaje en tormenta (entre la media y la externa). En el caso de las Calizas de Piedrasluengas, el modelo geométrico de rampa parece corresponder al tipo homoclinal de READ (1985). Esta interpretación se apoya en los siguientes argumentos:

1) Calizas bioconstruidas formando montículos de fango microbial (*microbial mud mounds*) aislados han sido abundantemente descritas e interpretadas en ambientes profundos de rampa carbonatada, debido a la baja dependencia a la luz de los organismos microbiales involucrados (bacterias heterótrofas). LEES & MILLER (1995) y SOMERVILLE *et al.* (2000) describen montículos (*Waulsortian mounds*) comparables a los aquí descritos, en ambientes de rampa intermedia en sucesiones del Carbonífero inferior de Irlanda, Bélgica e Inglaterra; WRIGHT (1986) y BURCHETTE *et al.* (1990) describen montículos del tipo *Waulsortian* en ambientes de rampa externa en el Carbonífero inferior de la cuenca de Gales; DAVIES *et al.* (1989) hacen lo mismo en montículos (*Waulsortian like reef mounds*) de hasta 100 m de espesor y flancos inclinados en ambientes de rampa externa en el Carbonífero inferior de Canadá; LASEMI & NORBY (2000) interpretan montículos micríticos en ambientes marinos profundos de la cuenca carbonífera de Illinois (USA).

2) No existen evidencias ni geométricas ni sedimentarias (brechas, estructuras de deslizamiento, etc.) que indiquen la presencia de una ruptura importante en la pendiente o un talud.

3) Las diferencias que presentan las facies y secuencias en la sección del flanco W del sinclinal respecto a las del flanco E del mismo son compatibles con la interpretación de rampa carbonatada como sistema sedimentario, ya que hay un cambio gradual desde facies proximales a las distales. Los depósitos siliclásticos intercalados entre las calizas presentan una granulometría más gruesa en el flanco W del sinclinal con cantos cuarcíticos de hasta 20 cm (Fig. 3); mientras que en el flanco E no superaban los 5 cm de diámetro. Esto hace pensar que la sección 5 (flanco W, Fig. 4) se encontraba en zonas más próximas a las desembocaduras de los sistemas de drenaje continentales.

6. CONCLUSIONES

El análisis sedimentológico realizado ha permitido la individualización e interpretación de 17 litofacies, predominantemente de composición carbonatada, que registran diferentes ambientes sedimentarios marinos. De ellas destacan por su volumen las calizas micríticas peloidales con cementos marinos tempranos (facies M2) y las calizas micríticas con colonias de *Donezella* (facies M3), que formaron bioconstrucciones con geometrías monticulares (arrecifes microbiano-algales) y biostromos (*mud-mounds* de bajo relieve), respectivamente. Otras facies destacables son las calizas *grainstones* bioclásticas y oolíticas, acumuladas en barras en zonas submareales someras de alta energía, y las calizas *wackestone-packstone* con calciesferas, algas y *Chaetetes*, correspondientes a ambientes someros protegidos de tipo *lagoon*.

La serie estratigráfica de las Calizas de Piedrasluengas presenta una marcada ciclicidad, constituida por secuencias asimétricas transgresivas-regresivas generadas por ciclos glacio-eustáticos de excentricidad (ciclos de Milankovitch de 100.000 años) durante un periodo de *ice-house*. Por lo que representarían secuencias o ciclos de 4.^o-5.^o orden de alta amplitud y baja frecuencia.

Las Calizas de Piedrasluengas representan una rampa carbonatada, que muestra una evolución desde una rampa de alta energía dominada por calizas *grainstones* oolíticas y bioclásticas con presencia de grandes *mounds* microbiales dentro de la rampa media-externa, hasta una rampa de baja energía con predominio de calizas bioconstruidas formando biostromos. Esta evolución es el reflejo de una secuencia retrogradacional de la rampa, apareciendo ambientes menos energéticos hacia techo de la serie, formando parte de un ciclo de 3.^o orden.

La rampa carbonatada correspondiente a las Calizas de Piedrasluengas se desarrollaría en zonas distales de la cuenca de antepaís carbonífera cantábrica. El crecimiento de la misma tuvo lugar por el cese de los aportes terrígenos del Grupo Potes y la disminución de la tasa de subsidencia en este sector de la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con la ayuda del programa de Formación de Profesorado Universitario (FPU) concedida por el Ministerio de Educación y el proyecto de investigación CGL2008-00734/BTE, del Ministerio de Ciencia e Innovación, dirigido desde la Universidad de Oviedo.

