

XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), Colunga, 15-18 de octubre de 2008

Guía de campo (excursión B)

Episodios arrecifales en el Devónico
de la región del Cabo de Peñas (Asturias)

E. M. Fernández-Martínez, L. P. Fernández,
I. Méndez-Bedia y F. Soto



XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

Guía de campo
(Excursión B)

*Episodios arrecifales en el Devónico de la región
del Cabo de Peñas (Asturias)*

E. Fernández-Martínez, L.P. Fernández, I. Méndez-Bedia y F. Soto

Museo del Jurásico de Asturias (MUJA), Colunga, 15-18 de Octubre de 2008



ISBN-13: 978-84-691-6487-7

Depósito legal: AS-5752-2008

Maquetación: José Ignacio Ruiz-Omeñaca y Laura Piñuela

Impreso por: Servitec

*Episodios arrecifales en el Devónico de la región
del Cabo de Peñas (Asturias)*

E. Fernández-Martínez¹, L.P. Fernández², I. Méndez-Bedia² y F. Soto²

(1) Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales, Universidad de León

(2) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo

© los autores

XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

Organizan

Museo del Jurásico de Asturias

Departamento y Facultad de Geología

Sociedad Española de Paleontología

Patrocinan

Consejería de Cultura y Turismo del Principado de Asturias

Fundación para el Fomento en Asturias de la Investigación Científica Aplicada y la Tecnología. Plan de Ciencia Tecnología e Innovación del Principado de Asturias 2006 - 2009

Universidad de Oviedo

Colaboran

Ayuntamiento de Colunga

Recrea Asturias

Zinco Comunicación

Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Educación y Ciencia

Cajastur

Caja Rural

Sociedad Regional de Turismo

Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis

Paleoymás

Dinokinetics

Muebles Malga

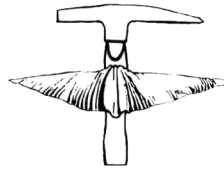
Inmobiliaria Malga

Asociación Colunguesa de Turismo

"Proyecto Murero" (CGL2006-12.975), Área y Museo de Paleontología. Universidad de Zaragoza

Grupo Aragosaurus. Universidad de Zaragoza

Entidades organizadoras



Departamento de Geología
Universidad de Oviedo



Entidades patrocinadoras



Universidad
de Oviedo



Entidades colaboradoras



Ayuntamiento de Colunga



"Proyecto Murero"
Área y Museo de Paleontología.
Universidad de Zaragoza



ÍNDICE

<i>Introducción</i>	<i>1</i>
<i>1. Rasgos generales de la Zona Cantábrica</i>	<i>3</i>
<i>2. El Devónico de la Zona Cantábrica</i>	<i>6</i>
<i>3. Principales episodios de desarrollo arrecifal</i>	<i>9</i>
<i>Itinerario</i>	<i>21</i>
<i>Parada 1 Perán</i>	<i>23</i>
<i>Parada 2 Carranques</i>	<i>29</i>
<i>Parada 3 Ensenada de Moniello</i>	<i>33</i>
<i>Agradecimientos</i>	<i>40</i>
<i>Referencias</i>	<i>40</i>

Introducción

La presencia de faunas arrecifales en el Devónico asturiano 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 (Verneuil & Archiac, 1845, a partir de formas recolectadas por Paillette en Ferroñes, Arnao y Pelapaya; Prado & Verneuil, 1850). Barrois (1882) y, en menor medida Comte (1936), fueron los primeros en establecer las bases estratigráficas y paleontológicas en la vertiente N de la Cordillera Cantábrica, para lo cual abordaron el estudio de numerosas formas arrecifales.

El conocimiento de las series con facies arrecifales del Devónico de Asturias experimentó un impulso especial durante la segunda mitad del siglo XX, época en la cual diversos especialistas acometieron estudios sedimentológicos y paleontológicos. Dentro de los primeros, pueden citarse, entre muchas otras, las publicaciones de Vera de la Puente (1989) y Radig (1962) sobre el Grupo Rañeces; los trabajos de Méndez-Bedia (1976) y Sánchez de la Torre y Manjón (1976) sobre la Formación Moniello; y los estudios de Fry & Bereskin (1977), Bereskin (1978) y Raven (1983) sobre la Formación Candás. Paralelamente, se han realizado investigaciones paleontológicas sobre diversos taxones propios de los hábitats arrecifales. Sin ánimo de ser exhaustivos, podemos citar los trabajos de Altevogt (1963, 1967) y Soto (1977, 1978, 1982) sobre corales rugosos; los estudios de Oekentorp (1975) y Fernández-Martínez (1993, 1998) sobre corales tabulados; y los trabajos de Méndez-Bedia (1984, 1999) sobre estromatoporoideos. Son destacables los estudios paleoecológicos pioneros realizados en bioconstrucciones asturianas por Méndez-Bedia y Soto (1984) y por Soto y Méndez-Bedia (1985).

