

XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

Excursión A

El Devónico arrecifal de la Zona Cantábrica

Esperanza Fernández-Martínez (Coordinadora)

Luis Pedro Fernández

Jenaro García-Alcalde

Isabel Méndez-Bedia

Francisco Soto



Universidad de León
Secretariado de Publicaciones
2006

Diseño y maquetación: Antonio Buil
Dibujo de portada: Antonio López Alcántara
Dibujo de contraportada: Cristina García Núñez

© Universidad de León
Secretariado de Publicaciones
© Los autores
I.S.B.N. : 84-9773-294-4
Depósito Legal: LE-1585-2006
Impresión: Universidad de León. Servicio de Imprenta

XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

Organizado por:



Universidad de León



Con la colaboración de:



Caja España 



Ayto. La Pola de Gordón



Fundación Dinópolis

Dirección de los autores:

Esperanza Fernández-Martínez

Área de Paleontología. C/ Jesús Rubio, 2. 24071 León. España.
dimefm@unileon.es

Luis Pedro Fernández, Jenaro Luis García-Alcalde, Isabel Méndez-Bedia,
Francisco Soto

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n,
33005 Oviedo, España.

lpedro@geol.uniovi.es
jalcalde@geol.uniovi.es
imbedia@geol.uniovi.es
fsoto@geol.uniovi.es

Índice

Introducción	7
Rasgos generales de la Zona Cantábrica	8
El Devónico de la Zona Cantábrica	11
Principales episodios de desarrollo arrecifal	14
3 ^{er} episodio arrecifal	16
4 ^o episodio arrecifal	17
5 ^o episodio arrecifal	18
Extinción de los arrecifes	19
Itinerario	20
Parada 1. Yacimiento de Colle	20
Parada 2. Yacimiento de Matallana de Torío	36
Parada 3. Yacimiento de El Arroyo del Puerto	44
Parada 4. Yacimiento de El Millar	49
Bibliografía	55

Introducción

La presencia de faunas arrecifales en el Devónico leonés es conocida desde los trabajos realizados en la Cordillera Cantábrica por la "Comisión para formar la Carta geológica de Madrid y general del Reino" y, por tanto, las primeras citas de las mismas datan de la segunda mitad del siglo XIX (Prado & Verneuil, 1850; Almela y Revilla, 1850). El primer autor en describir y figurar taxones de corales y esponjas procedentes de yacimientos leoneses fue Mallada (1875), quien incluye en su monografía diverso material procedente de varios yacimientos, dos de los cuales - Colle y El Millar-, serán visitados en esta excursión.

Aunque las dos principales formaciones con facies arrecifales del Devónico de León (Formación Santa Lucía y Formación Portilla) fueron definidas por Comte en 1936, el conocimiento de las series con facies arrecifales del Devónico de la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica experimentó un impulso especial durante la segunda mitad del siglo XX, época en la cual diversos especialistas acometieron estudios sedimentológicos y paleontológicos. Así, y dentro de los primeros, pueden citarse las publicaciones de Vera de la Puente (1989) y Stel (1975) sobre el Grupo La Vid; los trabajos de Coe (1974) y Méndez-Bedia (1976) sobre la Formación Santa Lucía, y los estudios de Mohanti (1972) y Reijers (1972) sobre la Formación Portilla.

Paralelamente, se realizaron investigaciones paleontológicas sobre diversos taxones propios de los hábitats arrecifales. Sin ánimo de ser exhaustivos, podemos citar los trabajos de Altevogt (1963, 1967), Kullmann (1965, 1967) y Soto (1977, 1978, 1982a, 1982b, 1983) sobre corales rugosos; los estudios de Oekentorp (1975) y Fernández-Martínez (1993, 1998) sobre corales tabulados; y los trabajos de Sleumer (1969), Mendez-Bedia (1984, 1999) y Méndez-Bedia & Mistiaen (1997) sobre estromatoporoideos.

Desde el año 1990, un equipo de trabajo compuesto por los autores de esta guía, especialistas en Paleontología y Estratigrafía de las Universidades de Oviedo y León, desarrolla una investigación centrada sobre los arrecifes cantábricos y su biota. En el marco de diversos proyectos de investigación, se han analizado, entre otros, aspectos que incluyen la sistemática y paleoecología de corales rugosos, corales tabulados, estromatoporoideos y briozoos; la caracterización morfológica y faunística de los diferentes tipos de bioconstrucciones representadas en la Zona Cantábrica; las reconstrucciones paleogeográficas y sedimentológicas de las formaciones arrecifales; las causas del origen y la finalización de los episodios arrecifales y, en los últimos años, la relación entre éstos y los bioeventos de extinción (Méndez-Bedia *et al.*, 1994; Fernández *et al.*, 1997, 2006; Ellwood *et al.*, 2001, 2006 y García-Alcalde *et al.*, 2002, entre otras publicaciones). Una parte importante de los resultados de estas investigaciones ha sido aprovechada para la realización de la presente guía de campo.

Rasgos generales de la Zona Cantábrica

El zócalo paleozoico y precámbrico que aflora en la mitad occidental de la Península Ibérica, denominado Macizo Ibérico o Hespérico, constituye un gran fragmento de Orógeno Varisco (Fig. 1). Este zócalo ha sido dividido en varias zonas (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972; Pérez-Estaún *et al.*, 2004) atendiendo a rasgos estratigráficos, estructurales y paleogeográficos. En una de estas zonas, la denominada Zona Cantábrica (ZC), se desarrolla esta excursión (Fig. 2).

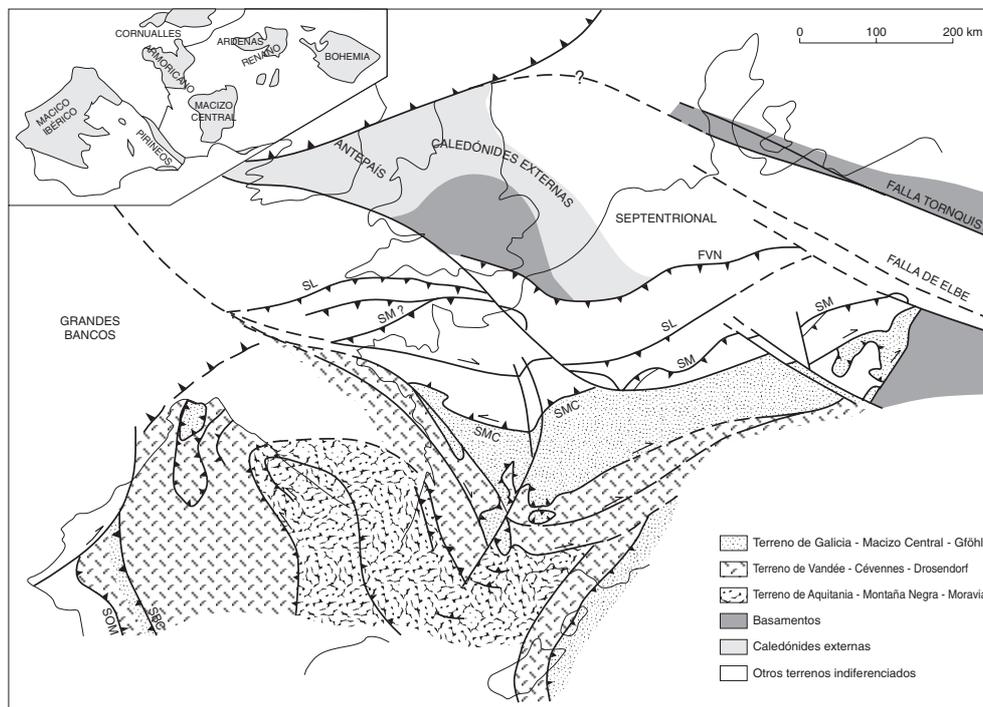


Figura 1. Estructuras del Orógeno Varisco, al que pertenece el Macizo Ibérico. (Modificado de Pérez-Estaún, 1995).

La Zona Cantábrica (ZC) (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972) está localizada en el núcleo del arco descrito por la estructuras del cinturón Varisco en su afloramiento meridional, el denominado Arco Ibero-Armoricano (también llamado Arco Astúrico en el contexto de la ZC) (Fig. 1). Como en el caso de las zonas externas de otros orógenos, la ZC presenta una tectónica epidérmica (“thin-skinned”), caracterizada por cabalgamientos y pliegues asociados, así como una ausencia general de metamorfismo, plutonismo y deformaciones internas de las rocas (Pérez-Estaún *et al.* 1988).

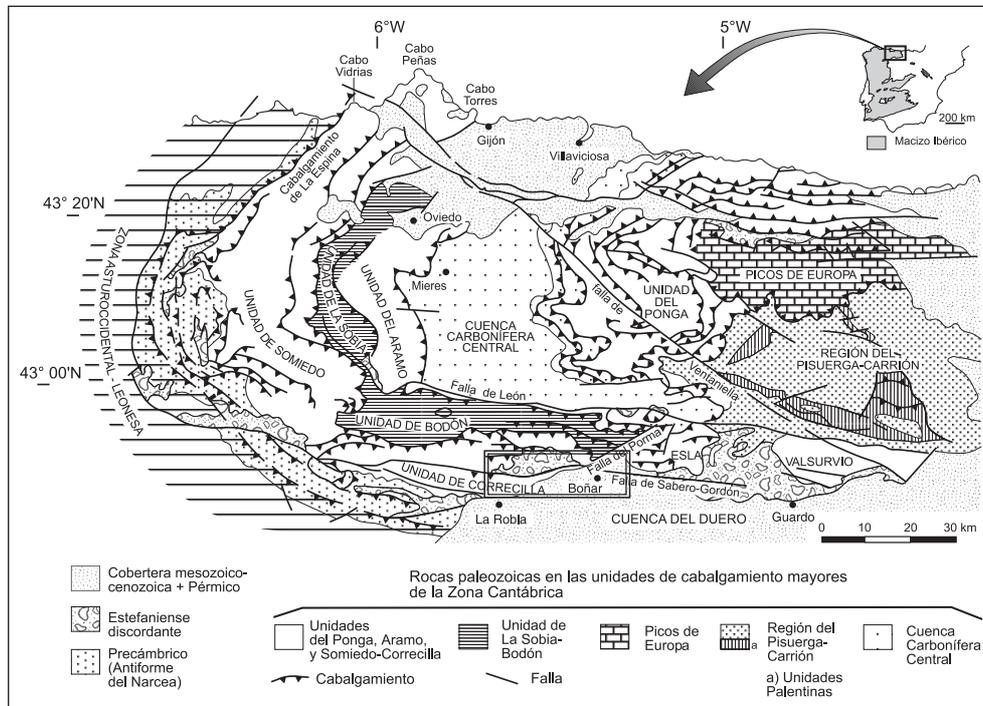


Figura 2. Mapa geológico de la Zona Cantábrica mostrando las principales unidades y la situación de los yacimientos que serán visitados. Modificado de Julivert (1971).

El límite occidental de la ZC (Fig. 2) es el Antiforme del Narcea, en el que afloran rocas precámbricas y que marca la frontera con la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), unidad más interna del Orógeno Varisco. Por el contrario, los demás límites de la ZC constituyen rasgos ligados a la Orogenia Alpina. Así la ZC limita al norte con el Mar Cantábrico, mientras que hacia el este y hacia el sur se encuentra cubierta por los materiales mesozoicos y cenozoicos de las cuencas Cantábrica y del Duero, respectivamente.

Estratigráficamente, la ZC presenta una **sucesión paleozoica eminentemente sedimentaria**, en la que se encuentran representados, con distinto grado de desarrollo en diferentes regiones, todos los sistemas. En función de su relación con la Orogenia Varisca, esta serie paleozoica puede dividirse en tres conjuntos:

La **sucesión preorogénica**, que abarca desde el Cámbrico hasta el Devónico inferior, está constituida por una alternancia de materiales detríticos y carbonatados, depositados en un medio de plataforma marina somera ubicada en un margen pasivo. Esta secuencia tiene forma de cuña con adelgazamiento hacia el este, donde se encontraría situada un área continental generadora de sedimentos.

La **sucesión sinorogénica**, que abarca la mayor parte del Carbonífero, alcanza grandes espesores y se organiza en una serie de cuñas clásticas, que representan el relleno de los surcos frontales de las unidades cabalgantes y que estarían alimentadas por la erosión de la cadena montañosa que se estaba generando en zonas más internas.

Finalmente, la **sucesión tardi- a postorogénica** está constituida por depósitos continentales discordantes de edad Estefaniense, generados en cuencas intramontañosas tardi-Variscas y cuyos afloramientos, parcialmente limitados por fallas, aparecen de forma discontinua en diversas áreas de la ZC.

A modo de resumen, y desde el Cámbrico hasta el Devónico, la ZC puede ser considerada como una plataforma somera de bajo gradiente, receptora de sedimentos procedentes de un área fuente situada hacia el este (macizo del Ebro). Como resultado de esta situación, la secuencia preorogénica está formada por unidades terrígenas y carbonatadas alternantes, con una gran constancia lateral de facies.

El avance de la Orogenia Varisca provocó un cambio progresivo hacia un escenario de cuenca antepaís, receptora de sedimentos procedentes de las zonas internas del orógeno, situadas, en este caso, hacia el oeste.

Todos estos materiales paleozoicos descansan discordantemente sobre un sustrato precámbrico, que sólo aflora en el Antiforme del Narcea, límite de la ZC con zonas más internas del orógeno (Zona Asturoccidental-leonesa y Zona Centroibérica). Dichos afloramientos son de edad Neoproterozoica y constan de turbiditas con algunas intercalaciones de rocas volcanoclásticas.

Las diferencias estructurales y estratigráficas han permitido dividir la ZC en varias unidades principales (Julivert, 1971) (Fig. 2). Entre ellas destaca, para el propósito de esta guía, la **Región de Pliegues y Mantos**, que se caracteriza por una sucesión paleozoica casi completa, con un Devónico muy bien desarrollado y especialmente fosilífero. A su vez, esta región se divide en cuatro unidades, que se corresponden con las principales unidades cabalgantes: La **Unidad de Somiedo-Correcilla**, donde se desarrolla la excursión; la Unidad del Esla-Valsurvio, la Unidad de la Sobia-Bodón y la Unidad del Aramo (Pérez-Estaún *et al.*, 1988) (Fig. 2).

En la actualidad existe una bibliografía extensa y de gran calidad sobre diferentes aspectos geológicos de la ZC. Las síntesis generales más actualizadas pueden consultarse en Alonso *et al.*, 1992, García-Alcalde, 1995, Aller *et al.*, 2002 y Pérez-Estaún *et al.*, 2004.

El Devónico de la Zona Cantábrica

Durante el Devónico, Iberia formaba parte de la amplia plataforma marina que constituía el borde septentrional del gran continente Gondwana (Fig. 3), cuyo movimiento hacia el norte, le llevó a alcanzar, durante el Givetense, una posición tropical en torno a los 20°- 30° S (Robardet *et al.*, 1990). Esta plataforma se encontraba cubierta por mares pericontinentales y epicontinentales, que recibían, intermitentemente, sedimentos procedentes de la erosión de las zonas emergidas más próximas.

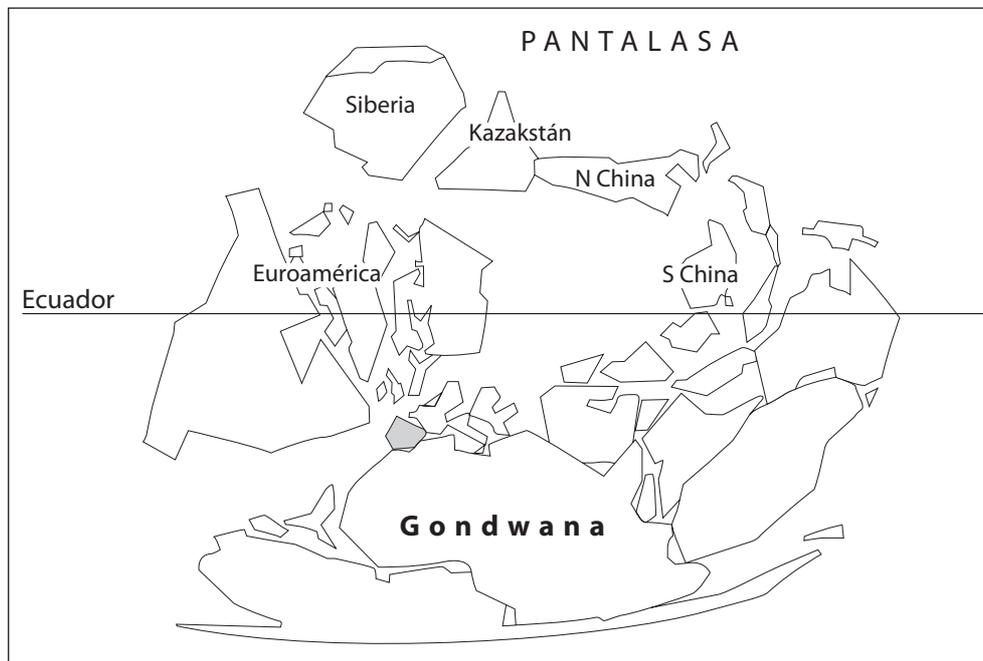


Figura 3. Esquema paleogeográfico durante el Devónico Medio, basado en Scotese & McKerrow, 1990.