BIBLIOGRAFÍA

- BAHAMONDE, J. R.; VERA, C. & COLMENERO, J. R. (2000): A steep-fronted Carboniferous carbonate platform: clinoformal geometry and lithofacies (Picos de Europa, NW Spain). *Sedimentology*, **47** (3): 645-664.
- BOSENCE, D. W. J. & WILSON, R. C. L. (2003): Sequence stratigraphy of carbonate depositional systems. *In: The sedimentary record of sea-level change* (edit. COE, A. L.). Edit. Cambridge University Press, pp. 234-256.
- BOWMAN, M. B. J. (1979): The depositional environments of a limestone unit from the San Emiliano Formation (Namurian/Westphalian), Cantabrian Mts., NW Spain. *Sedimentary Geology*, **29**: 25-43.
- BOWMAN, M. B. (1983): The genesis of algal nodule limestone from the Upper Carboniferous (San Emiliano Formation) of N.W. Spain. *In: Coated grains* (edit. PERYT, T. M.). Edit. Springer-Verlag, Berlin, pp. 409-423.
- BROUWER, A. & GINKEL, A. C. van (1964): La sucesión carbonifère dans la partie meridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *Compte Rendu 5.º Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. Paris, 1963*, I: 307-319.
- BURCHETTE, T. P. & WRIGHT, V. P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**: 3-57.
- BURCHETTE, T. P.; WRIGHT, V. P. & FAULKNER, T. J. (1990): Oolitic sandbody depositional models and geometries, Mississippian of southwest Britain: implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings. *Sedimentary Geology*, **68**: 87-115.
- BURNE, R. V. & MOORE, L. S. (1987): Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, **2**: 241-254.
- CATUNEAU, O. (2006): *Principles of sequence stratigraphy*. Ed. Elsevier, 375 pp.
- 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.). Edit. Geological Society of London, pp. 93-116.
- CONNOLLY, W. M.; LAMBERT, L. L. & STANTON, R. J. Jr. (1989): Paleocology of Lower and Middle Pennsylvanian (Middle Carboniferous) *Chaetetes* in North America. *Facies*, **20**: 139-168.
- DAVIES, F. R.; NASSICHUK, W. W. & BEAUCHAMP, B. (1989): Upper Carboniferous "Waulsortian" Reefs, Canadian Arctic Archipelago. *In: Reefs, Canada and Adjacent Area* (edits. GELDSETZER, H. H. J.; JAMES, N. P. & TEBBUTT, G. E.). Edit. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 13, pp. 565-666.
- DELLA PORTA, G.; KENTER, J. A. M. & BAHAMONDE, J. R. (2002a): Microfacies and Paleoenvironment of *Donezella* Accumulations across an Upper Carboniferous High-rising Carbonate Platform (Asturias, NW Spain). *Facies*, **46**: 149-168.
- DELLA PORTA, G.; KENTER, J. A. M.; BAHAMONDE, J. R.; IMMENHAUSER, A. & VILLA, E. (2003): Microbial boundstone dominated carbonate slope (Upper Carboniferous, N Spain): microfacies, lithofacies distribution and stratal geometry. *Facies*, **49**: 175-208.