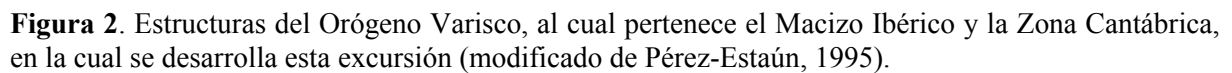
A partir del año 1990, un equipo de trabajo (Fig. 1) compuesto por los autores de esta guía, especialistas en Paleontología y Estratigrafía de las Universidades de Oviedo y León, emprendió una investigación centrada sobre los arrecifes cantábricos y su biota. En el marco de diversos proyectos de investigación 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.



Figura 1. Integrantes del grupo de trabajo de arrecifes durante sus labores en el campo. Fondos cortesía de Windows to the Univers.

El zócalo paleozoico y precámbrico que aflora en la mitad occidental de la Península Ibérica, denominado Macizo Ibérico o Hespérico, constituye un gran fragmento del Orógeno Varisco (Fig. 2). 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. 3).



3

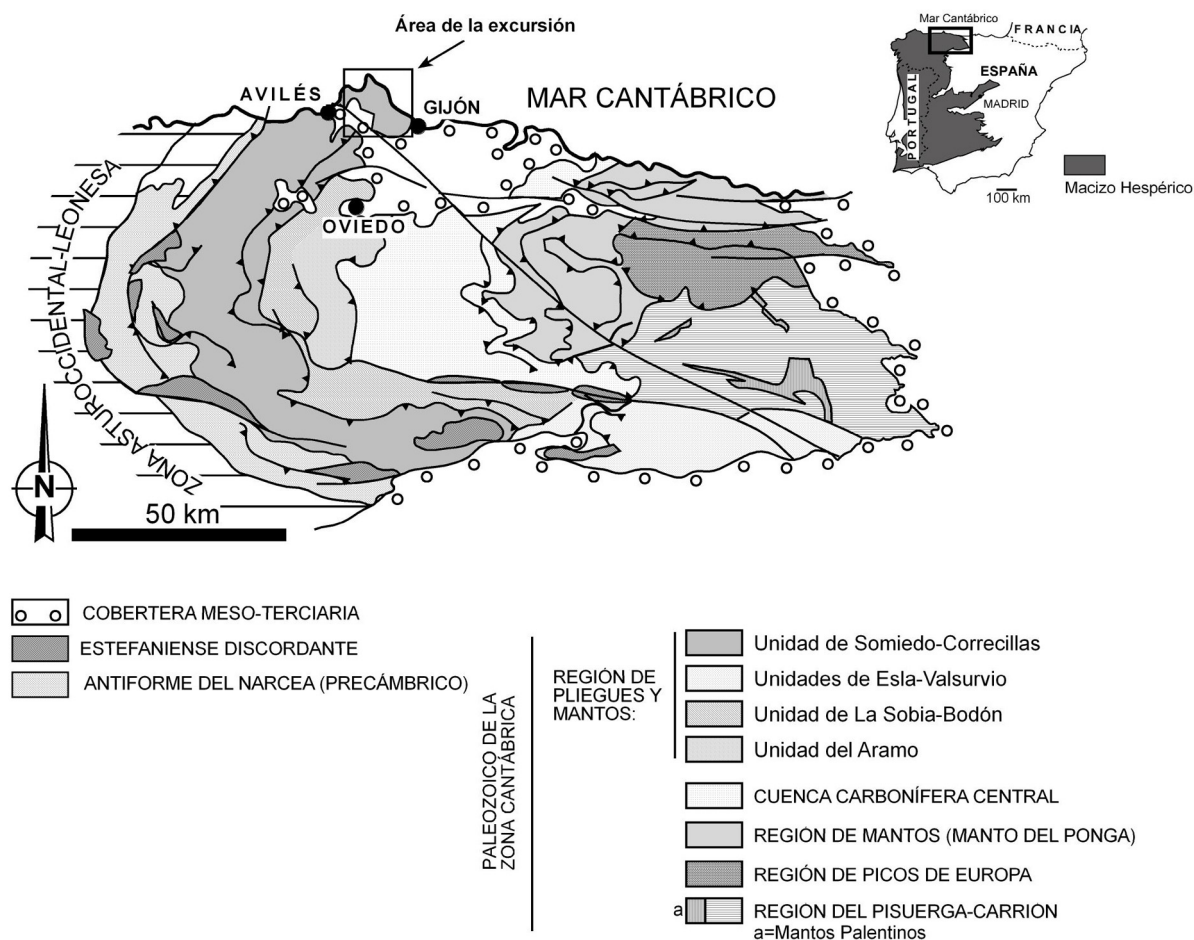


Figura 3. Mapa geológico de la Zona Cantábrica mostrando las principales unidades y la situación de los yacimientos que serán visitados. Modificado de Julivert (1971) y Pérez-Estaún *et al.* (1988).

El límite occidental de la ZC (Fig. 3) 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, 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 el 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** esta 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 provoca un cambio progresivo hacia un escenario de cuenca de 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. 3). 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-Correcillas**, donde se desarrolla la excursión, y las la del Esla-Valsurvio, de la Sobia-Bodón y del Aramo (Fig. 3) (Pérez-Estaún *et al.*, 1988).

En la actualidad existe una bibliografía extensa y muy valiosa 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).

2. 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. 4), 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 peri- y epicontinentales, que recibían, intermitentemente, sedimentos procedentes de la erosión de las zonas emergidas más próximas.