En una de estas plataformas continentales se depositaron los sedimentos que hoy constituyen la secuencia pre-orogénica de la Zona Cantábrica. Debido a la erosión de muchos afloramientos y a la presencia de la cobertera mesozoico-terciaria, la superficie original de esta cuenca es difícil de estimar. No obstante, el estudio de la disposición geométrica y de las facies en los afloramientos existentes permite dibujar una cuenca a modo de banda ancha, arqueada y paralela al borde de una gran isla o cadena de ellas. Esta región emergida, denominada "Cantabrian Block" (Radig, 1962) o Macizo Cántabro-Ebroico (Carls, 1983, García-Alcalde, 1995), estaría situada al norte y al este de la cuenca, y actuaría como área fuente de sedimentos.

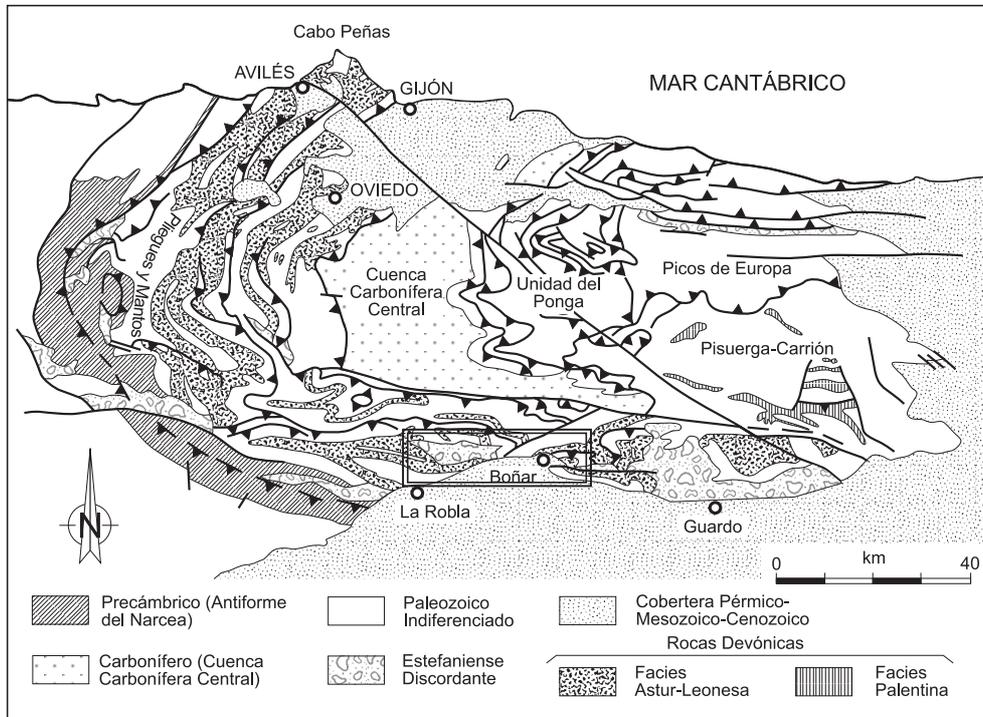


Figura 4. Afloramientos de rocas devónicas en la Zona Cantábrica, con diferenciación de las facies astur-leonesa y palentina (tomado de García-López, 2002).

En la Zona Cantábrica, las rocas devónicas afloran principalmente en la Región de Pliegues y Mantos y, en menor medida, en los denominados Mantos Palentinos, situados en la Región del Pisuerga-Carrión (Figs. 2 y 4). Dichos mantos han sido interpretados como unidades alóctonas, procedentes de la Zona Asturoccidental-Leonesa y emplazadas gravitacionalmente (Frankenfeld, 1983), y en ellos la sucesión devónica presenta rasgos diferenciados respecto a la de la Región de Pliegues y Mantos.

A grandes rasgos, dentro de la Región de Pliegues y Mantos, la sucesión devónica es tanto más completa cuanto más nos acercamos hacia la parte externa del Arco Artúrico. De este modo, en las láminas de la Unidad de Somiedo-Correcillas más cercanas al Antiforme del Narcea la sucesión es completa, y va volviéndose incompleta hacia el interior del arco debido a la progresiva desaparición de las formaciones pre-Famenienses más modernas. Así, y ya fuera de la Región de Pliegues y Mantos, el Devónico está sólo representado por un delgado espesor de areniscas famenienses (Formación Ermita) situadas discordantemente sobre rocas ordovícicas y finalmente cámbricas (ver, por ejemplo, García-López, 2002). Esta disposición sería debida, al menos en parte, a una etapa de erosión pre-Fameniense, responsable de la formación de dicha discontinuidad.

Los materiales devónicos de la Región de Pliegues y Mantos por un lado y de los Mantos Palentinos de la Región del Pisuerga-Carrión por otro, muestran netas diferencias de facies, las cuales han determinado su división en dos dominios distintos (Brouwer, 1964): Dominio Astur-Leonés y Dominio Palentino (Fig. 4).

La facies astur-leonesa (= Dominio Astur-Leonés) está representada en la Región de Pliegues y Mantos. Se encuentra constituida por una alternancia de rocas siliciclásticas y carbonatadas, de hasta 2000 m de potencia, depositadas en ambientes de plataforma somera y ricas en fauna bentónica. En algunos de los materiales carbonatados de este Dominio, han quedado registrados diversos episodios arrecifales de gran entidad.

La facies palentina (= Dominio Palentino) aflora en los Mantos Palentinos de la Región del Pisuerga-Carrión. Las rocas devónicas de este Dominio están constituidas principalmente por pizarras con calizas subordinadas, depositados con tasas de sedimentación relativamente bajas que se traducen en una serie de espesor máximo en torno a 800 m. Muestran facies neríticas desde el Lochkoviense hasta el Praguense, con bioconstrucciones locales y de pequeña entidad, y facies de tipo hemipelágico a partir del Emsiense, indicando en todo caso un medio de depósito más tranquilo y ligeramente más profundo que el existente en el Dominio Astur-leonés. Los fósiles, especialmente correspondientes a faunas neotónicas y pelágicas, son localmente abundantes.

La alternancia de unidades carbonatadas y siliciclásticas que conforma la sucesión devónica de la ZC refleja la alternancia de periodos de aportes siliciclásticos a la cuenca sedimentaria desde el Macizo Cántabro-Ebroico, con otros en los cuales la escasa o nula entrada de siliciclásticos en la cuenca permitió la colonización y desarrollo de plataformas carbonatadas, en general de tipo rampa. Los factores que controlaron esta alternancia no están suficientemente aclarados aunque se ha citado un control eustático a gran escala y un control de tipo tectónico local a menor escala (ver por ejemplo, Keller & Grottsch, 1996, Fernández *et al.*, 2006, Hofmann & Keller, 2006 y referencias allí contenidas).

En esta excursión se muestran varios ejemplos de desarrollo arrecifal en facies astur-leonesa, situados en la actual vertiente sur de la Zona Cantábrica. Sin embargo, para comprender el Devónico arrecifal de la Zona Cantábrica, es preciso estudiar los afloramientos situados en ambas vertientes de la Cordillera Cantábrica, así como los pertenecientes a las facies tanto Astur-leonesa como Palentina. Para una visión general de este desarrollo arrecifal pueden consultarse los trabajos de Méndez-Bedia *et al.*, 1994, Soto *et al.*, 1994 y Fernández *et al.*, 1997, 2006.

Principales episodios de desarrollo arrecifal

Siempre que no existan factores limitantes, la ubicación tropical de Iberia en el Devónico es potencialmente favorable para el desarrollo de arrecifes y, por este motivo, varios afloramientos devónicos de la Península Ibérica contienen bioconstrucciones. Además de en la ZC, donde existe el mayor número y diversidad de arrecifes (Méndez-Bedia *et al.*, 1994), se conocen facies arrecifales en los Pirineos aragoneses, Dominio oriental de los Pirineos Vascos y Dominio norte de Ossa-Morena (Fig. 5).

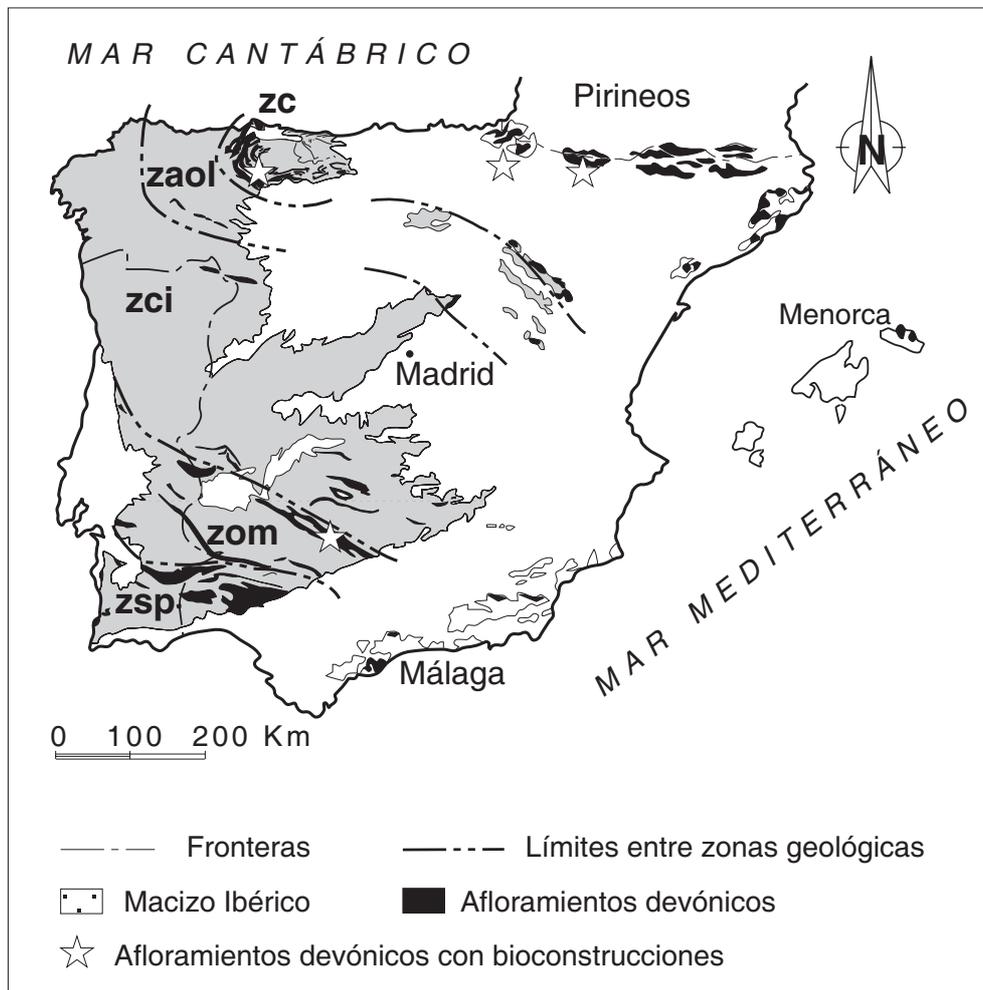


Figura 5. Mapa de la Península Ibérica en el que se representan los principales afloramientos devónicos, destacando aquellos en los que se conocen bioconstrucciones. zc: Zona Cantábrica; zaol: Zona Asturoccidental-Leonesa; zci: Zona Centroibérica; zom: Zona de Ossa-Morena; zsp: Zona Sur Portuguesa. (Modificado de García-Alcalde *et al.*, 2002).

Como se ha apuntado previamente, la sedimentación en la ZC durante el Devónico debió tener un control predominantemente eustático, con una influencia tectónica superpuesta durante el Devónico Medio y Superior, lo que se tradujo en un alternancia de periodos con sedimentación siliciclástica y carbonatada, inhibiéndose o favoreciéndose el desarrollo arrecifal. En consecuencia, se han registrado hasta siete episodios arrecifales, desde el Devónico Inferior (Praguiense) hasta el Devónico Superior (Frasniense superior), cada uno de ellos con peculiaridades propias y de importancia muy desigual (Fig. 6).

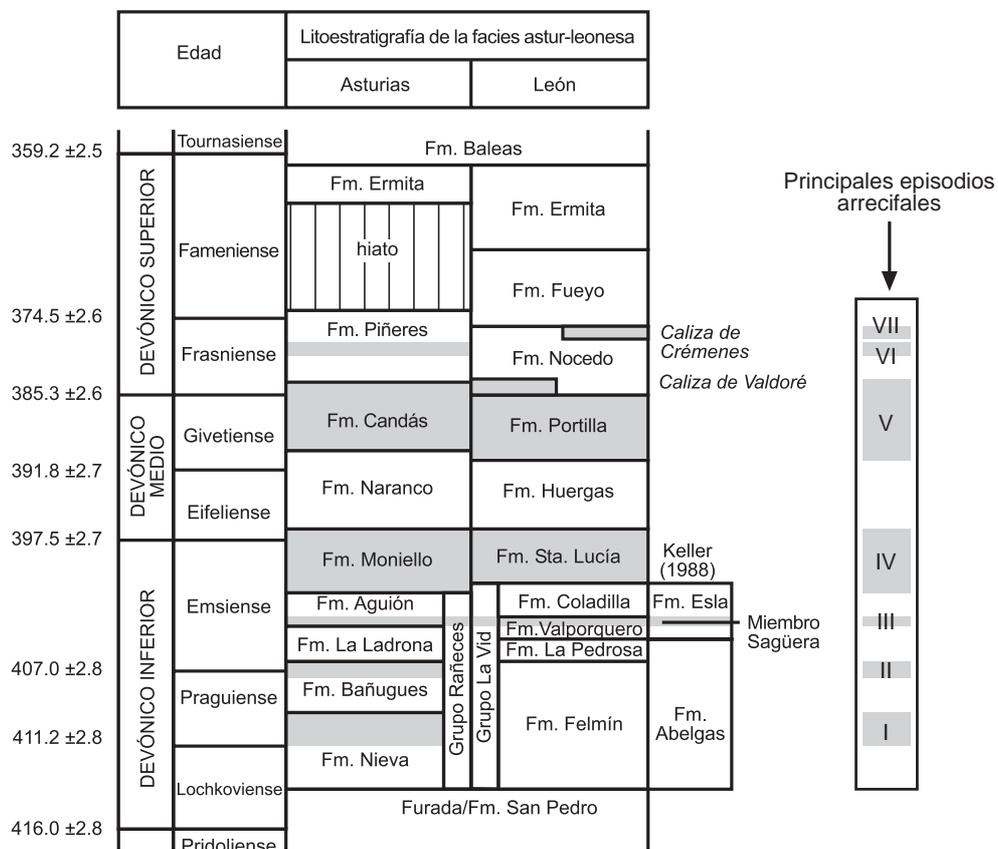


Figura 6. Columna cronoestratigráfica y litoestratigráfica para las dos vertientes de la Zona Cantábrica, Dominio Astur-leonés, sobre la cual se han indicado los siete episodios arrecifales que aparecen representados en el Devónico. Notar que de los siete episodios, sólo tres (III, IV y V) aparecen representados en ambas vertientes.

Episodio I. Praguense basal. Sólo representado en la vertiente norte de la ZC, Formación Nieva. Episodio local y de escasa entidad.

Episodio II. Transición Praguense-Emsiense. Sólo representado en la vertiente norte de la ZC, Formación Bañugues. Episodio local y de escasa entidad.

Episodio III. Emsiense superior basal. Representado en ambas vertientes de la ZC, Formación Aguión en la vertiente norte y Formación Valporquero en la vertiente sur. Primer episodio arrecifal de cierta entidad.

Episodio IV. Emsiense superior-Eifeliense basal. Representado en ambas vertientes, Formación Moniello en la norte y Formación Santa Lucía en el lado sur. Muy importante.

Episodio V. Givetiense superior. Representado en ambas vertientes, Formación Candás en la norte y Formación Portilla en la cara sur. Muy importante.

Episodio VI. Frasnense (quizá base del Frasnense superior, pero sin determinar hasta la fecha). Sólo representado en la vertiente norte la ZC, Formación Piñeres. Local y de escasa entidad.