- DELLA PORTA, G.; KENTER, J. A. M.; IMMENHAUSER, A. & BAHAMONDE, J. R. (2002b): Lithofacies character and architecture across a Pennsylvanian inner-platform transect (Sierra de Cuera, Asturias, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, **72**: 898-916.
- EMBRY, A. F. (1993): Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 301-320.
- EMBRY, A. F. (2002): Transgressive-regressive (T-R) sequence stratigraphy. In: *Sequence Stratigraphic Models and Application Production: Evolving Methodology, Emerging Models and Application Histories* (edits. ARMENTROUT, J. M. & ROSEN, N. C.). 22nd Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation, Bob F. Perkins Research Conference, Conference Proceedings. pp. 151-172.
- EMBRY, A. F. & JOHANNESSEN, E. P. (1992): T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: *Arctic Geology and Petroleum Potential* (edits. VORREN, T. O.; BERGSAGER, E.; DAHL-STAMNES, O. A.; HOLTER, E.; JOHANSEN, B.; LIE, E. & LUND, T. B.). Edit. Norwegian Petroleum Society (NPF). Spec. Publ., vol. 2, pp. 121-146.
- FLÜGEL, E. (1977): Environmental models for Upper Palaeozoic benthic calcareous algal communities. In: *Fossil Algae* (edit. FLÜGEL, E.). Edit. Springer Verlag, New York, pp. 314-343.
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Ed. Springer-Verlag, Berlin, 976 pp.
- GINKEL, A. C. van (1965): Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **34**: 1-217.
- GRAAFF, W. J. E. van de (1971): The Piedrasluengas Limestone, a possible model of limestone facies distribution in the Carboniferous of the Cantabrian Mountains. *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*, **3**: 151-159.
- HECKEL, P. H. (1986): Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along Midcontinent outcrop belt, North America. *Geology*, **14**: 330-334.
- HENNEBERT, M. & LEES, A. (1991): Environmental gradients in carbonate sediments and Rocks detected by correspondence analysis: examples from the Recent of Norway and the Detniant of southwest England. *Sedimentology*, **38**: 623-642.
- HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. & WAGNER, R. H. (1990): Carboniferous of the Palentian Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (edits. DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E.). Edit. Springer-Verlag, Berlin, pp. 34-38.
- JULIVERT, M. (1967): La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga. *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*, **1**: 1-26.
- JULIVERT, M. (1971): Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *American Journal of Science*, **270**: 1-29.
- LASEMI, Z. & NORBY, R. D. (2000): Early Carboniferous carbonates in the Illinois Basin: evolution from deep-water, crinoidal-bryozoan buildups to shallow-water, oolitic limestone. *SEPM-IAS Research Conference on Permo-Carboniferous Carbonate Platforms & Reefs, El Paso, Texas, Abstract and Program volume*, 97 pp.

- LEES, A. & MILLER, J. (1995): Waulsortian banks. *In: Carbonate Mud-Mounds. Their Origin and Evolution* (edits. MONTY, C. L. V.; BOSENCE, D. W. J.; BRIDGES, P. H. & PRATT, B. R.). Edit. International Association of Sedimentologists. Spec. Publ., 23, pp. 191-271.
- MAAS, K. (1974): The Geology of Liebana, Cantabrian mountains, Spain; deposition and deformation in a flysch area. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49 (3): 379-465.
- MAMET, B. (1991): Carboniferous Calcareous Algae. *In: Calcareous Algae and Stromatolites* (edit. RIDING, R.). Edit. Springer-Verlag, Berlin, pp. 370-451.
- MENNING, M.; ALEKSEEV, A. S.; CHUVASHOV, B. I.; DAVYDOV, V. I.; DEVUYST, F. X.; FORKE, H. C.; GRUNT, T. A.; HANCE, L.; HECKEL, P. H.; IZOKH, N. G.; JIN, Y. G.; JONES, P. J.; KOTLYAR, G. V.; KOZUR, H. W.; NEMYROVSKA, T. I.; SCHNEIDER, J. W.; WANG, X. D.; WEDDIGE, K.; WEYER, D. & WORK, D. M. (2006): Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and Wet Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation chart 2003 (DCP 2003). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 318-372.
- MENNING, M.; WEYER, D.; DROZDZEWSKE, G.; VAN AMERON, H. W. J & WENDT, I. (2000): A Carboniferous Time Scale 2000: discussion and use parameters as time indicators from Central and Western Europe. *Geologische Jahrbuch*, A 156: 3-44.
- MERINO-TOMÉ, O.; BAHAMONDE, J. R.; SAMANKASSOU, E. & VILLA, E. (2009): The influence of terrestrial run off on marine biotic communities: An example from a thrust-top carbonate ramp (Upper Pennsylvanian foreland basin, Picos de Europa, NW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 278: 1-23.
- 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* (edits. MONTY, C. L. V.; BOSENCE, D. W. J.; BRIDGES, P. H. & PRATT, B. R.). Edit. International Association of Sedimentologists. Spec. Publ., 23, pp. 11-48.
- MOUNT, J. F. (1984): Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, 12: 432-435.
- NEUWEILER, F.; GAUTRET, P.; THIEL, V.; LANGES, R.; MICHAELIS, W. & REITNER, J. (1999): Petrology of Lower Cretaceous carbonate mud mounds (Albian, N. Spain): insights into organomineralic deposits of the geological record. *Sedimentology*, 46: 837-859.
- OMANA, R. & LEYVA, F. (1988): *Investigación geológica minera en el sinclinal de Casavegas (Palencia). IIª Fase. Memoria y planos*. Ed. Instituto Geológico y Minero de España, 131 pp.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. & BASTIDA, F. (1990): Cantabrian Zone: Structure. *In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (edits. DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E.). Edit. Springer-Verlag, Berlin, pp. 55-69.
- 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 model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7: 517-537.
- PRATT, B. R. (1995): The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. *In: Carbonate Mud-Mounds. Their Origin and Evolution* (edits. MONTY, C. L. V.;