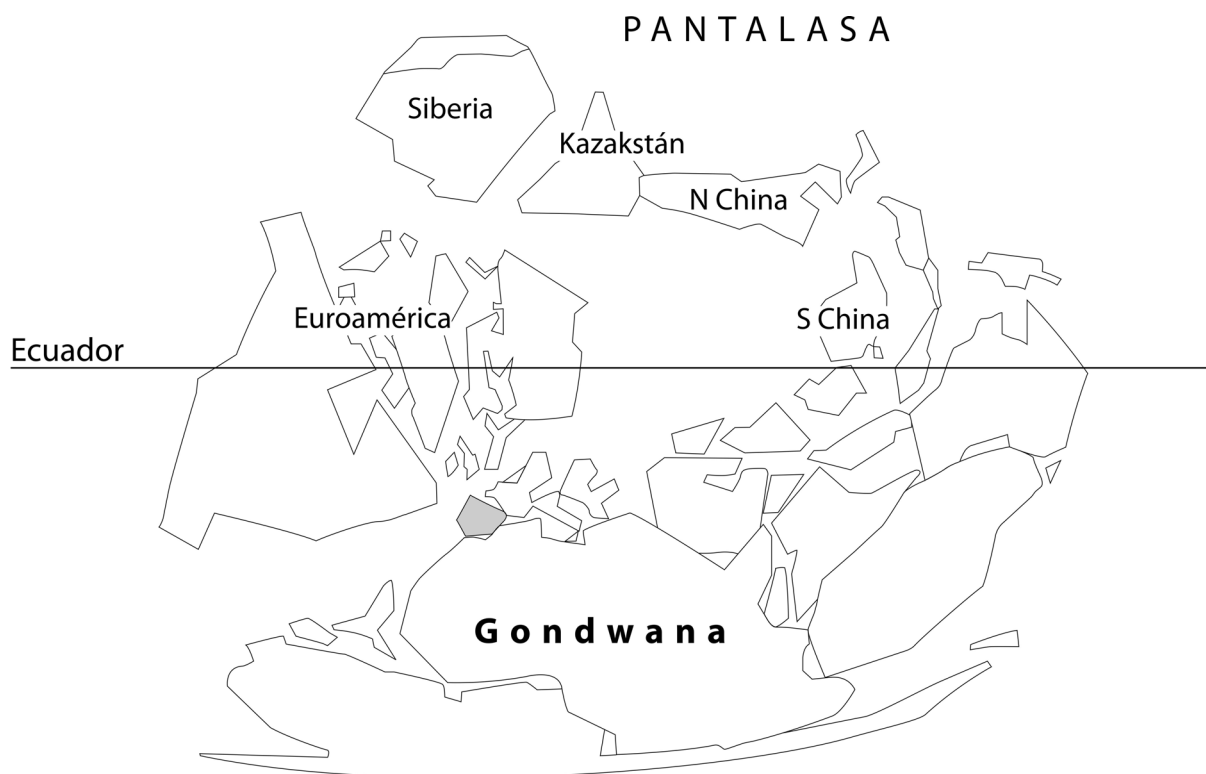


Figura 4. Esquema paleogeográfico durante el Devónico Medio (basado en Scotese & McKerrow, 1990)

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.

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. 3 y 5). Dichos mantos han sido interpretados como unidades alóctonas, procedentes de la Zona Asturoccidental-Leonesa y emplazadas gravitacionalmente (Frankenfeld, 1983); en ellos la sucesión devónica presenta características diferentes 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 Astúrico. De este modo, en las láminas de la Unidad de Somiedo-Correcillas más cercanas al Antiforme del Narcea la sucesión es completa, mientras que hacia el interior del arco es incompleta debido a la progresiva desaparición de las formaciones pre-Famenienses más modernas. Consecuentemente, 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 de facies distintos (Brouwer, 1964): Dominio Astur-Leonés y Dominio Palentino (Fig. 5).

La facies Astur-Leonesa, también denominada facies astur-leonesas (= 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, también llamada facies palentinas (= 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, depositadas con tasas de sedimentación relativamente bajas, que dan lugar a una serie de espesor máximo en torno a 800 m. Muestran facies neríticas desde el Lochkoviense hasta el Praguense, con bioconstrucciones locales de poca importancia y facies de tipo hemipelágico a partir del Emsiense, que, en general, indican un medio de depósito más tranquilo y ligeramente más profundo que el existente en el Dominio Astur-leonés. Los fósiles, especialmente correspondientes a faunas nectónicas y pelágicas, son localmente abundantes.