Episodio VII. Frasnense superior. Sólo representado en la vertiente sur la ZC, Formación Crémenes. Local y de escasa entidad. Representa el final del desarrollo arrecifal en esta zona.

La posición temporal y estratigráfica de cada uno de ellos se representa en la Fig. 6.

Las bioconstrucciones que visitaremos en esta excursión se enmarcan dentro de los **episodios tercero, cuarto y quinto**, por lo que dedicaremos unas líneas a realizar una somera descripción de cada uno de ellos.

Tercer episodio arrecifal.

Este episodio arrecifal se desarrolla localmente en el Devónico Inferior (Emsiense superior) de las dos vertientes de la Zona Cantábrica. En la vertiente sur, aparece registrado en la parte superior del Grupo La Vid (Fig. 6), concretamente en la Formación Valporquero (Vilas Minondo, 1971; Vera de la Puente, 1989), o parte baja de la Formación Coladilla, en función de las interpretaciones particulares de donde debe situarse el límite.

El Grupo La Vid tiene una edad Lochkoviense-Emsiense superior, es eminentemente calcáreo y muy rico en fósiles de organismos bentónicos. A grandes rasgos, consta de cuatro intervalos: el primero está formado predominantemente por dolomías con algunas intercalaciones de pizarras (Fm. Felmín), el segundo consta de calizas con alguna intercalación de pizarras (Fm. La Pedrosa), el tercero es una unidad de pizarras con delgadas intercalaciones de calizas (Fm. Valporquero) y finalmente el superior está constituido por calizas y margas de tonos rojizos (Fm. Coladilla). El espesor total de la unidad se sitúa entre 400 y

600 m. La sedimentación de este grupo tuvo lugar en ambientes esencialmente supramareales (Fm. Felmín) que evolucionaron a submareales más o menos profundos (resto de formaciones).

El desarrollo arrecifal acontece en un conjunto de materiales calcáreos situados en la parte alta de la serie pizarrosa (Fm. Valporquero en la terminología de Vera de la Puente, 1989 y Miembro Sagüera de la Formación Esla en notación de Keller & Gröstch, 1990) y está representado por dos tipos de bioconstrucciones: biostromos de corales rugosos ramificados faceloides y montículos de fango (Fernández *et al.*, 2006).

Visitaremos el único ejemplo conocido en el área leonesa de la Cordillera Cantábrica en la **Parada 1, Yacimiento de Colle** (Fig. 7).

Cuarto episodio arrecifal.

El episodio arrecifal más importante en cuanto a volumen de rocas bioconstruidas tuvo lugar durante el Emsiense superior, coincidiendo con el depósito de la denominada Formación Santa Lucía en la vertiente leonesa de la Zona Cantábrica y Formación Moniello en la vertiente asturiana (Fig. 6). En la parte alta de la Formación Moniello-Santa Lucía se encuentra el límite Emsiense/Eifeliense, que está marcado por la aparición de *Icriodus retrodepressus* y *Arduspirifer intermedius*.

Esta formación es una unidad que alcanza por término medio los 250 m de potencia y consiste en calizas y calizas arcillosas, alternando con niveles margosos y pizarrosos delgados. Las facies de esta unidad se disponen formando franjas paralelas al Arco Asturiano, con facies perilitorales hacia el núcleo del arco y facies sublitorales hacia el Antiforme del Narcea (parte externa del Arco Asturiano).

El medio de depósito corresponde a una plataforma de baja pendiente (Coo, 1974, Méndez-Bedia, 1976, Hofmann & Keller, 2006) que, de acuerdo con estos autores, pasó por un estadio intermedio de plataforma bordeada. La evolución de dicha plataforma estuvo condicionada principalmente por factores eustáticos aunque la actividad tectónica a escala local o regional controló la posición de los cinturones de facies (Coo, 1974, Méndez-Bedia, 1976, Hofmann & Keller, 2006).

En este episodio han sido reconocidas diversas bioconstrucciones con morfología tanto de biostromo como de biohermo, con diferentes caracteres ambientales y faunísticos. Los biostromos desarrollados en los ambientes sublitorales son generalmente indicativos de una energía media a alta, están constituidos por estromatoporoides y corales tabulados, y muestran una diversidad faunística moderadamente alta. Junto a ellos se encuentran biostromos de menor entidad, construidos esencialmente por corales rugosos fasciculados y que se interpretan como propios de zonas más tranquilas, protegidas por una barrera arrecifal o por barras bioclásticas (Méndez-Bedia *et al.*, 1994, véase también Hofmann & Keller, 2006).

Asimismo, en la asociación de facies más externa se localiza el mayor número de biohermos, edificados por estromatoporoides asociados con corales rugosos y tabulados y que muestran rasgos que apuntan a su formación en áreas próximas al margen de la plataforma.

En esta excursión visitaremos un yacimiento de la Formación Santa Lucía en la **Parada 3, Yacimiento de El Arroyo del Puerto** (Fig. 7) y **Parada 4, Yacimiento de El Millar** (Fig. 7).

Quinto episodio arrecifal.

El quinto episodio arrecifal tuvo lugar durante el Givetiense, alcanzando localmente la base del Frasnense. En la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, este episodio se encuentra registrado en la Formación Portilla *sensu lato* (Formación Portilla *sensu stricto* más las Calizas de Valdoré de la Fm. Nocado, Fig. 6).

La Formación Portilla *sensu lato* constituye una sucesión predominantemente carbonatada y depositada en una rampa en la que se reconocen tres cinturones de facies principales. El más proximal está constituido por facies de lagoon, cuya aparición es escasa. Dicho lagoon está protegido por una zona de alta energía en la que se formaban barras bioclásticas en momentos transgresivos o construcciones arrecifales (*framestones*) en momentos regresivos. Finalmente, la zona más externa, correspondiente a una rampa más profunda y tranquila, presenta una sedimentación fangosa con margas y pizarras y registra los primeros episodios de las bioconstrucciones, constituidos por *bafflestones* y *bindstones* de organismos ramificados y laminares (Fernández *et al.*, 1997).

El análisis secuencial de la Formación Portilla *sensu lato* y de su prolongación en la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica, donde se la denomina Formación Candás, ha permitido a éstos últimos autores establecer un modelo de la evolución de la plataforma. La sucesión general está organizada en secuencias de hasta varias decenas de metros de espesor. Cada secuencia tiene una base neta a rápidamente gradual y se subdivide en una delgada subsecuencia inferior de carácter transgresivo que puede faltar en ocasiones y que está constituida por brechas arrecifales y barras bioclásticas, y una subsecuencia superior regresiva que registra el paso desde los fangos de la rampa profunda hasta las construcciones (*bafflestone* y *bindstone* y finalmente *framestone*) y eventualmente los depósitos de lagoon.

En esta excursión, veremos varias de las facies arrecifales presentes en la Formación Portilla en la localidad de **Matallana de Torío** (Fig.7).

Extinción de los arrecifes

El último episodio arrecifal del Devónico de la Cordillera Cantábrica ha quedado registrado en las Calizas de Crémenes, de edad Frasnense superior. Se han sugerido varias posibles causas para la terminación de este episodio, y con él, de todo el desarrollo arrecifal en la ZC. Así, Loevezijn (1989), apuntó a causas tectónicas, centradas en ciertos movimientos epirogenéticos de bloques y a una elevación del Geoanticlinal Asturiano (= Macizo Cántabro-Ebroico) que, a partir del Givetense, causaría un incremento de aportes terrígenos y una disminución gradual del área de plataforma marina somera. Frankenfeld (1981), por el contrario, sugirió una rápida subsidencia que eliminó los arrecifes. Ambas causas podrían explicar la desaparición a nivel local de las bioconstrucciones, pero es preciso encajar este episodio con fenómenos coetáneos globales.

La finalización de los arrecifes en el Devónico de la Cordillera Cantábrica está muy próxima al límite Frasnense-Fameniense, en el que tuvo lugar uno de los principales episodios de extinción del Fanerozoico, el evento Kellwasser, una de las tres crisis en que puede ser temporalmente dividida la extinción Frasnense-Fameniense. Dicho evento no aparece representado en esta zona debido a la existencia de una laguna que abarca el Frasnense más alto y el Fameniense inferior.

A nivel de ecosistema, Fagerstrom (1994) ha señalado que los arrecifes de este período alcanzaron su máxima diversidad durante el Devónico Medio, experimentando a partir de estos momentos, y hasta el inicio del Carbonífero, un declive continuado. Una parte importante de esta tendencia puede ser atribuida a las transgresiones del Frasnense inferior que abortarían el desarrollo de numerosos arrecifes ubicados en la parte europea del norte de Gondwana.

Pero el declive global más importante es el coincidente con la primera parte del evento Kellwasser (= Kellwasser inferior, zona de *gigas*), posiblemente porque este evento tuvo fuertes implicaciones para los principales constructores de los arrecifes devónicos. Así, el evento Kellwasser inferior cortó de forma neta la rápida diversificación experimentada por los corales rugosos durante el Frasnense, eliminando casi todas las formas de aguas someras (Sorauf & Pedder, 1986). También los corales tabulados sufrieron una fuerte extinción durante este evento, con la pérdida de aproximadamente el 80% de los géneros (McGhee, 1996). Por su parte, los estromatoporoideos declinaron rápidamente y hacia finales del Frasnense habían perdido el 50% de la diversidad genérica y familiar (Stearn, 1987).

Otras comunidades arrecifales, como las algas calcáreas o las comunidades microbianas continuaron generando arrecifes en diversas localidades, principalmente Australia, hasta el Fameniense medio-superior, momento en que las algas calcáreas experimentaron una fuerte crisis, curiosamente contemporánea a eventos de radiación de otros grupos constructores.

Itinerario

El objetivo de esta excursión es mostrar el importante desarrollo arrecifal que aparece registrado en el Devónico de la Zona Cantábrica. Para ello, se propone un itinerario por el norte de León, en el que se visitan cuatro localidades (Fig. 7) con materiales representativos de tres episodios arrecifales. En estos yacimientos pueden observarse diversos ejemplos de bioconstrucciones, morfológica y genéticamente diferentes.

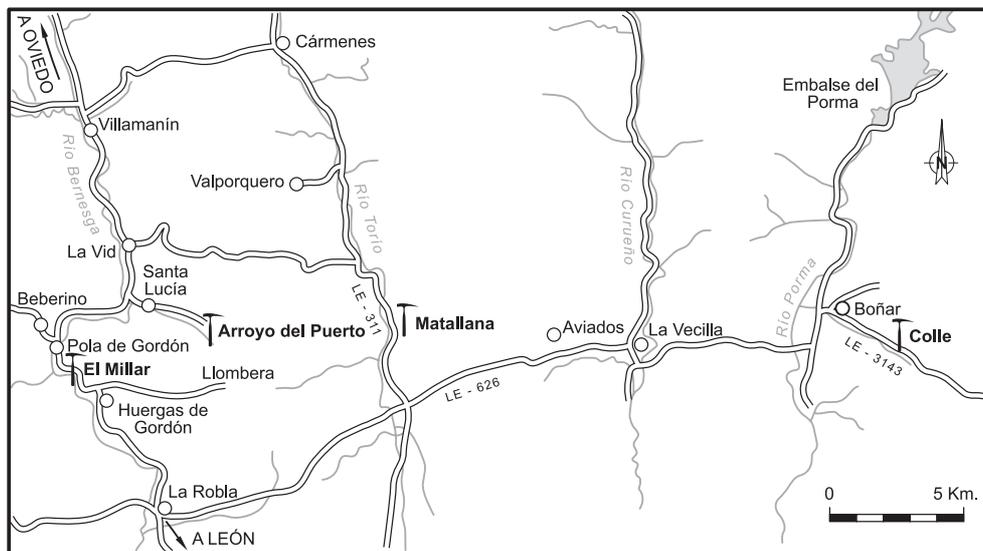


Figura 7. Esquema de la localización geográfica de los cuatro yacimientos visitados (señalados con el martillo). De izquierda a derecha: Colle, Matallana, Arroyo del Puerto y el Millar.

Parada 1: Yacimiento de Colle

Localización geográfica

La localidad de Colle está situada en el margen izquierdo de la carretera regional LE-3143, entre Boñar y Sabero, aproximadamente a 5 kms del primero (Fig. 7). La sección que visitamos aflora en la ladera de una colina donde se encuentra situada la iglesia principal de Colle.

El yacimiento de Colle es conocido desde el siglo XIX, momento en que sus fósiles recibieron el nombre de "fósiles de Sabero". El yacimiento es muy apreciado debido a la calidad, diversidad y cantidad de fósiles que contiene, especialmente en las calizas y margas que se intercalan entre las pizarras gris verdosas en el techo de la Fm. Valporquero. En la actualidad se encuentra muy esquilmo.

Localización geológica

Vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, Región de Pliegues y Mantos, Unidad de Somiedo-Correcilla (Fig. 2). Mapa Geológico, 1:50.000, hoja 104 Boñar.

Unidad litoestratigráfica

Grupo La Vid, Fm. Valporquero, parte superior (Figs. 6, 8). Este intervalo es ya considerado base de la Fm. Coladilla por otros autores.

Edad

Devónico Inferior, Emsiense superior.

Episodio arrecifal representado

Este yacimiento constituye el único ejemplo del tercer episodio arrecifal conocido en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (Fig. 6)

Tipología arrecifal y ambiente sedimentario

En el yacimiento de Colle (Fig. 9) pueden observarse dos tipos de arrecifes genética y morfológicamente distintos: biostromos de corales rugosos fasciculados y montículos de fango (Fig. 8).

De acuerdo con Fernández *et al.* (2006), los dos tipos de arrecifes registrados en el yacimiento de Colle fueron depositados en una rampa carbonatada, en la que tan sólo las calizas bioclásticas se generarían en ambientes sobre la base de la ola de tormenta. Los biostromos se desarrollarían en aguas limpias, próximas pero por debajo de dicha base, siendo abortado su crecimiento por la entrada de sedimentos. Por su parte, la formación de montículos tendría lugar en un medio más profundo y de baja energía. La aparición de condiciones ambientales favorables al desarrollo de ambos tipos de bioconstrucciones, y de sus faunas asociadas, sería resultado de la interacción entre variaciones del nivel del mar de órdenes 4º y 5º.

Biostromos de corales rugosos fasciculados

Estratigrafía y facies

Estos biostromos constituyen las bioconstrucciones más antiguas que se conocen en la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica.

Estratigráficamente el intervalo biostromal consta en detalle de 3 unidades apiladas, de potencia inferior a 30 cms y continuidad lateral de unos centenares de metros. Cada unidad esta formada por un delgado intervalo basal de calizas *packstone-grainstone* bioclásticas, principalmente constituidas por fragmentos de crinoideos, briozoos, braquiópodos y corales, sobre el que se desarrolla el biostromo, constituido por las colonias englobadas en una matriz de pizarras margosas grises verdosas; a techo del biostromo cada unidad termina en un delgado intervalo de dichas pizarras margosas (Fig. 10).

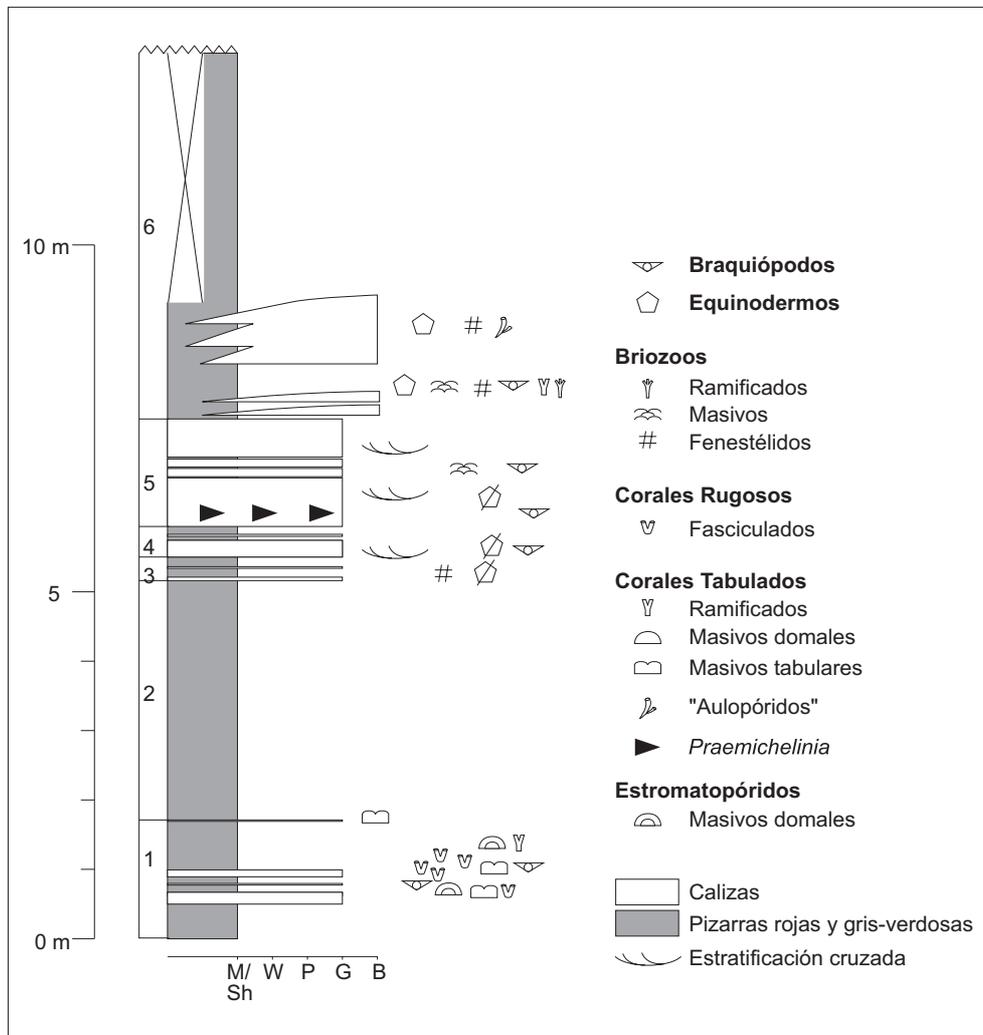


Figura 8. Columna estratigráfica sintética de las capas con bioconstrucciones en el yacimiento de Colle, con indicaciones de la litología, tamaño de grano, estructuras sedimentarias y contenido paleontológico. El nivel 1 contiene los niveles biostromales, mientras que los montículos de fango comienzan a desarrollarse en el nivel 6.