- BOSECE, D. W. J.; BRIDGES, P. H. & PRATT, B. R.). Edit. International Association of Sedimentologists, Spec. Publ., 23, pp. 49-123.
- READ, J. F. (1985): Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69 (1): 1-21.
- READ, J. F. (1995): Overview of carbonate platform sequences, cycle stratigraphy and reservoirs in greenhouse and icehouse worlds. In: *Milankovitch sea level changes, cycles and reservoirs on carbonate platforms in greenhouse and ice-house worlds* (edits. READ, J. F.; KERANS, C.; WEBER, L. J.; SARG, J. F. & WRIGHT, F. M.). Edit. SEPM. Short Course Notes, 35, pp. 1-102.
- READING, H. G. (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Ed. Blackwell Science, 688 pp.
- RIDING, R. (2000): Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47: 179-214.
- RIDING, R. (2002): Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58: 163-231.
- RIDING, R. & TOMAS, S. (2006): Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ-precipitated peloid microspar? *Sedimentology*, 53: 23-34.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. & HEREDIA, N. (1987): La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la unidad del Pisuerga-Carrión. NO de España. *Cuaderno Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 12: 207-229.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R.; HEREDIA, N.; NAVARRO, D.; PUJALTE, V.; GARCÍA MONDEJAR, J. P.; WAGNER, R. H.; MARTÍNEZ GARCÍA, E. & LOBATO, L. (1986): *Mapa y memoria de la hoja n.º 82 (Tudanca) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Serie MAGNA*. Ed. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- ROSS, C. A. & ROSS, J. R. P. (1988): Late Palaeozoic transgressive-regressive deposition. In: *Sea-level changes: an integrated approach* (edits. WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C.). Edit. International Association of Sedimentologists. Spec. Publ., 42, pp. 227-247.
- SAUNDERS, W. B. & RAMSBOTTOM, W. H. C. (1986): The mid-Carboniferous eustatic event. *Geology*, 14 (3): 208-212.
- SCHLAGER, W. (2003): Benthic carbonate factories on the Phanerozoic. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 445-464.
- SCHOLLE, P. A.; BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H (1998): *Carbonate depositional environments*. Ed. American Association of Petroleum Geologists. **Memoir 33**, 708 pp.
- SIMONE, L. (1981): Ooids: A review. *Earth-Science Reviews*, 16: 319-355.
- SITTER, L. U. de (1964): *Geological Map of the Southern Cantabrian Mountains, Spain*. Geological Institute, Leiden University.
- SOMERVILLE, I. D. (2000): Review of Irish Lower Carboniferous (Mississippian) mud-mounds: depositional setting, biota, facies and evolution. *SEPM-IAS Research Conference on Permo-Carboniferous Carbonate Platforms & Reefs, El Paso, Texas, Abstract and Program Volume*.
- SOREGHAN, G. S. & GILES, K. A. (1999): Facies character and stratal responses to accommodation in Pennsylvanian bioherms, western Orogrande basin, New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (4): 893-908.

- VEEVERS, J. J. & POWELL, C. M. (1987): Late Palaeozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, **98**: 475-487.
- WAGNER, R. H. (1965): Paleobotanical dating of upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, **66**: 169 pp.
- WAGNER, R. H.; CARBALLEIRA, J.; AMBROSE, T. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1984): *Mapa y memoria de la boja n.º 107 (Barruelo de Santullán) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Serie MAGNA*. Ed. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- WRIGHT, V. P. (1986): Facies sequence on a carbonate ramp: the Carboniferous Limestone of South Wales. *Sedimentology*, **33**: 221-241.
- WRIGHT, V. P. (1992): Speculations on the control on cyclic peritidal carbonates: Ice-house versus greenhouse eustatic controls. *Sedimentary Geology*, **76**: 1-5.