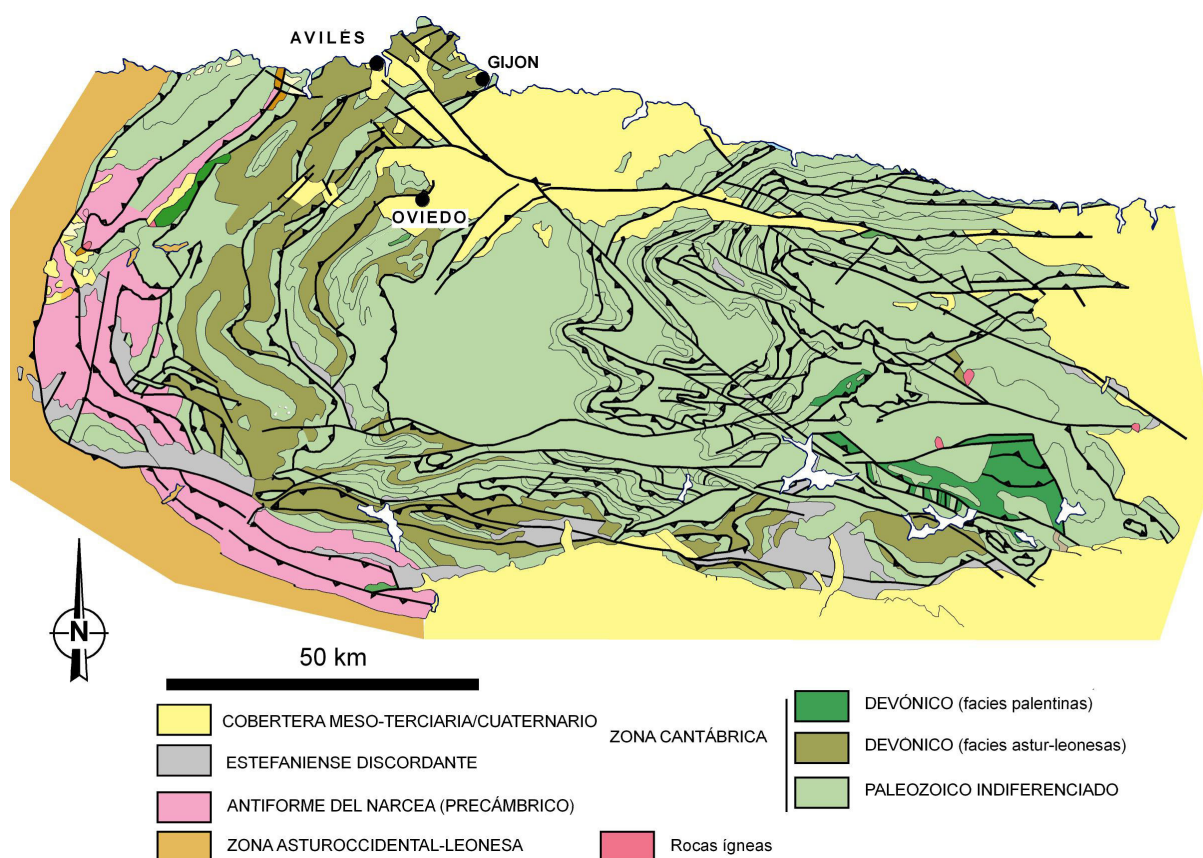


Figura 5. Afloramientos de rocas devónicas en la Zona Cantábrica, con diferenciación de las facies en el Dominio Astur-Leonés (facies astur-leonesas en la leyenda) y Palentino (facies palentinas en la leyenda).

La alternancia de unidades carbonatadas y siliciclásticas que conforma la sucesión devónica de la ZC refleja una sucesión de periodos con aportes siliciclásticos a la cuenca sedimentaria desde el Macizo Cántabro-Ebroico, y de otros en los cuales la escasa o nula entrada de siliciclásticos 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 p.ej. Keller & Grotzsch, 1990; 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 y situados en la vertiente norte de la Zona Cantábrica (provincia de Asturias). 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).

3. 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. 6).

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; esta situación inhibió o favoreció el desarrollo arrecifal. En consecuencia, se han registrado hasta siete episodios arrecifales, desde el Devónico Inferior (Praguiense) al Devónico Superior (Frasniense superior), cada uno de ellos con peculiaridades propias y de importancia muy desigual (Fig. 7).

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

Episodio II. Transición Praguiense-Emsiense. Únicamente representado en la vertiente norte de la ZC, en la Formación Bañugues. Episodio local y de escasa importancia.

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

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

Episodio V. Givetense superior. Representado en ambas vertientes, en la Formación Candás (vertiente norte) y en la Formación Portilla (vertiente sur). Muy importante.