Figura 9. Detalle del afloramiento de Colle con indicación de la posición de los niveles biostromales (B) y de los montículos de fango (M).



Figura 10. Detalle del nivel biostromal basal. Se observan las pizarras situadas bajo el biostromo, la caliza bioclástica de la base y la capa bioconstruida por las ramas de coral.



Figura 11. Ramas de *Synaptophyllum*, principal constructor del biostromo.

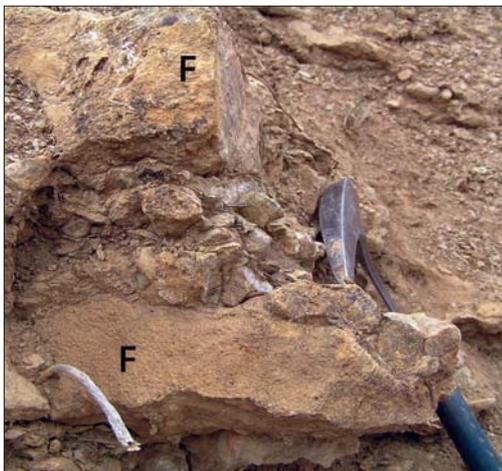


Figura 12. Colonias tabulares de corales tabulados, género *Favosites* (F).

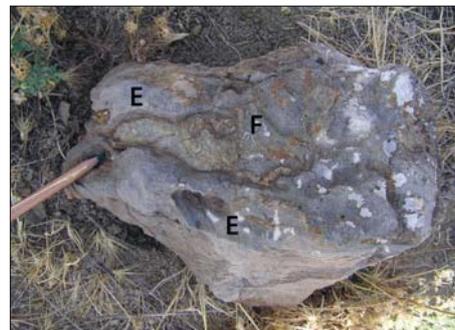


Figura 13. Ejemplo de relaciones de competencia por el espacio entre un coral tabulado (F) y un estromatoporoideo (E).

Contenido faunístico

Desde el punto de vista faunístico, están contruidos básicamente por corales rugosos del género *Synaptophyllum* (Figs. 10, 11). Como fauna acompañante aparecen otros corales, tanto rugosos como tabulados, estromatoporoideos y braquiópodos.

Corales rugosos: el constructor principal es *Synaptophyllum*, cuyas colonias están constituidas por grandes ramas de morfología faceloide (Figs. 11, 14a), que se elevarían a cierta altura del sustrato (crecimiento supraestratal) con una dirección de crecimiento de todas ellas aproximadamente paralela.

Junto al constructor principal, aparecen escasas colonias cerioides de pequeño tamaño y pocas coralitas, que han sido asignadas a *Cantabriastraea* (Fig. 14b). Algunas de ellas muestran epizoos en su cara inferior.

Corales tabulados: están representados por tres géneros masivos *Favosites*, *Alveolites*, *Heliolites* y por el género ramificado ramoso *Thamnopora*, que muestran rasgos ecológicos distintos. Muchas de estas colonias conservan el bioclasto de anclaje (Fig. 14c), que consiste principalmente en ramas de *Synaptophyllum* y valvas de braquiópodos. Así mismo, en varias de ellas se han observado bioperforaciones asignables al género *Helicosalpinx*. Junto a estos taxones se han reconocido ejemplares reptantes del género *Aulopora*.

Corales tabulados con hábito de crecimiento masivo

Los ejemplares asignados a *Favosites* tienen tamaños medios (hasta 30 cm de longitud) y desarrollan morfologías tabulares, con superficies superiores algo irregulares y caras inferiores con arrugas de crecimiento. Estas colonias se expandieron lateralmente a partir del bioclasto de anclaje y probablemente tuvieron un crecimiento próximo al de tipo coestratal (Fig. 12)

Las colonias de *Alveolites* y *Heliolites* son de menor tamaño y su morfología es irregular o bolar. Su forma final indica que no se expandieron lateralmente, manteniéndose unidas al bioclasto de anclaje (Fig. 14c), con desarrollo supraestratal bajo y posiblemente en zonas con elevado número de organismos esqueléticos.

Internamente, estos tres géneros muestran un crecimiento rápido, bastante continuo, carente de bandeados netos, interrumpido por ocasionales caídas de sedimento que generan necrosis laterales de extensión limitada y rápida regeneración (Fig. 14d).

Corales tabulados con hábito de crecimiento ramificado ramoso

El género *Thamnopora* está representado por dos especies; el tamaño de los fragmentos hallados y la escasa bifurcación apuntan a la idea de colonias pequeñas, con escaso desarrollo tanto lateral como en altura.

Corales tabulados con hábito de crecimiento reptante

En las caras inferiores de *Cantabriastraea* se han observado pequeñas colonias de aulopóridos incrustantes.

Estromatoporoideos: su estudio revela una diversidad genérica relativamente alta, estando representados principalmente los géneros *Salirella*, *Stromatopora*, *Stromatoporella* y *Neosyringostroma*, en muchos casos asociados a syringopóridos (estado caunopora) (Figs. 14e, f).

Los bioclastos de instalación observados consisten en briozoos fistulipóridos.

Las colonias muestran morfologías laminares, tabulares y en domo aplanado pudiendo estas últimas alcanzar tamaños de hasta 80 cm de extensión y 35 cm de altura. Las formas con desarrollo de latiláminas presentan un bandeado muy regular interrumpido, como en el caso de los corales, por episodios de necrosis y regeneración (Fig. 14e).

Se han observado ejemplos de relaciones de competencia espacial entre estromatoporoideos y corales tabulados (Fig. 13).

Braquiópodos: están representados por atrípidos. La importante curvatura del umbo ventral indica un pedúnculo atrofiado o no funcional, por lo que posiblemente vivieran directamente sobre un sustrato blando, apoyados sobre la valva peduncular, que es mucho menos convexa que la braquial.

Interpretación paleoambiental

El desarrollo de los niveles biostromales aquí descritos fue interpretado por Stel (1975) como asociado a episodios de oxigenación temporal por huracanes, basándose en que se apoyan sobre calizas bioclásticas, a las que interpreta como depósitos de tormentas (Stel, 1975).

Alternativamente, Fernández *et al.* (2006) consideran que la organización vertical de los depósitos (caliza bioclástica-biostromo con matriz fangosa-fangos culminantes) representa secuencias relacionadas con oscilaciones de nivel del mar de alta frecuencia. Durante una etapa de nivel de mar bajo relativo, en unas condiciones de plataforma afectada por tormentas, se habrían depositado las capas bioclásticas. Posteriormente, la bioconstrucción se desarrollaría en condiciones más tranquilas. A lo largo de la tendencia transgresiva, el desarrollo de las colonias se vería finalmente abortado y, en condiciones más profundas y tranquilas, se depositarían las pizarras y margas de tonos verdes que se hallan entre las colonias y que, finalmente, acaban enterrándolas (Fig. 15).

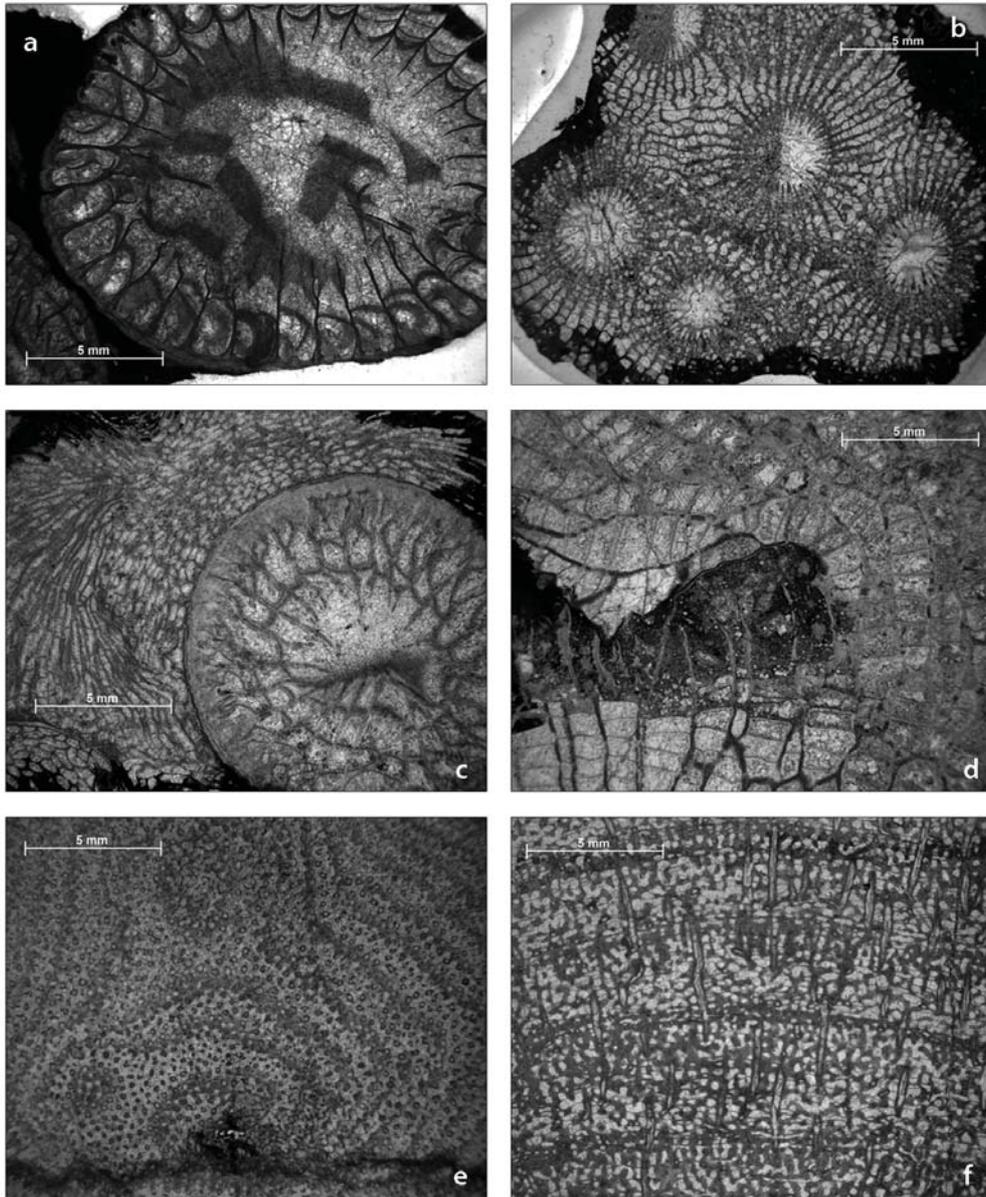


Figura 14. Biota del biostromo de Colle. **a)** Sección transversal de *Synaptophyllum*. **b)** Sección transversal de *Cantabriastraea*. **c)** Una colonia del coral tabulado *Alveolites* creciendo sobre una rama de *Synaptophyllum*. **d)** Necrosis lateral y regeneración en una colonia del tabulado *Favosites*. **e)** Sección tangencial del un estromatoporoideo asignado al género *Stomatoporella* que muestra la regularidad de sus láminas y una pequeña necrosis en la parte inferior de la fotografía. **f)** Sección longitudinal del estromatoporoideo *Salirella*, en este caso en estado caenopora.

La presencia de un sustrato bioclástico y la oxigenación de las aguas favorecida por el ambiente relativamente somero y la frecuencia de tormentas generarían un ambiente propicio para el asentamiento y desarrollo de las plánulas de braquiópodos y corales. Se formarían así praderas de *Synaptophyllum*, en las que algunas áreas con alta densidad de colonias estarían separadas por zonas más despejadas y con fragmentos de ramas tapizando el sustrato (praderas con distribución parcheada). El desarrollo de estas praderas supondría la generación de diversos subambientes propicios para el asentamiento de otros organismos. Corales como *Alveolites* y *Heliolites* crecerían especialmente en ambientes a cubierto, situados entre las ramas del constructor principal o próximos a ellas. Organismos tabulares y domales como *Favosites* y los grandes estromatoporoideos tendrían un desarrollo preferente en zonas más abiertas, donde los esqueletos podrían expandirse a partir de su crecimiento inicial sobre un bioclasto (Fig. 16).

El mantenimiento temporal de estas condiciones favorables se pone de manifiesto no sólo en el crecimiento regular de los esqueletos masivos, sino también en la presencia de relaciones entre organismos, como las asociaciones de estromatoporoideos con siryngopóridos (estado caunopora), la competencia espacial o la bioperforación de *Helicosalpinx* en corales tabulados.

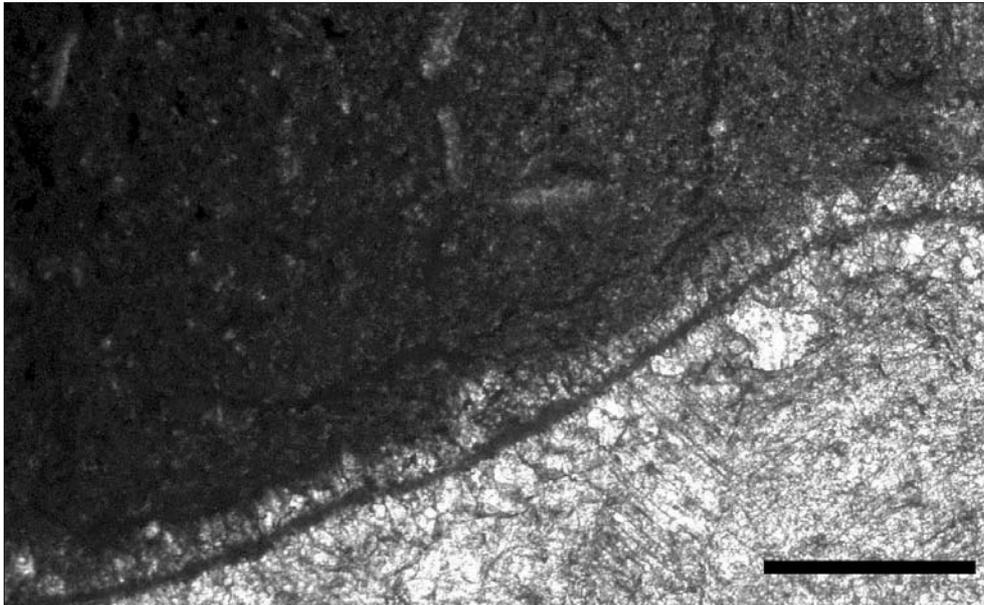


Figura 15. Detalle de la parte superior de una coralita de *Synaptophyllum*, que muestra las relaciones temporales entre crecimiento coralino (desarrollo del biostromo) y depósito del sedimento arcilloso que rodea las colonias. La primera generación de cemento isopaco crece sobre la superficie superior de la última tábula, predatando así el sedimento arcilloso que contiene diversos fragmentos bioclásticos. Esta relación muestra que la entrada de sedimento fue posterior al crecimiento del coral que, tras la muerte, sufrió una etapa de cementación previa al enterramiento por sedimento. Escala: 0,5 mm.

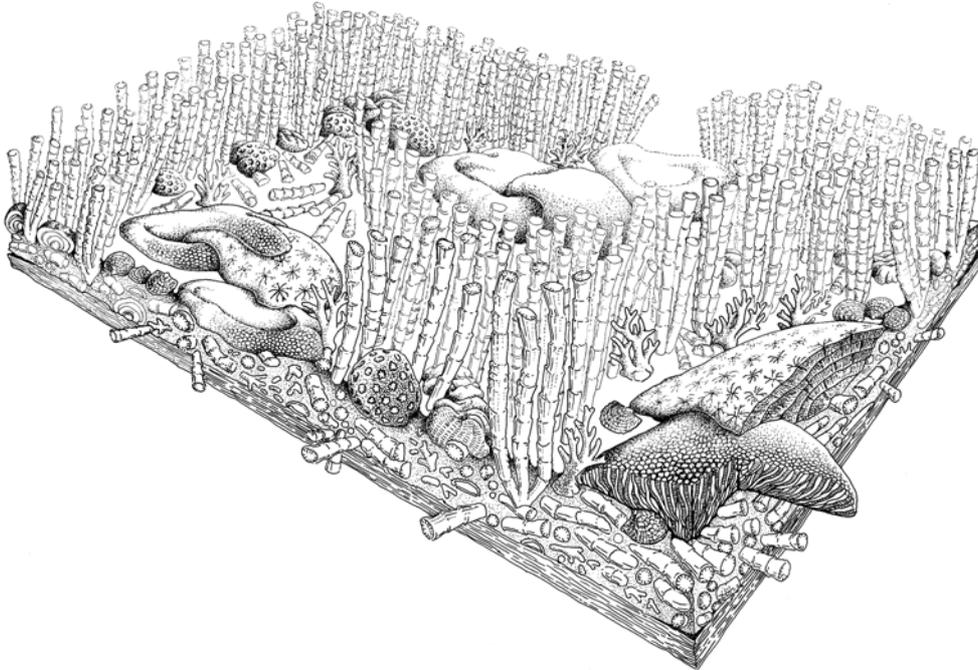


Figura 16. Reconstrucción idealizada de uno de los niveles biostromales presentes en el yacimiento de Colle. (Dibujo realizado por A. López-Alcántara).

La finalización del desarrollo arrecifal vendría dada por la entrada de fangos terrígenos, que rellenan las cavidades vacías y sepultan la bioconstrucción. Como se indicó anteriormente, este sedimento aparece actualmente entre la biota del biostromo y culminando algunos de los niveles biostromales.

Montículos de fango

Estratigrafía y facies

Los montículos de fango que aparecen en la localidad de Colle son bioconstrucciones pequeñas, de entre 0,3-0,8 m de potencia y entre 1 y 4 m de extensión, con forma de montículo o más raramente planas, y de márgenes digitados (Figs. 17, 18). Aparecen intercalados con margas y pizarras de tonos rojizos con fauna diversa y abundante, compuesta principalmente por equinodermos, briozoos, braquiópodos y pequeños corales tabulados (Figs. 19, 20).

De acuerdo con Fernández *et al.* (2006), están constituidos por micrita de tonos rojizos y verdosos (Fig. 19), distinguiéndose varias generaciones (*polymuds* de Lees & Miller, 1985) que se diferencian en su textura y color, y contienen diferentes tipos de cavidades milimétricas a submilimétricas (Figs. 21 y 22). Al microscopio petrográfico, estos autores separan tres tipos de sedimento carbonatado

denominados 1, 2 y 3. Los tipos 1 y 2 son coetáneos y constan de micrita con escasos bioclastos de pequeño tamaño. El tipo 1 es una micrita densa y oscura, de apariencia homogénea y localmente peloidal, que forma masas que pueden mostrar un relieve positivo con márgenes inclinados a verticales. Estos rasgos sugieren un origen cianobacterial. La masa de micrita de tipo 1 están rodeada por la de tipo 2; ésta es una micrita más clara y homogénea, interpretada como de origen mecánico pero procedente del propio montículo, por degradación de las cianobacterias y destrucción orgánica debida a actividades de ramoneo y bioperforación (Figs. 21 y 22).

El sedimento de tipo 3 es una microesparita, con pequeños fragmentos de bioclastos. Las relaciones mutuas indican que este tipo de sedimento es posterior a los tipos 1 y 2 (Figs. 21 y 22).

Junto a la porosidad intrapartícula, en los montículos se encuentran tres tipos diferentes de cavidades milimétricas (A, B y C), aunque ninguna de ellas puede ser considerada como estromatactis típicos (Figs. 21 y 22). Las cavidades tipo A tienen forma de tubo alargado y aparecen en micritas de los tipos 1 y 2, siendo rellenas por este segundo tipo de sedimento. Según Fernández *et al.* (2006) estas cavidades son el resultado de bioturbación de sedimentos blandos. Las cavidades de tipo B son poros alargados o irregulares que aparecen en las micritas 1 y 2 y están selladas por microesparita (sedimento del tipo 3). Este relleno puede ser completo o incompleto generándose entonces estructuras de tipo geopetal. Las cavidades alargadas tienen aspecto de excavaciones pero las más irregulares muestran rasgos que sugieren un origen, al menos parcialmente, por disolución. Las cavidades de tipo C, formadas en el sedimento de tipo 3, son poros con forma de excavaciones alargadas, y están rellenas por el mismo tipo de sedimento.

Estas cavidades se encuentran selladas por 3 generaciones de cementos distintos, desde cementos marinos a cementos de enterramiento profundo.

Contenido faunístico

La macrobiota (< 25%) es diversa y está constituida por los mismos elementos que aparecen en los materiales circundantes. Los organismos que ocupan un mayor volumen son briozoos fenestélidos y fistulipóridos, éstos últimos masivos. Están incrustados por masas de micrita del tipo 1 y ellos mismos incrustan micritas de los tipos 1 y 2, así como granos y esqueletos diversos (Fig. 23). Junto a ellos se encuentran briozoos ramificados, placas desarticuladas de crinoideos y de blastoideos, escasos braquiópodos y corales tabulados, presentando estos últimos una importante diversidad taxonómica y morfológica. El estudio en láminas delgadas ha permitido reconocer espículas de esponjas (Fig. 22).

Los **corales tabulados** presentes tanto en las facies de montículos como en las adyacentes constituyen una asociación caracterizada por la presencia de formas ahermatípicas, de pequeño tamaño y con un número reducido de individuos.



Figura 17. Montículo con morfología en domo.



Figura 18. Montículos con formas aplanadas.



Figura 19. Detalle de un montículo. Se aprecia la presencia de micrita de tonos rojizos con diversos esqueletos de metazoos (especialmente un coral tabulado) que destacan por su color blanquecino.



Figura 20. Esqueleto masivo de briozoo fistulipórido, un fósil muy abundante en estos montículos.

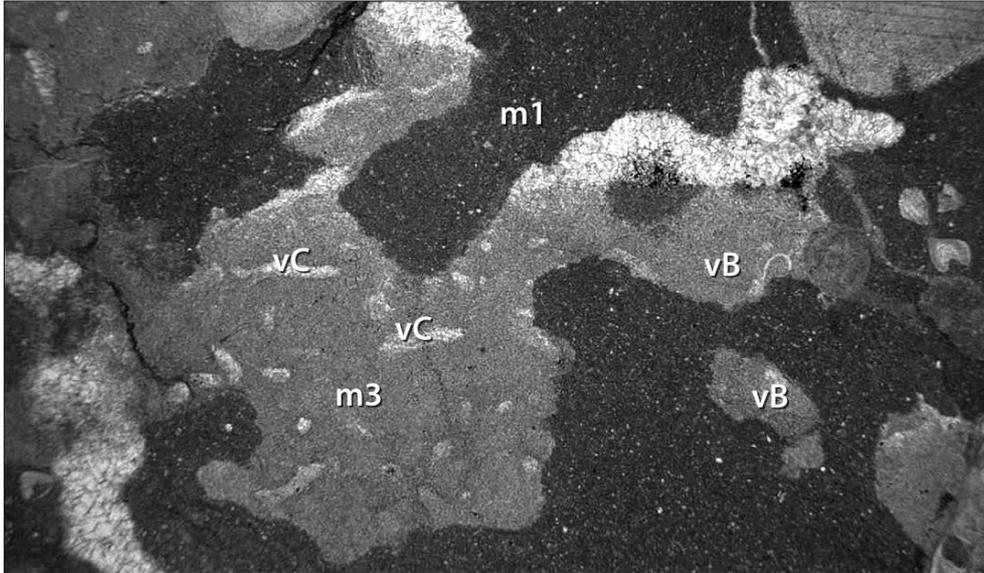


Figura 21. Microfotografía del material que compone los montículos. Se observa claramente una cavidad de tipo B (vB), realizada en micrita microbial (m1) y rellena con microesparita (m3). Esta última se encuentra afectada por excavaciones (vC) correspondientes a la última generación de cavidades (tipo C).

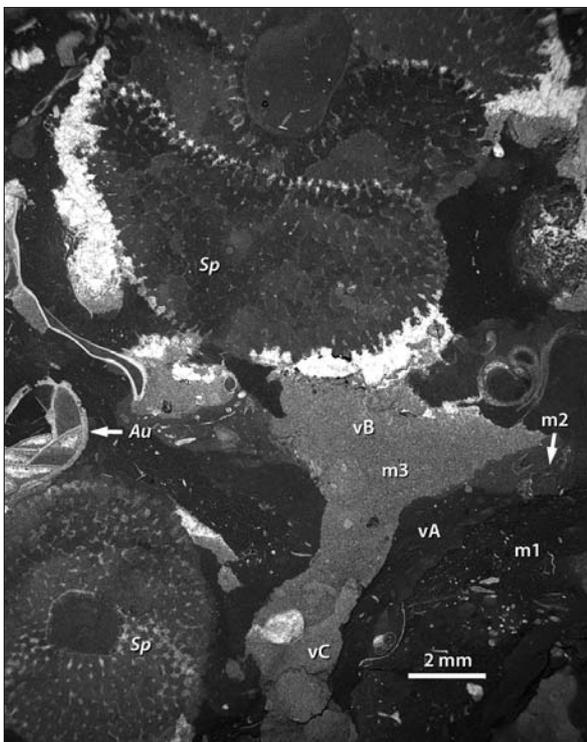


Figura 22. Microfotografía de un boundstone microbial que muestra las complejas relaciones entre diversas generaciones de sedimento [m1: micrita microbial, ocasionalmente peloidal; m2: micrita homogénea de origen mecánico; m3: material microesparítico] y los tres tipos de cavidades (vA, vB y vC). Entre el material esquelético se encuentran esponjas (Sp) y corales tabulados aulopóridos (Au) bioerosionados.

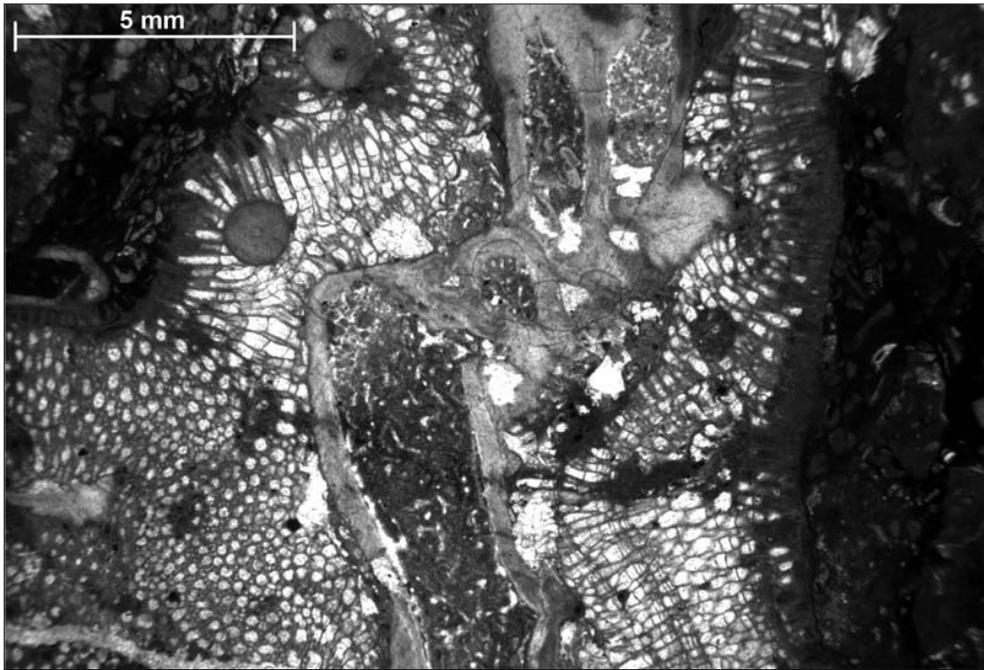


Figura 23. Microfotografía del material que conforma los montículos. Se aprecia un briozoo incrustando varias coralitas de un coral tabulado, así como diversos artejos de crinoideos.

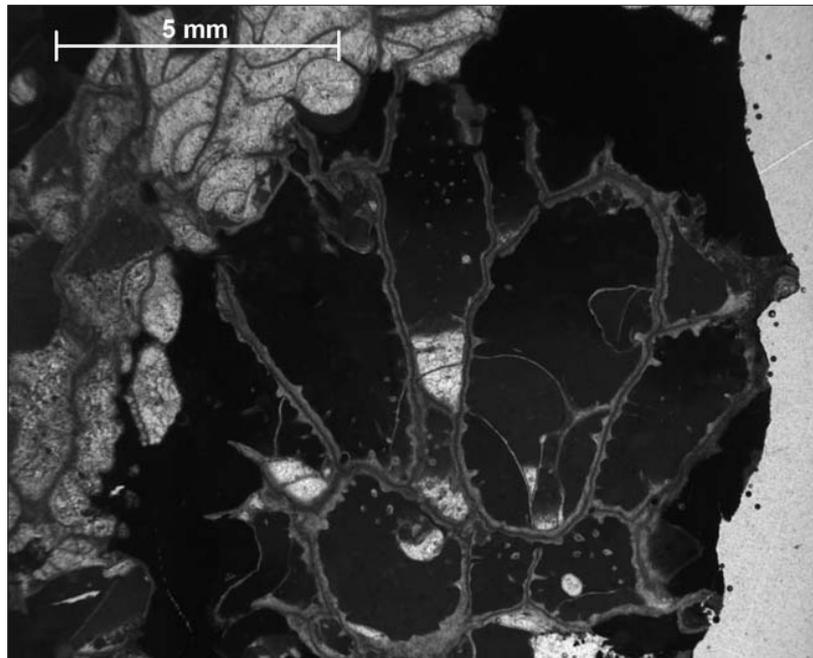


Figura 24. Colonia del coral tabulado *Crenulipora*, incrustada por un briozoo que incrusta así mismo el sedimento que rodea el coral.

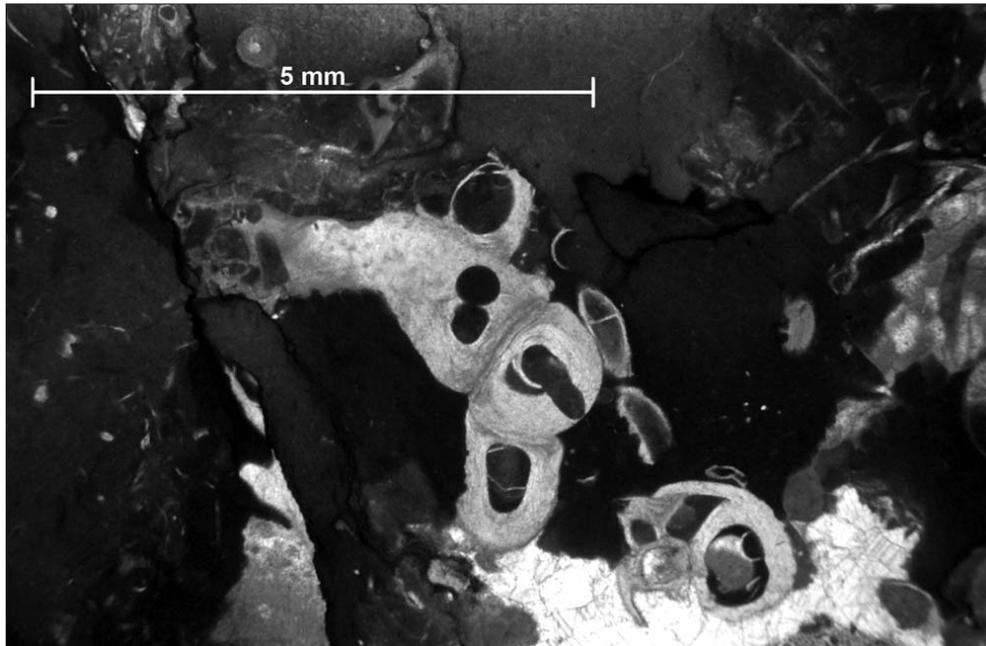


Figura 25. Secciones transversales del coral tabulado con hábito erguido *Bainbridgia*.