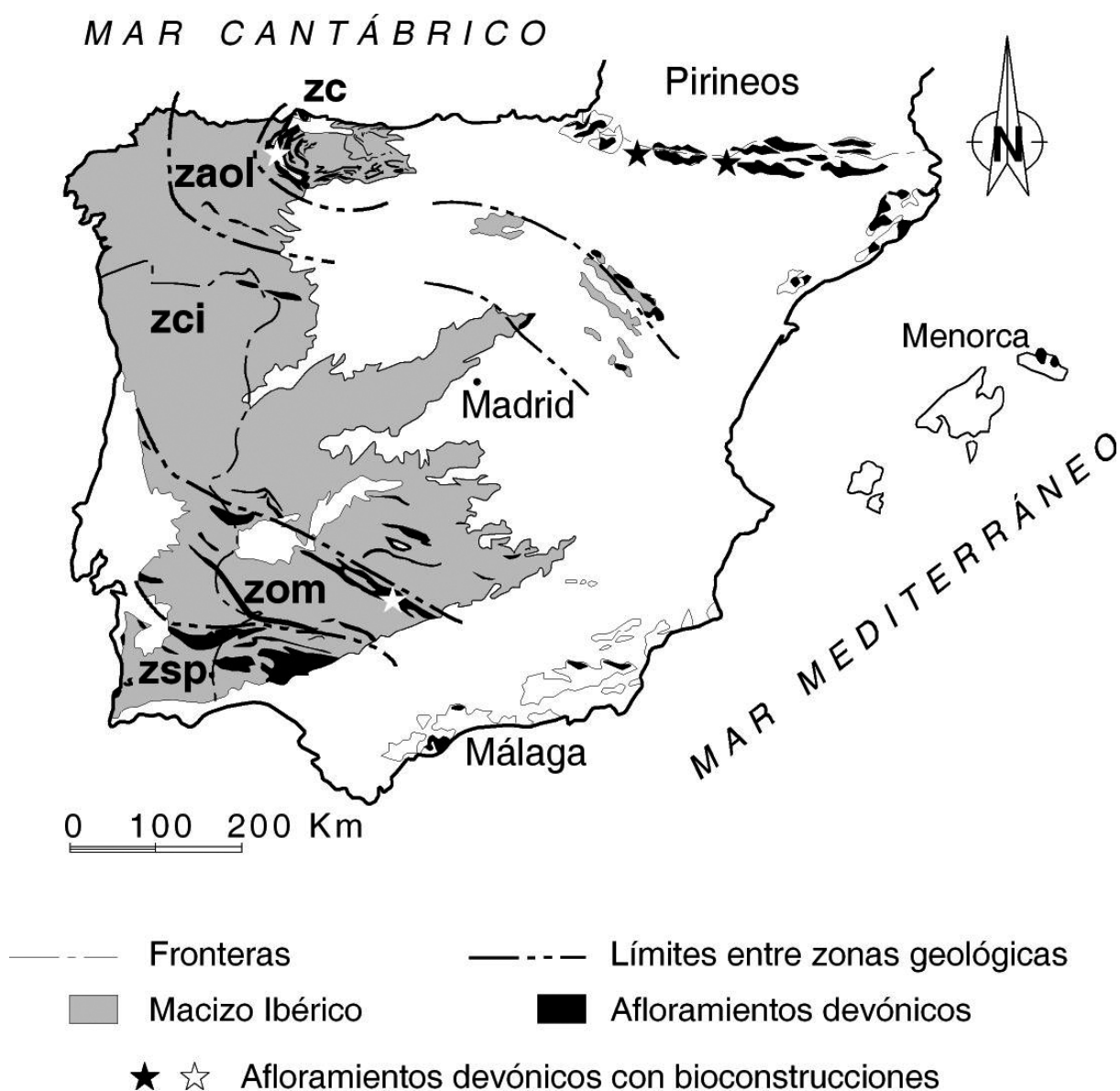


Figura 6. Mapa de la Península Ibérica en el que se representan los principales afloramientos devónicos, destacando aquellos en los que se conocen bioconstrucciones. zc: Zona Cantábrica; zaol: Zona Asturooccidental-Leonesa; zci: Zona Centroibérica; zom: Zona de Ossa-Morena; zsp: Zona Sur Portuguesa. (Modificado de García-Alcalde *et al.*, 2002).

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

Episodio VII. Frasnense superior. Únicamente representado en la vertiente sur de la ZC, en la Caliza de Crémenes (Formación Nocedo). Local y de escasa importancia. Representa el final del desarrollo arrecifal en esta Zona.

La posición temporal y estratigráfica de cada uno de estos episodios se representa en la Fig. 7.