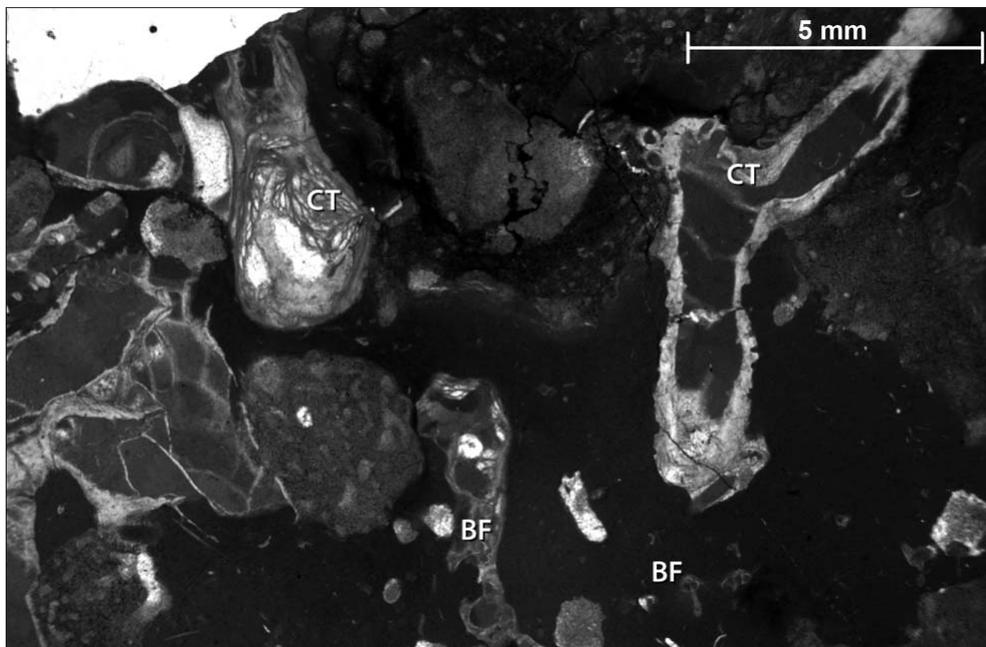


Figura 26. Gran parte de los montículos están formados por fragmentos esqueléticos, entre ellos frecuentes corales tabulados aulopóridos pertenecientes a diversos géneros (CT), así como briozoos, en este caso fenestrados (BF).

Tan sólo *Crenulipora* (Fig. 24) desarrolla colonias cerioides aunque de tamaño siempre inferior a 5 cm de altura. El resto de los corales muestra hábitos ramosos y con escasas bifurcaciones (caso de *Tamnoptychia*, *Hamarilopora* o *Dendropora*) o bien se trata de aulopóridos de hábitos recumbentes o, más usualmente, erguidos (como *Schluetherichonus*, *Bainbridgia* o *Cladochonus*) (Figs. 25 y 26). Su carácter ahermatípico, tamaño pequeño, escaso número de coralitas y su presencia tanto en facies de montículo como en las adyacentes permiten descartar su participación activa en la generación de la bioconstrucción.

Interpretación paleoambiental

Según diversos autores (Schmid *et al.*, 2001, Fernández *et al.*, 2006), la cohesión final de estos montículos estaría más relacionada con la actividad de las comunidades microbianas que con la actuación de metazoos esqueletizados. No obstante, la actividad incrustante de algunos metazoos favorecería la estabilización de los montículos, especialmente al incrustar las masas de micrita cianobacteriana. Además, la comunidad bentónica de estos montículos suministraría sustratos rígidos (incluyendo cavidades) para el crecimiento de otros organismos, tanto microbianos como metazoos, y su degradación esquelética constituiría una importante fuente de sedimento intramontículo.

Parada 2: Yacimiento de Matallana de Torío

Localización geográfica

El municipio de Matallana de Torío se sitúa a lo largo de la carretera regional LE-311, de León a Oviedo, por el puerto de Piedrafita en el valle del río Torío (Fig. 7). La sección que se visita aflora en el margen oriental de la carretera, al norte de la localidad de la Estación de Matallana, en el denominado Alto de la Carrasquera (Fig. 27).

Localización geológica

Vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, Región de Pliegues y Mantos, Unidad de Somiedo-Correcilla (Fig. 2). Mapa Geológico, 1:50.000, hoja 104 Boñar.

Unidad estratigráfica

Formación Portilla *sensu lato* (Formación Portilla *sensu stricto* más las Calizas de Valdoré de la Fm. Nocedo) (Fig. 6).

Edad

Devónico Medio (Givetiense superior. Localmente puede alcanzarse la base del Frasnense).



Figura 27. Afloramiento de la Formación Portilla en la localidad de Matallana de Torío. El crestón situado a la derecha (techo de la serie) constituye una bioconstrucción con morfología biohermal.



Figura 28. Detalle del intervalo inferior del afloramiento, con diversos niveles de marcado color rojizo. Este intervalo está caracterizado por presentar construcciones incipientes, en las que se observan interesantes relaciones entre organismos.



Figura 30. Detalle de una rama del género *Thamnopora*. Este coral tabulado es el principal componente de los niveles de tipo *bafflestone*.



Figura 31. Aspecto de campo de los niveles de tipo *bindstone* que conforman gran parte del intervalo inferior del afloramiento de la Formación Portilla en el yacimiento de Matallana de Torío.

Episodio arrecifal representado

Quinto episodio arrecifal (Fig. 6).

Tipología arrecifal y ambiente sedimentario

El intervalo inferior de este afloramiento (unidades 2, 3 y 4, Fig. 28) se caracterizan por presentar construcciones incipientes, pero en las que se observan claramente las relaciones entre las colonias. El tramo superior, constituido por las unidades 5 y 6, presenta ya un abanico de facies bioconstruidas más completo, mostrando rasgos de una bioconstrucción de morfología biohermal (Fig. 27).

De acuerdo con Fernández *et al.*, (1997), el modelo de desarrollo de los depósitos arrecifales de la Formación Candás/Portilla parece responder a construcciones desarrolladas en una rampa carbonatada. En estas construcciones existiría una distribución batimétrica de facies que reflejaría las variaciones en la energía del medio y que comprendería desde *bafflestone* de organismos ramosos delicados y *bindstone* de organismos laminares en los ambientes más profundos con una sedimentación fangosa, hasta depósitos de *framestone* de organismos masivos e irregulares en las partes más someras y agitadas, donde los espacios entre los constructores están ocupados por un sedimento esquelético (Fig. 29).

Los términos arrecifales parecen haberse formado predominantemente durante momentos de progradación de la rampa en un cortejo de nivel de mar alto. Por el contrario, durante los momentos transgresivos, parece que la rampa estuvo constituida por depósitos de barras esqueléticas y sus equivalentes distales.

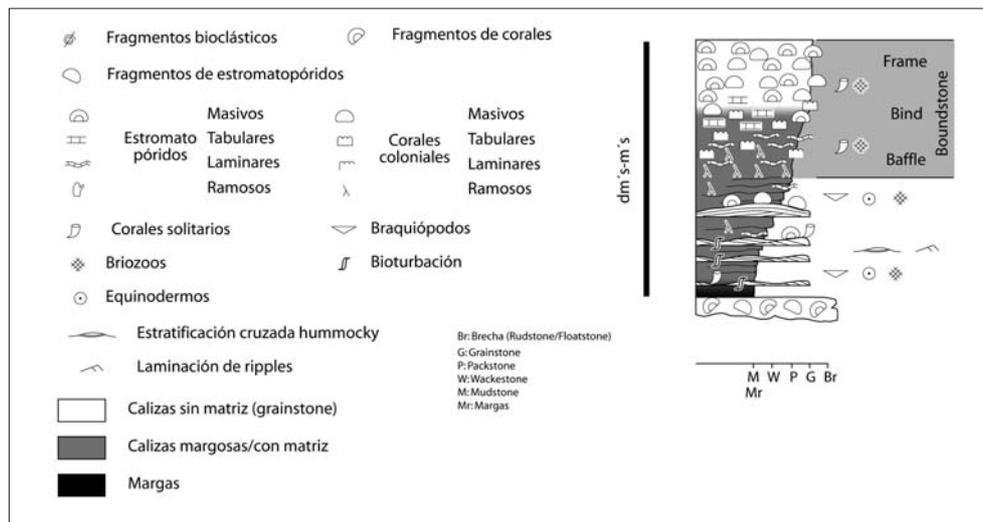


Figura 29. Esquema idealizado, mostrando la distribución batimétrica de facies que refleja las variaciones en la energía del medio y que comprende facies de tipo bafflestone, bindstone y framestone (ver texto para una explicación más detallada).

Estratigrafía y facies

En esta localidad, aflora una sucesión que comprende, posiblemente, la parte superior del miembro medio y todo el miembro superior de la Formación Portilla. En conjunto, este afloramiento permite obtener una visión bastante completa del abanico de facies que constituye la mayor parte de la formación (Fig. 29).

La parte más baja del afloramiento a visitar (Fig. 28) está constituida por depósitos fangosos de rampa externa con intercalaciones de *bafflestone* de organismos ramosos (Fig. 30) y *bindstone* organismos laminares (Fig. 31). Por su parte los niveles más altos muestran el desarrollo completo de los edificios arrecifales, desde las facies citadas hasta los depósitos *framestone* de organismos masivos e irregulares, característicos de los ambientes más someros (Fig. 27).

La composición en cuanto a facies de esta formación tiene una clara correlación con el aspecto de afloramiento a gran escala. De este modo, los depósitos más fangosos, bioconstruidos o no, de rampa más profunda dan lugar a intervalos más fácilmente erosionables y deprimidos, mientras que los intervalos dominados por depósitos de *framestone* dan lugar a crestones de aspecto masivo (Fig. 32).



Figura 32. Fotografía de la Formación Portilla en la localidad de Beberino (techo hacia la izquierda), con un marcado relieve erosivo por la presencia de un tramo fangoso de rampa profunda, situado en la parte media de la sección y flanqueado por dos crestones, que corresponden a dos intervalos de depósito más somero, dominados por calizas de tipo *framestone*.

Contenido faunístico

Corales rugosos: En el yacimiento de Matallana de Torío han sido hallados diversas especies de corales rugosos tanto solitarios como coloniales y de morfología variada. Los principales taxones son:

Corales rugosos masivos cerioides: *Phillipsastrea torreana*, *Haplothechia* cf. *filata* y *Frechastrea* cf. *carinata*.

Corales rugosos ramificados: *Sociophyllum* cf. *torosum*.

Corales rugosos solitarios: *Heliophyllum chengi*, *Spinophyllum aiense*, *Acantophyllum* cf. *concovum*, *Mesophyllum* (*Cystiphyllodes*) *macrocystis leonense*, *Metrionaxon schlueteri*, *Stringophyllum acanthicum* y *Themnophyllum waltheri*.

Corales tabulados: En este yacimiento, los corales tabulados constituyen el grupo de organismos más conspicuo que aparece en las bioconstrucciones, tanto por su número como por su diversidad morfológica y taxonómica.

Las unidades inferiores están formadas principalmente por corales tabulados ramificados, foliares, bifoliares y masivos laminares a, más raramente, tabulares. En las unidades superiores es habitual la coexistencia de las colonias masivas irregulares con formas ramificadas, observándose un empobrecimiento en las morfologías foliares tanto de una cara como de dos.

A continuación se indican los taxones más usuales en este yacimiento, agrupándolos en función de su morfología:

Alveolítidos masivos de morfología laminar a tabular, en ocasiones irregulares, asignados a *Alveolites parvus*. Se trata en general de colonias que crecen sobre un bioclasto inicial y mantienen una cierta altura sobre el fondo marino, generando ambientes crípticos usualmente empleados por braquiópodos incrustantes del género *Davidsonia*. Con frecuencia su superficie superior muestra irregularidades con forma de pequeños mamelones.

Alveolítidos foliares pertenecientes a los subgéneros *Platyaxum* (*Platyaxum*), las formas foliares de tipo bifacial y *Platyaxum* (*Roseoporella*) las colonias foliares con coralitas en una única cara. Aparecen siempre fragmentados, y en algunos casos muestran epizoos, preferentemente pequeños gasterópodos y briozoos.

Alveolítidos ramificados, la mayoría de los cuales puede asignarse al género *Scoliopora*.

Favosítidos ramificados, muy abundantes, asignados a diversas especies de *Thamnopora* (Fig. 30).

Diversos corales incrustantes de tipo reptante, pertenecientes a los morfogéneros *Aulopora* y *Mastopora*, que suelen instalarse sobre las caras superiores de las colonias de *Alveolites* o directamente sobre las valvas de diversos braquiópodos.

Poríferos: En el yacimiento de Matallana de Torío es habitual la presencia de poríferos. De ellos, tan sólo dos grupos, los quetétidos y los estromatoporoideos, han sido estudiados.

Las bases calcáreas de los quetétidos que aparecen en este yacimiento corresponden a varias especies del morfogénero *Rhaphidopora*. Suelen tener un tamaño pequeño a medio, forma variada, aunque usualmente bolar y hemisférica, más raramente tabular. Destacan por presentar un alto grado de recristalización que se aprecia externamente en la tonalidad clara de su calcita. No es frecuente encontrarlos asociados a otros organismos.

Los estromatoporoideos sólo muestran cierta importancia en las partes altas de la secuencia, donde la compactación de la roca dificulta su extracción. Hasta la fecha, sólo ha podido registrarse la presencia de *Atelodictyon* cf. *strictum*.

Braquiópodos: Son usuales las formas incrustantes del género *Davidsonia*, así como diversos taxones de vida libre sobre los cuales se instalaron con frecuencia epizosos.

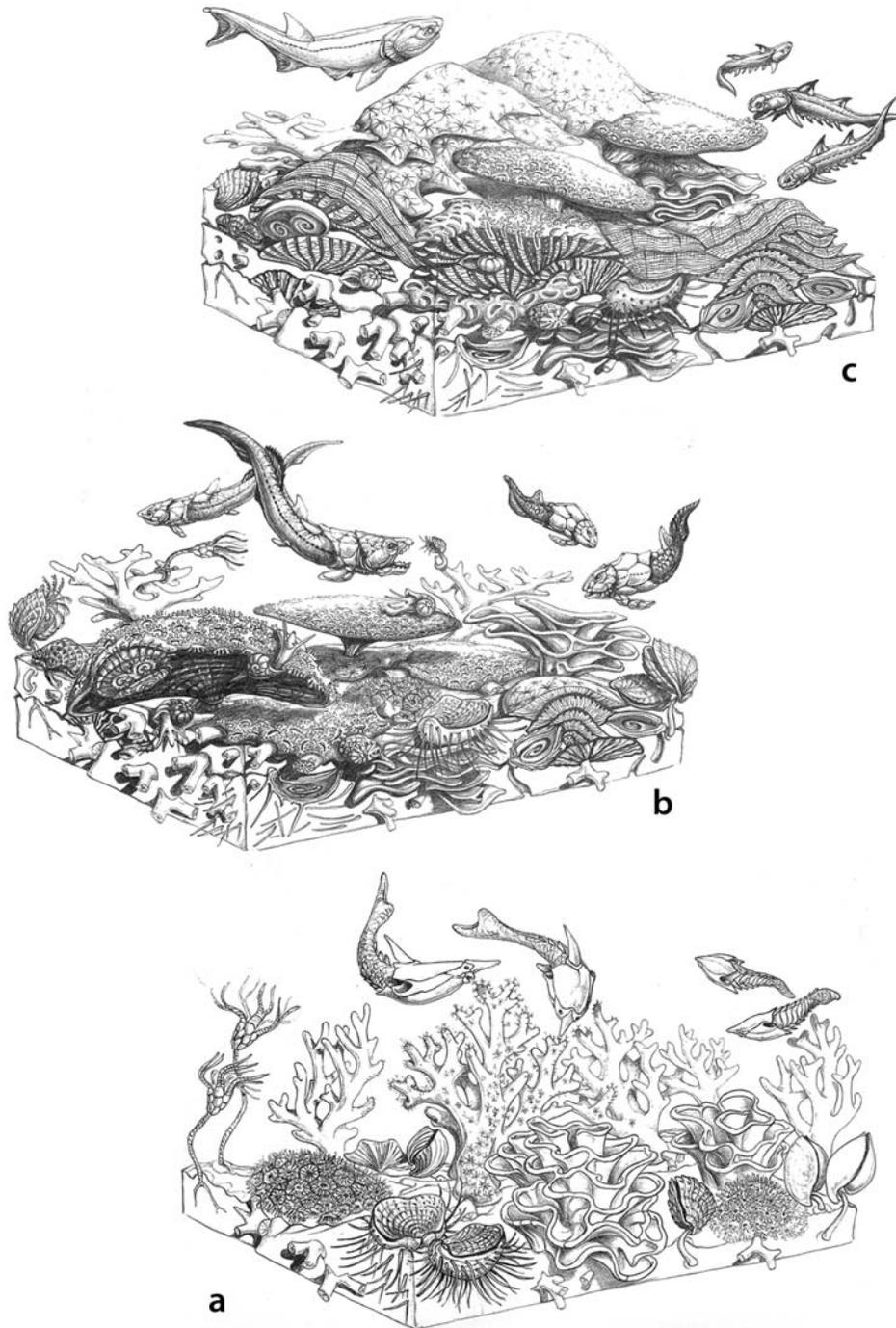
Interpretación paleoambiental

Desde el punto de vista paleoecológico, estas bioconstrucciones se caracterizan por: 1) alta diversidad morfológica y de hábitos de vida; 2) alta diversidad taxonómica a nivel específico y genérico y 3) alta frecuencia de interrelaciones entre organismos, destacando la presencia habitual de epizosos, marcas de competencia espacial y sobrecrecimientos post-mortem.