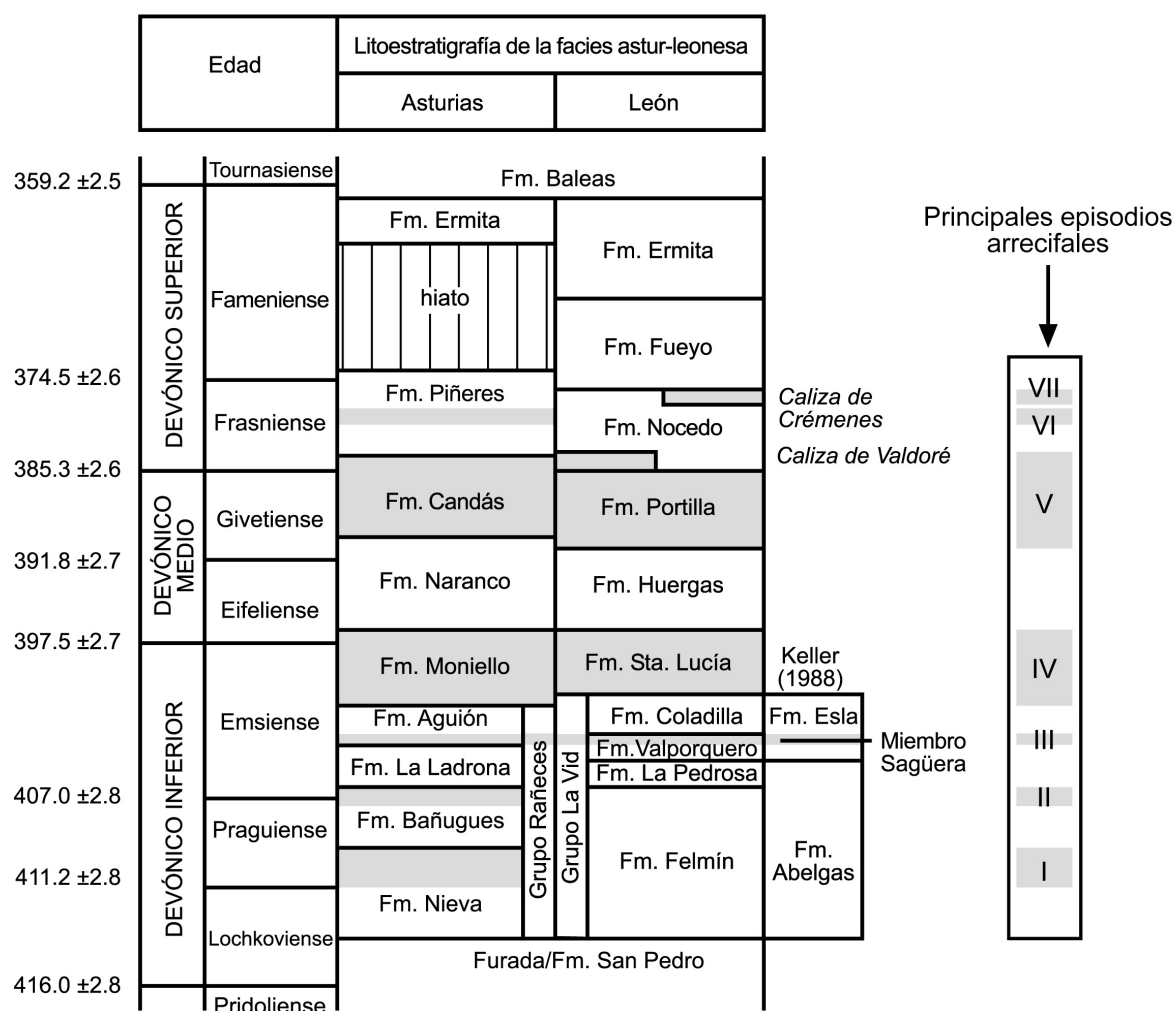


Figura 7. Columna cronoestratigráfica y litoestratigráfica para las dos vertientes de la Zona Cantábrica, Dominio Astur-Leonés, sobre la cual se han indicado los siete episodios arrecifales que aparecen representados en el Devónico. De los siete episodios, sólo tres (III, IV y V) se registran en ambas vertientes.

Las bioconstrucciones que visitaremos en esta excursión se enmarcan dentro de los **episodios IV, V y VI**, por lo que seguidamente se realiza una somera descripción de los mismos.

Episodio arrecifal IV. Formación Moniello

El episodio arrecifal más importante en cuanto a volumen de rocas bioconstruidas tuvo lugar durante el Emsiense superior y se registra dentro de la denominada **Formación Moniello** (vertiente asturiana de la Zona Cantábrica) y su equivalente lateral, la Formación Santa Lucía (vertiente leonesa) (Fig. 7). En la parte alta de ambas formaciones se sitúa el límite Emsiense/Eifeliense, marcado por la aparición del conodonto *Icriodus retrodepressus* y del braquiópodo *Arduspirifer intermedius*.

Las formaciones Moniello y Santa Lucía o Formación Moniello-Santa Lucía conforman una unidad que consiste mayoritariamente en calizas y calizas arcillosas, alternando con niveles margosos y pizarrosos delgados. Las facies de esta unidad se disponen formando franjas paralelas al Arco Astúrico, 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 que pasó por un estadio intermedio de plataforma bordeada (Coo, 1974; Méndez-Bedia, 1976; Hofmann & Keller, 2006). 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 (*op. cit.*). La distribución de facies de la Formación Moniello en un corte este-oeste en la vertiente asturiana está representada en la Fig. 8.

En este episodio arrecifal han sido reconocidas diversas bioconstrucciones con morfología tanto de biostromo como de biohermo (Fig. 8), con diferentes rasgos ambientales y faunísticos. Los biostromos desarrollados en los ambientes sublitorales son generalmente indicativos de una energía moderada a alta, están constituidos por estromatoporoideos y corales tabulados, y muestran una diversidad faunística moderadamente alta. Junto a ellos se encuentran biostromos de menor entidad, contruidos esencialmente por corales rugosos fasciculados (Fig. 9A), que se interpretan como propios de zonas más tranquilas, protegidas por una barrera arrecifal o por barras bioclásticas (Méndez-Bedia *et al.*, 1994; Hofmann & Keller, 2006). En estos últimos ambientes, es usual la presencia de diversos organismos

arrecifales (corales tabulados, corales rugosos masivos y estromatoporoideos) que no llegan a generar auténticas bioconstrucciones (Fig. 9B).

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

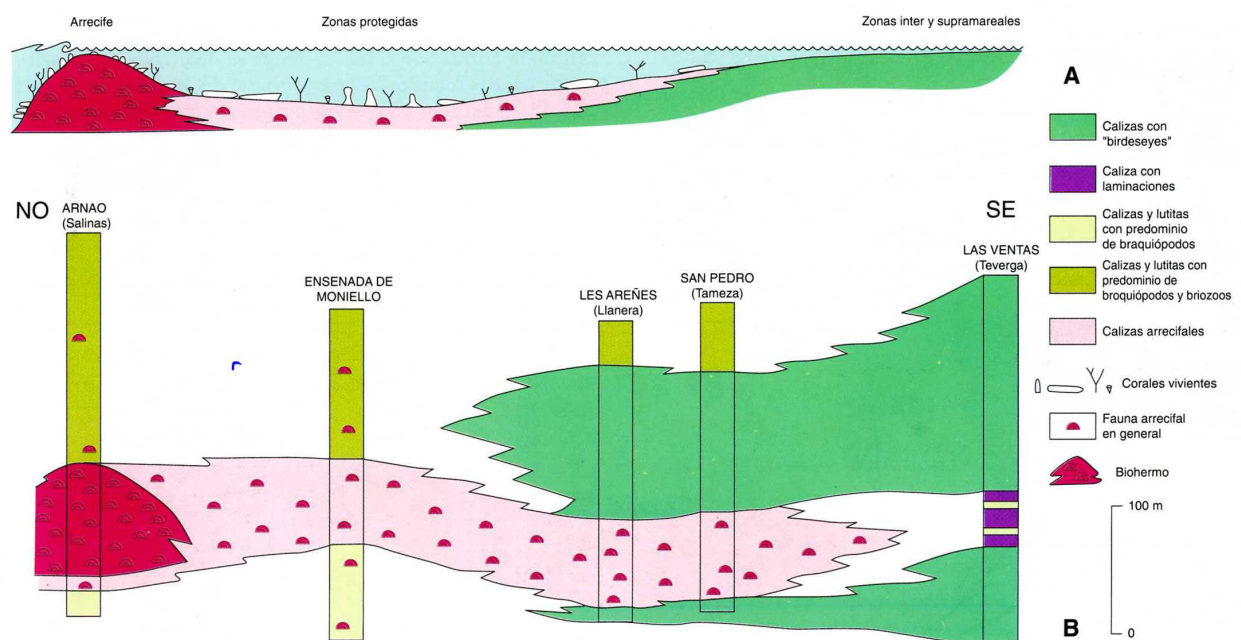


Figura 8. Distribución de facies y ambientes sedimentarios en la Formación Moniello en un corte este-oeste en la vertiente asturiana (tomado de Arbizu *et al.*, 1995)

En esta excursión visitaremos un yacimiento de la Formación Moniello en la **Parada 3, Yacimiento de la Ensenada de Moniello.**



Episodio arrecifal V. Formación Candás

El episodio arrecifal V tuvo lugar durante el Givetense, alcanzando localmente la base del Frasnense. En la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica, este episodio se encuentra registrado en la Formación Candás, mientras que en la vertiente sur aparece en su equivalente lateral, la Formación Portilla *sensu lato* (Formación Portilla *sensu stricto* más las Calizas de Valdoré de la Fm. Nocedo) (Fig. 7).

Las formaciones Candás y Portilla, o Formación Candás-Portilla, constituyen una sucesión predominantemente carbonatada en la que se distinguen cuatro intervalos litológicos. El basal y el tercero constan de calizas detríticas con fauna arrecifal arrastrada, algunas capas de ooides, y, en el caso del tercero, niveles de lutitas y areniscas localmente predominantes. El segundo y el cuarto constan principalmente de depósitos bioconstruidos de diferentes tipos. Esta sucesión fue depositada en una plataforma de tipo rampa en la que se reconocen tres cinturones de facies principales (Fig. 10). El más proximal, escasamente representado, está constituido por facies de lagoon. En dirección distal, dicho lagoon estaba 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 media y externa, presenta una sedimentación progresivamente más fangosa, con margas y pizarras, y registra, en los términos de rampa media, los depósitos más profundos (*bafflestones* y *bindstones* de organismos ramificados y laminares) de las construcciones (Fernández *et al.*, 1997).

En relación a los depósitos arrecifales, las principales facies que se reconocen, excluidos los depósitos de lagoon, muy poco frecuentes, son las siguientes (Fig. 11):

Facies 1. Brechas calcáreas (*rudstone* a *floatstone* de fragmentos de organismos constructores) con matriz bioclástica (Fig. 11A).

Facies 2. Calizas *grainstone* a *packstone* esqueléticas formando una secuencia granodecreciente (Fig. 11A).

Figura 9 (página opuesta). Dos ejemplos de depósitos presentes en la Formación Moniello y correspondientes a un ambiente sublitoral tranquilo como el que podrá observarse en la parada 3. **A**). Biostromo de corales rugosos fasciculados propio de zonas tranquilas. **B**). Estromatoporoides y coral tabulado que han crecido en regiones protegidas, en las cuales no llegan a generar bioconstrucciones.