En estas bioconstrucciones, los principales factores limitantes parecen haber sido dos: la relativa escasez de sustratos rígidos y la presencia de material detrítico fino. La competencia por los sustratos rígidos disponibles se pone de manifiesto en los frecuentes casos de interrelaciones entre dos o más organismos que implican crecimientos coetáneos, así como en los habituales sobrecrecimientos post-mortem.

Por otro lado, los hábitos de las colonias que se encuentran en los niveles inferiores implican respuestas a tasas de sedimentación relativamente elevadas. En general, son frecuentes las colonias ramificadas y foliares que, en los arrecifes actuales, suelen tener altas tasas de crecimiento y ocupan las áreas de menor energía. Estos datos, junto con la composición de estas facies, indican un crecimiento en un ambiente de baja energía con una contaminación terrígena relativamente elevada, coetánea con el desarrollo de las colonias (Figs. 29 y 33).

Figura 33. Serie de esquemas, muy idealizados, mostrando la posible evolución de los ambientes arrecifales que dieron lugar a los niveles inferiores (**a**, **b**) y superiores (**c**) del yacimiento de la Formación Portilla en Matallana de Torío. (Dibujos realizados por Antonio López Alcántara).



Parada 3: Yacimiento de El Arroyo del Puerto

Localización geográfica

Este yacimiento se sitúa en los alrededores del pueblo de Santa Lucía de Gordón (margen derecho de la carretera nacional 630, de León a Oviedo, en el valle del río Bernesga). La serie aflora a lo largo de un camino minero, en dirección a la localidad de Llombera, aguas arriba del Arroyo del Puerto (Figs. 7, 34).



Figura 34 . Vista parcial (techo hacia la izquierda) de la sección de la Formación Santa Lucía en la localidad de El Arroyo del Puerto. Los niveles masivos situados hacia el fondo de la fotografía se interpretan como una bioconstrucción de tipo biohermo.

Localización geológica

Vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, Región de Pliegues y Mantos, Unidad de Somiedo-Correcilla (Fig. 2). Mapa Geológico, 1:50.000, hoja 103 La Pola de Gordón.

Unidad litoestratigráfica

Formación Santa Lucía, parte media y parte superior más baja (Fig. 6).

Edad

Devónico Inferior (Emsiense superior)

Episodio arrecifal representado

Cuarto episodio arrecifal (Fig. 6).

Tipología arrecifal y ambiente sedimentario

En esta sección se observan dos “niveles” con organismos arrecifales. El nivel inferior, constituido por calizas masivas que presentan unas malas condiciones de afloramiento, se interpreta como un biohermo formado principalmente por estromatoporoideos (Fig. 34). El nivel superior está formado por calizas arcillosas con capas muy ricas en organismos bioconstructores (Figs. 34, 35 y 36). En conjunto este intervalo superior presenta rasgos indicativos de un desarrollo incipiente de niveles biostromales, cuyo desarrollo se vio estorbado por frecuentes cambios ambientales, evidenciados por la alternancia de fangos, con escasos niveles de *mudstone-wackestone* bioclástica y con capas de *grainstone* esqueléticas de origen probable por tormenta. A pesar de este carácter transitorio, los esqueletos, principalmente tabulares, domales y bolares, muestran diversos ejemplos de respuesta de los organismos ante condiciones de sedimentación cambiantes, incluyendo su enterramiento parcial por capas de tormenta delgadas.

Biohermo de estromatoporoideos asociados con otros organismos

La parte inferior de este afloramiento está constituida por calizas masivas grises de tonos claros, intensamente recristalizadas y afectadas por meteorización. Estas alteraciones impiden identificar con detalle los rasgos precisos de la serie. No obstante, varias observaciones permiten interpretar estas capas como una bioconstrucción. Estas observaciones incluyen:

- 1) El aspecto masivo del afloramiento (Fig. 34).
- 2) La observación, allí donde la conservación lo permite, de organismos arrecifales, principalmente estromatoporoideos irregulares y laminares y favosítidos domales.

Localmente, se observan thamnopóridos y diversos tipos de corales rugosos, difíciles de extraer para su estudio detallado.

- 3) La presencia de matriz de tipo *grainstone* y *packstone* de crinoideos y briozoos, junto a calizas *framestone* y *rudstone* de estromatoporoideos.

- 4) La existencia de cavidades rellenas de material bioclástico.

La articulación de todas las observaciones realizadas permite interpretar estos niveles como constituyentes de un biohermo, de unos 50 m de espesor, y formado principalmente por estromatoporoideos asociados a otros organismos.

Debido a la mala conservación, no han podido realizarse determinaciones sistemáticas de la mayoría de los fósiles recolectados. Los taxones más usuales parecen corresponder a estromatoporoideos de los géneros *Atelodictyon* y *Taleastroma*, y a corales tabulados del género *Squameofavosites*.

Niveles ricos en estromatoporoideos y favosítidos tabulares

En la parte media de esta serie destaca un conjunto de calizas arcillosas con intercalaciones de niveles pizarrosos y lentejones de calizas bioclásticas que, sin llegar a constituir una bioconstrucción en sentido estricto, resultan especialmente ricas en organismos de carácter arrecifal (Figs. 35, 36).

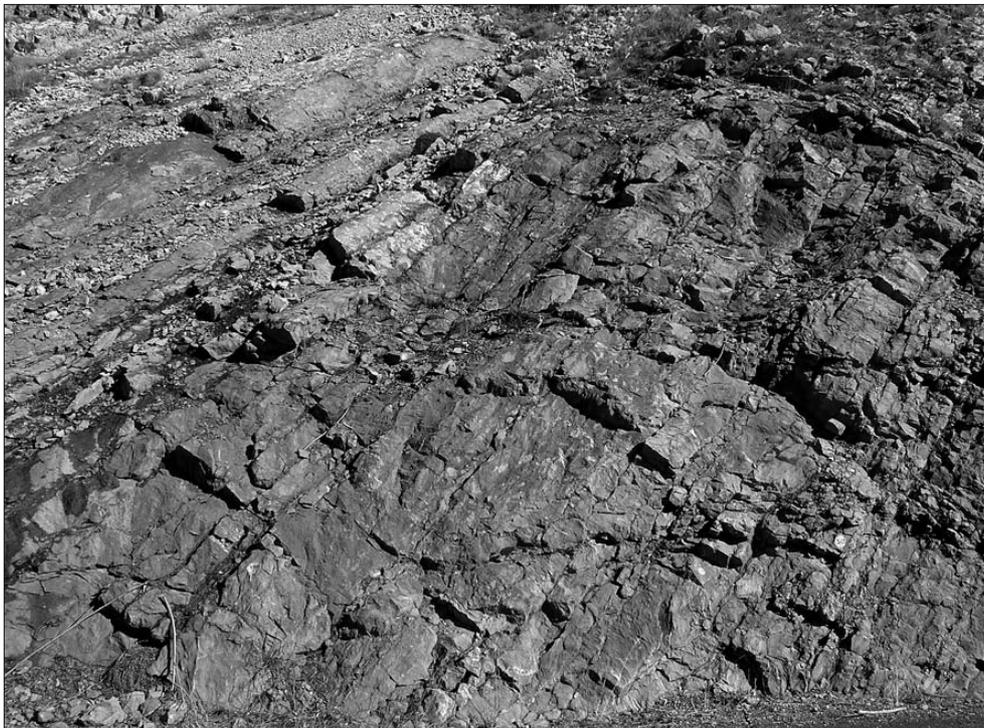


Figura 35. Vista de la parte superior de la sección de la Formación Santa Lucía en la localidad de El Arroyo del Puerto. Esta parte está constituida por calizas principalmente arcillosas y contiene niveles muy ricos en organismos constructores.

La fauna más abundante está constituida por **estromatoporoideos** (Fig. 37) de los géneros *Actinostroma*, *Clathrodiction*, *Clathrocoilona*, *Stromatoporella* y *Taleastroma*.

En general, se trata de esqueletos con morfologías laminares a tabulares, más raramente irregulares y hemisféricos. Algunos de ellos muestran evidencias de respuestas morfológicas ante cambios en las condiciones de sedimentación.



Figura 36. Detalle de los superiores de la Formación Santa Lucía en la localidad de El Arroyo del Puerto. Se aprecia la gran cantidad de organismos que constituyen estos niveles y la marcada morfología laminar-tabular, más ocasionalmente domal, que presentan la mayoría de ellos.



Figura 37. Sección del esqueleto basal de un estromatoporoideo domal.



Figura 38. Sección del esqueleto coralino de *Alveolites lemniscus*, un alveolítico usual en esta sección.



Figura 39. Dento de los tabulados, es frecuente la presencia del genero *Squameofavosites* que muestra, usualmente, un bandeado interno muy marcado.

Los **corales tabulados** están representados por taxones que exhiben un amplio abanico de hábitos de crecimiento. Las formas más usuales corresponden al alveolítico *Alveolites lemniscus* (Fig. 38), caracterizado por una gran plasticidad fenotípica que le permite una forma de crecimiento variable en función del sustrato y una rápida y eficaz respuesta a las necrosis por caídas de sedimento. Su morfología es, por tanto, altamente variable pero las colonias tabulares y bolares suelen ser las más frecuentes.

Junto a este taxón, aparecen representantes de los géneros *Favosites* y *Squamofavosites* (Fig. 39), con morfologías desde tabulares a hemisféricas; dos géneros de caliaporidos (*Caliapora* y *Luciaella*) que desarrollan pequeñas colonias hemisféricas o en domo alto; y tres especies de *Thamnopora*. Otros corales como *Aulostegites* son menos frecuentes.

Entre los **corales rugosos** presentes en este yacimiento se encuentran formas masivas cerioides (Nov. gen. cf. *lowaphyllum*), ramificadas [(*Mesophyllum* (*Cystiphyllodes*) *monielloense*, *Mesophyllum* (*Cystiphyllodes*) *originale* *ballonifer* y *Mesophyllum* (*Cystiphyllodes*) *secundum secundum*], así como dos taxones de formas solitarias (*Chalcidophyllum gigas* y Nov. gen. A n. sp. cf. *Embolophyllum* aff. *aequiseptatum*).

Desde un punto de vista faunístico, estos niveles presentan dos rasgos principales. En primer lugar, su altísima diversidad taxonómica a niveles tanto genéricos como específicos. Se han contabilizado al menos 8 especies de estromatoporoideos, diez de corales tabulados y cuatro de corales rugosos. En segundo lugar, se trata de formas cuyo crecimiento se ve alterado en diferentes grados por fenómenos sedimentarios (caídas de sedimentos y capas de tormenta), a los que usualmente sobreviven.

Muchas colonias estudiadas crecen sobre las calizas bioclásticas, o bien sobre los esqueletos abandonados de otros organismos.

Parada 4: Yacimiento de El Millar

Localización geográfica

Este afloramiento se sitúa en el margen derecho de la carretera nacional 630, de León a Oviedo, en el valle del río Bernesga, aproximadamente a 900 m al norte del cruce de Hurgas de Gordón y Llombera, en el barrio conocido como El Millar y pertenece al municipio de La Pola de Gordón (Figs. 7).

Localización geológica

Vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, Región de Pliegues y Mantos, Unidad de Somiedo-Correcilla (Fig. 2). Mapa Geológico, 1:50.000, hoja 103 La Pola de Gordón.

Unidad litoestratigráfica

Formación Santa Lucía, parte media-superior (Fig. 6).

Edad

Devónico Inferior (Emsiense superior-Eifeliense basal).

Episodio arrecifal representado

Cuarto episodio arrecifal (Fig. 6).

Tipología arrecifal y ambiente sedimentario

Desde un punto de vista geométrico, las estructuras arrecifales que se muestran en esta localidad corresponden a dos tipos muy diferentes de biostromos que han sido inicialmente estudiados por Méndez-Bedia *et al.* (1994): Biostromos de *Mesophyllum* (*Cystiphyllodes*) y biostromos de estromatoporoides y favosítidos con morfología hemisférica.

Biostromos de Mesophyllum (Cystiphyllodes)

Estos biostromos (Figs. 40, 41) registran el desarrollo puntual de praderas de coral con un taxón dominante y que, en este caso, es prácticamente el único componente del biostromo. Este hecho puede ser debido a factores ecológicos como una altísima densidad de la agregación o una distribución no parcheada, que podrían impedir el crecimiento de otros organismos. El predominio de un taxón único puede también ser indicativo de altas tasas de crecimiento por parte de estos organismos.

En este caso, el taxón constructor único es un coral rugoso fasciculado perteneciente al subgénero *Mesophyllum* (*Cystiphyllodes*) (Fig. 41).

Cada rama de este taxón constituye una coralita de sección más o menos cilíndrica y cáliz en forma de embudo, que crece paralelamente a las demás elevándose desde el suelo (crecimiento supraestratal) y, muy posiblemente, semi-enterrándose en él.

Estas praderas coralinas han quedado registradas como calizas de tipo baffles-tone de menos de 0,50 m de potencia, intercaladas entre capas de calizas arcillosas.

La forma de crecimiento colonial, la ausencia de diversidad faunística y la naturaleza arcillosa de los sedimentos asociados apuntan a praderas de rápido crecimiento en zonas de baja energía, más profundas o protegidas por algún tipo de barrera (biohermos o barras bioclásticas).

Figura 40. Vista general parcial del afloramiento de Santa Lucía en la localidad de El Millar. En estos niveles, constituidos por calizas arcillosas, se desarrollan los biostromos del coral rugoso de morfología fasciculada faceloide *Mesophyllum* (*Cystiphyllodes*).

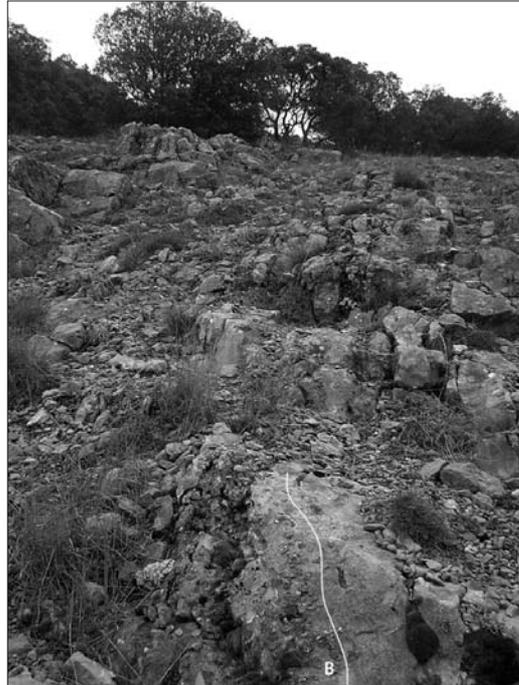


Figura 41. Detalle de varias ramas de *Mesophyllum* (*Cystiphyllodes*), mostrando vesículas características.

Biostromo de estromatoporoideos y favosítidos hemiesféricos

Este biostromo está formado por calizas masivas grises y potentes calizas estratificadas, a veces ligeramente arcillosas, con una matriz packstone-grainstone. Aparece como un framestone de estromatoporoideos y corales tabulados, que alterna con calizas floatstones y rudstones, especialmente en aquellos niveles con un mayor contenido arcilloso, con un espesor de 3 a 12 m.

Los constructores más importantes son estromatoporoideos y corales tabulados, ocasionalmente de gran tamaño.

Los **estromatoporoideos** (Fig. 42) presentan superficies superiores con mamelones en las capas con mayor contenido arcilloso. Los taxones usuales son *Stromatoporella* cf. *granulata*, *Stromatoporella* spp. y *Clathrocoilona* sp.

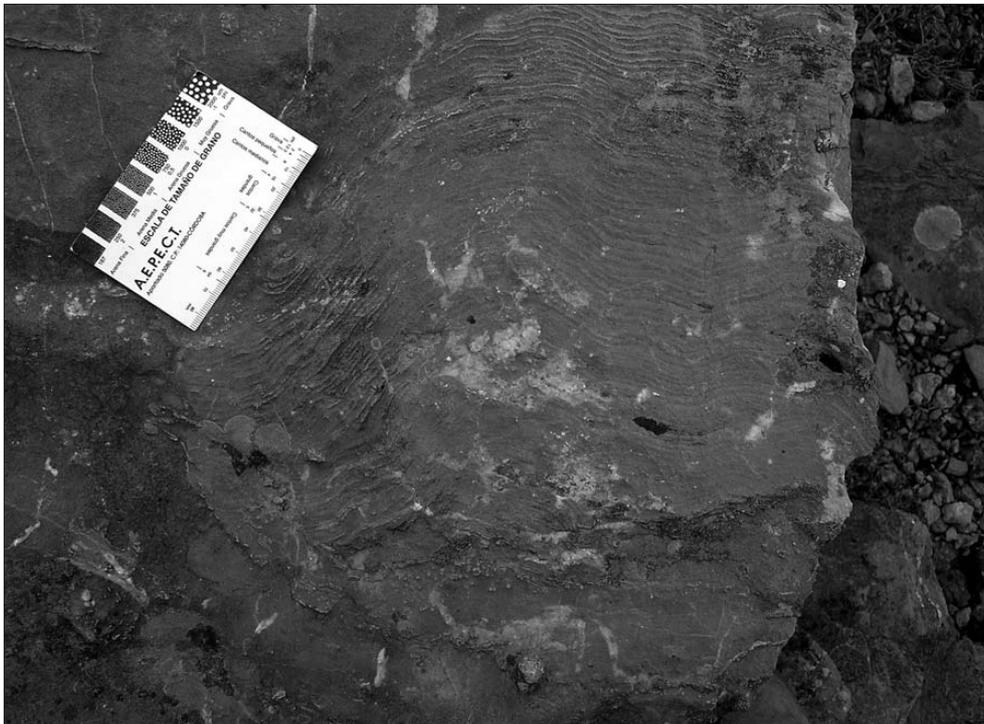


Figura 42. Detalle de una base de estromatoporoideo, con una laminación marcada por silicificación.

Los **corales tabulados** son favosítidos masivos (género *Squameofavosites*, principalmente), con morfologías tabulares a hemiesféricas. Internamente se caracterizan por un marcado bandeado de carácter estacional. La fauna acompañante es muy diversa y está constituida por otros corales tabulados masivos, principalmente los géneros *Alveolites* y *Luciaella*, y por varias especies del coral ramificado *Thamopora*, principalmente, entre otros.

Los **corales rugosos** están principalmente representados por formas solitarias asignadas a *Chalcidophyllum* cf. *gigas*.

En las capas más arcillosas destaca la presencia conspicua de briozoos y braquiópodos.

La presencia de una matriz grainstone, a veces packstone, entre los grandes esqueletos, las morfologías hemiesféricas predominantes de los constructores y la alta diversidad taxonómica, son criterios que tradicionalmente han sido interpretados como indicativos de aguas bastante turbulentas y, por tanto, bien oxigenadas. La presencia de bandeo estacional sugiere un alto grado de iluminación de las aguas. Ocasionalmente, se producirían episodios de ligera turbidez, causando una menor proliferación de organismos arrecifales, tal como se observa en los niveles más arcillosos.



Figura 43. La entrada de terrígenos aborta el crecimiento arrecifal y produce la instalación de una fauna especializada en sustratos blandos y ambientes de baja energía, como el braquiópodo espiriférico de la fotografía.

Uno de estos episodios, más duraderos e intensos, causa la muerte del arrecife y la instalación de otro tipo de fauna bentónica no hermatípica y constituida principalmente por grandes braquiópodos, delicados briozoos, ocasionales crinoideos y trilobites, entre otros (Fig. 43).

Agradecimientos

Los autores de este trabajo desean mostrar su agradecimiento a Antonio López-Alcántara, autor de las reconstrucciones paleoecológicas que aparecen en la guía.

Este trabajo es una contribución al PICG 499 , Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate. Ha sido financiado por el proyecto BTE 2005/03715 del Ministerio de Educación y Ciencia.



Bibliografía

- Aller, J., Bastida, F. & Rodríguez Fernández, L.R. 2002. Cantabrian Zone: general geological features. In: *Palaeozoic conodonts from Northern Spain* (Eds. S. García-Lopez & F. Bastida). Instituto Geológico y Minero de España, serie **Cuadernos del Museo Geominero**, **1**, 3-33.
- Almela, A. & Revilla, J. 1850. Especies nuevas del Devoniano de León. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **20**, 45-60.
- Alonso, J.L., Álvarez-Marrón, J., Aller, J., Bastida, F., Farias, P., Marcos, A., Marquínez, J., Pérez-Estaún, A. & Pulgar, J.A. 1992. Estructura de la Zona Cantábrica. In: *Paleozoico Inferior de Hispano-América*. (Eds. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano). Universidad de Extremadura, 423-434.
- Altevogt, G. 1963. Die Oberdevonischen rugosen Korallen von der asturischen Küste (Cabo Peñas, Nordspanien). *Neues Jahrbuch Geologischen Paläontologischen Abhandlungen*, **117**, 9-38.
- Altevogt, G. 1967. Devonian Tetracorals from Spain and their relation to Northamerica species. *International Symposium on the Devonian System*, **2**, 755-769.
- Brouwer, S.A. 1964. Deux faciès dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques Méridionales. *Breviora Geológica Astúrica*, **8**(1-4), 3-10.
- Carls, P. 1983. La Zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. In: *Libro Jubilar, J.M. Ríos, III* (Corrd. J.A. Comba), IGME, Madrid, 11-32.
- Comte, P. 1936. Le Dévonien Inférieur du León. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **202**, 771-773.
- Coo, J.C.M. de. 1974. *Lithostratigraphy of the Devonian Santa Lucía Limestones in León, Spain*. PhD Thesis Univ. Leiden, 1-87.
- Ellwood, B., Crick, R.E., García-Alcalde, J.L., Soto, F., Truyols-Massoni, M., El Hassani, A. & Kovas. E. J. 2002. Global correlation using magnetic susceptibility data from Lower Devonian rocks. *Geology*, 583-586.
- Ellwood, B., García-Alcalde, J.L., El Hassani, A., Hladil, J., Soto, F., Truyols-Massoni, M., Weddige K. & Koptikova, L. 2006. Stratigraphy of the Middle Devonian boundary: Formal definition of the susceptibility magnetostratotype in Germany with comparison to sections in the Czech Republic, Morocco and Spain. *Tectonophysics*, **418**, 31-49.
- Fagerstrom, J.A. 1994. The history of Devonian-Carboniferous communities: extinctions, effects, recovery. *Facies*, **30**, 177-192.
- Fernández, L.P., Fernández-Martínez, E.M., García-Ramos, J.C., Méndez-Bedia, I. & Soto F. 1997. A sequential approach to the study of reefal facies in the Candás and Portilla Formations (Middle Devonian) of the Cantabrian Zone (NW Spain). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **92**(1-4), 23-33.
- Fernández, L.P., Nose, M., Fernández-Martínez, E., Méndez-Bedia, I., Schröder, St. & Soto, F. 2006. Reefal and mud mound facies development in the Lower Devonian La Vid Group at the Colle outcrops (Leon province, Cantabrian Zone, NW Spain). *Facies*, **52**(2), 307-327.

- Fernández-Martínez, E.M. 1993. Tabulados y chaetétidos de las Formaciones Moniello-Santa Lucía y Candás-Portilla (Devónico, Cordillera Cantábrica, NW de España). Tesis inédita. Universidad de Oviedo. 1-530. Inédita.
- Fernández-Martínez, E.M. 1998. Heliolitidae (Cnidaria, Tabulata) del Devónico de la Cordillera Cantábrica (NW de España). *Trabajos de Geología*. Volumen homenaje al profesor D. J. Truyols, 97-110.
- Frankenfeld, H. 1981. Krustenbewegungen und Faziesentwicklung im Kantabischen Gebirge (Nordspanien) vom Ende der Devonriffe (Givet/Frasne) bis zum Tournai. *Clausth. Geol. Abh.*, **39**, 1-91.
- Frankenfeld, H. 1983. El manto de Montó-Arauz: Interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, España). *Trabajos de Geología*, **13**,37-47.
- García-Alcalde, J.L. 1995. L'évolution paléogéographique prévarisque de la Zone Cantabrique septentrionale (Espagne). *Revista Española de Paleontología*, **10**(1), 9-29.
- García-Alcalde, J.L., Carls, P., Pardo-alonso, M.V., Sanz López, J., Soto, F., Truyols-Massoni, M., & Valenzuela-Ríos, J.I. 2002. Devonian. In: The Geology of Spain (Eds. W. Gibbons & T. Moreno). Special Volume of The Geological Society, 67-91.
- García-López, S. 2002. A stratigraphic overview of the Cantabrian Devonian (NW Spain). In: *Palaeozoic conodonts from Northern Spain* (Eds. S. García-Lopez, S. & F. Bastida, F). Instituto Geológico y Minero de España, serie *Cuadernos del Museo Geominero*, **1**, 51-59.
- Hofmann, M.H. & Keller, M. 2006. Sequence stratigraphy and carbonate platform organization of the Devonian Santa Lucia Formation, Cantabrian Mountains, NW-Spain. *Facies* **52**(1), 149-167.
- Julivert, M. 1971 Décollement tectonics in the Variscan Cordillera of the northwest Spain. *American Journal of Science*, **270**,1-29.
- Julivert, M., Fomboté, J.M. & Nabais Conde, L.E. 1972. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E:1.000.000. *Mem. explic., Inst. Geol. Min. España*, 1-113.
- Keller, M. & Grötsch, J. 1990. Depositional history and conodont biostratigraphy of the Lower Devonian La Vid Group in the Luna area (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **3**, 141-164.
- Kullmann, J. 1965. Rugosekorallen der Cephalopodenfazies und ihre Verbreitung im Devon des südöstlichen Kantabischen Gebirges (Nordspanien). *Akademie der Wissenschaften und der Literatur*, **2**, 33-168.
- Kullmann, J. 1967. Associations of rugose corals and cephalopods in the Devonian of the Cantabrian Mountains (Northern Spain). *International Symposium Devonian System*, **2**, 771-776.
- Lees, A. & Miller, J. 1995. Waulsortian banks. In: *Carbonate Mud-Mounds: their origin and evolution* (Eds. C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges & B.R. Pratt). *Int. Ass. Sediment. Spec. Publ.*, **23**, 191-271.
- Lovezijn, G.B.S. van 1989. Extinction pattern for the Middle-Upper Devonian stromatopoid-coral reefs; a case of study from the Cantabrian Mountains. *Proc. k. nederl. Akad. Wetensch.*, **92**(1), 61-74.
- Lotze, F. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, **6**, 78-92.

- Mallada, L. 1875. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **2**, 1-160.
- McGhee, G.R., Jr. 1996. *The Late Devonian mass extinction*. Columbia University Press, New York.
- Méndez-Bedia, I. & Mistiaen, B. 1997. Stromatoporella genus NICHOLSON, 1886 from the Cantabrian Mountains (Santa Lucía Formation, Lower-Middle Devonian, NW Spain). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **91**(1-4), 343-353.
- Méndez-Bedia, I. 1976. Biofacies y Litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, **9**, 1-93.
- Méndez-Bedia, I. 1984. Primera nota sobre los estromatopóridos de la Formación Moniello (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, **14**, 151-159.
- Méndez-Bedia, I. 1999. El género *Actinostroma* NICHOLSON (Estromatoporoideos) de la Formación Santa Lucía (Devónico, Cordillera Cantábrica, NW de España). *Revista Española de Paleontología*, **Número extraordinario**, 121-128.
- Méndez-Bedia, I., Soto, F. & Fernández-Martínez, E. 1994. Devonian reef types in the Cantabrian Mountains (NW Spain) and their faunal composition. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **172**, 161-183.
- Mohanti, M. 1972. The Portilla Formation (Middle Devonian) of the Alba syncline, Cantabrian Mountains, prov. León, northwestern Spain: carbonate facies and rynchonellid paleontology. *Leidse Geologische Mededelingen*, **48**(2), 135-205.
- Oekentorp, K.I. 1975. Beschreibung und Systematik devonischer Favositidae Asturiens und Betrachtungen zur Biogeographie nordspanischer Korallenfaunen. *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, **37**, 1-129.
- Pérez-Estaún, A. 1995. Evolución geológica de Asturias en el contexto de la tectónica global. In: Geología de Asturias (Eds. C. Aramburu & F. Bastida), Ediciones Trea, Gijón, 153-162.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. & Pulgar, J.A. 1998. A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, **7**, 17-537.
- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Días García, F., Azor, A., Simancas, J.F. & González Lodeiro, F. 2004. La Cordillera Varisca europea: El Macizo Ibérico. In: *Geología de España*, Capítulo 2 "Macizo Ibérico" (Ed. J.A. Vera). Sociedad Geológica de España, Ministerio de Educación y Ciencia e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 21-26.
- Prado, C. de & Verneuil, E. de. 1850. Notes sur les fossiles dévoniens du district de Sabero (León). *Bull. Soc. Géol. France, sér. 2*, **7**, 155-186.
- Quesada, C. 1992. Evolución tectónica del Macizo Ibérico. In: Paleozoico Inferior de Hispano-América. (Eds. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano). Publicaciones de la Universidad de Extremadura, 51-59.
- Radig, F. 1962. Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien). *Geologische Rundschau* **51**(1), 249-267.

- Reijers, T.J.A. 1972. Facies and diagenesis of the Devonian Portilla Limestone Formation between the River Esla and the Embalse de la Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **47**, 163-249.
- Robardet, M., Paris, F. & Racheboeuf, P.R. 1990. Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. In: *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography* (Eds. W.S. McKerrrow & C.R. Scotese). *Geological Society Memoir*, **12**, 411-419.
- Schmid, D.U., Leinfelder, R.R. & Nose, M., 2001. Growth dynamics and ecology of Upper Jurassic mounds with comparison to Mid-Palaeozoic mounds. *Sedimentary Geology*, **145**, 343-376.
- Scotese, C.R. & McKerrrow, W.S. 1990. Revised world maps and introduction. In: *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography* (Eds. W.S. McKerrrow & C.R. Scotese). *Geological Society Memoir*, **12**, 1-21.
- Sleumer, B.H.G. 1969. Devonian stromatoporoids of the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **44**, 1-136.
- Sorauf, J.E. & Pedder, A.E.H. 1986. Late Devonian rugose-corals and the Frasnian-Famennian crisis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**, 1265-1287.
- Soto, F. 1977. Rugosos solitarios del Devónico de la Cordillera Cantábrica (suborden Streptelasmatina). Tesis inédita. Universidad de Oviedo. 1-198.
- Soto, F. 1978. *Crassyciclus* n. gen. (Coelenterata, Rugosa) del Devónico de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, **10**, 425-434.
- Soto, F. 1982a. *Synaptophyllum* (Rugosa) aus dem Unterdevon des Kantabrischen Gebirges (Colle, prov. León). *Neues Jahrbuch Geologischen Paläontol. Abh.*, **163**(2), 236-238.
- Soto, F. 1982b. Plerophyllidae y Pantaphyllidae (Coelenterata, Rugosa) del Devónico de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, **12**, 49-61.
- Soto, F. 1983. Hadrophyllinae (Coelenterata, Rugosa) del Devónico Inferior de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, **13**, 97-112.
- Soto, F.; Méndez-Bedia, I. & Fernández-Martínez, E. 1994. Construcciones arrecifales del Devónico de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Revista Española de Paleontología*, **9**(1), 29-36.
- Stearn, C.W. 1987. Effect of the Frasnian-Famennian extinction event on the stromatoporoids. *Geology*, **15**, 677-679.
- Stel, J.H. 1975. The influence of hurricanes upon the quiet depositional conditions in the Lower Emsian La Vid Shales of Colle (NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **49**(3), 475-486.
- Vera de la Puente, C. 1989. Revisión litoestratigráfica y correlación de los Grupos Rañeces y La Vid (Devónico Inferior de la Cuenca Astur-leonesa). *Trabajos de Geología* **18**, 53-65.
- Vilas Minondo, L. 1971 *El Paleozoico Inferior y medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León)*. Memorias del Instituto Geológico y Minero de España, 80, 1-169.

Notas de Campo



Notas de Campo



Notas de Campo



Notas de Campo