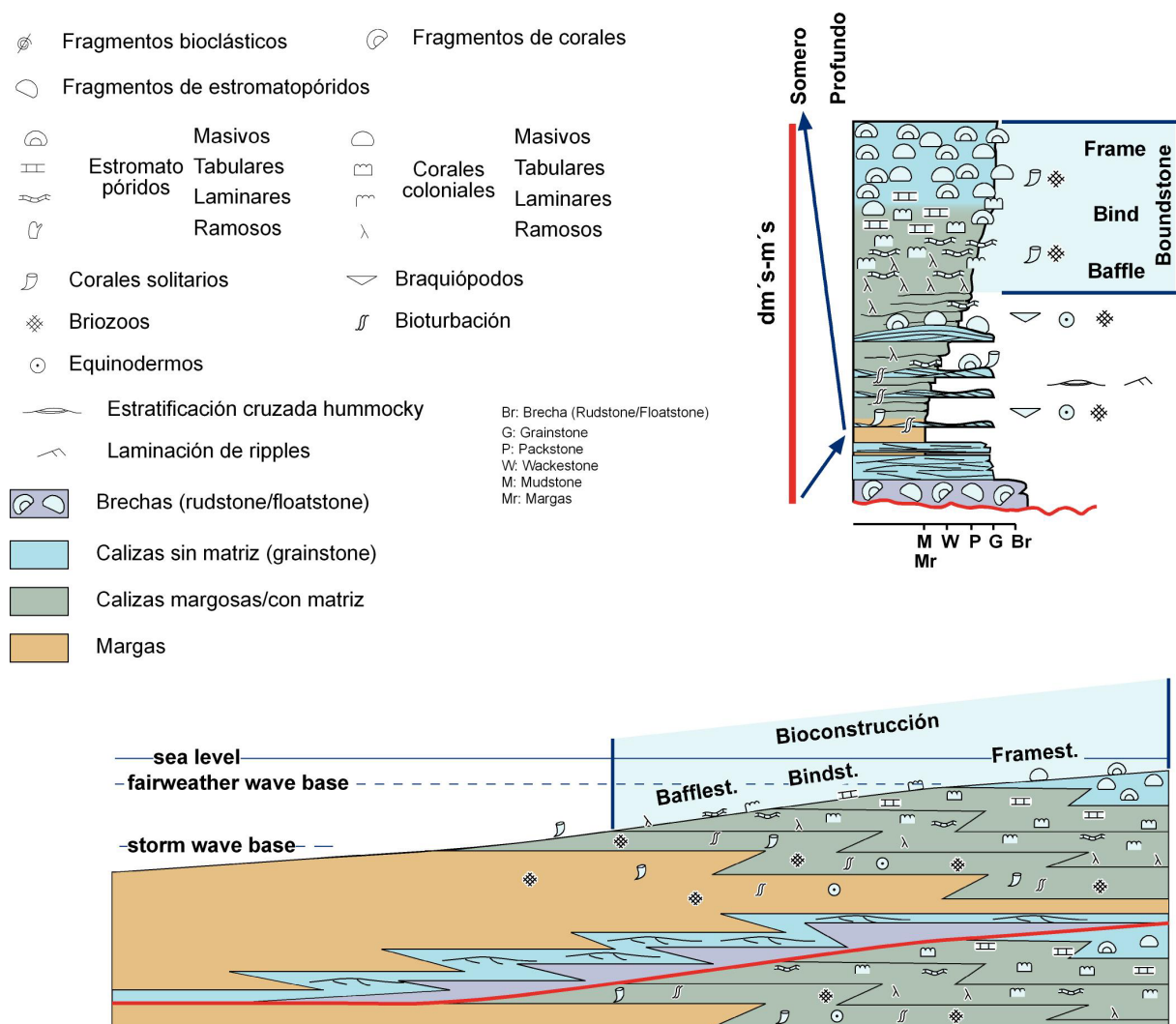


Figura 10. Modelo idealizado de distribución de facies y ordenación secuencial de los intervalos arrecifales de las formaciones Candás-Portilla (tomado de Fernández *et al.*, 1997).

Facies 3. Lutitas a margas arcillosas grises oscuras con tentaculítidos y fragmentos de peces.

Facies 4. Alternancias de lutitas a margas arcillosas grises oscuras con capas centimétricas de areniscas de grano fino con laminación de ripples y de calizas bioclásticas (*wackestone* y *packstone*). El contenido faunístico consta de briozoos, braquiópodos, corales ramificados (tabulados y rugosos) y foliares (tabulados). Los corales aparecen transportados o *in situ*, creciendo sobre capas bioclásticas, y dando lugar ocasionalmente a pequeños parches bioconstruidos (Fig. 11B).

Facies 5. Esta facies marca el inicio del desarrollo de los arrecifes. Está representada por calizas margosas, algo arenosas, *bafflestone* (rugosos o tabulados ramificados) o *bindstone* (tabulados laminares y escasos estromatoporoideos) con matriz *wackestone* esquelética (Fig. 11C).

Facies 6. Calizas *bindstone* de corales tabulados o estromatoporoideos, ambos con morfologías tabulares. La matriz es caliza esquelética arcillosa con un contenido en arcillas decreciente hacia el techo de la facies. (Fig. 11C).

Facies 7. Esta facies representa el tercer y último estadio de desarrollo arrecifal. Son calizas *framestone* de corales tabulados y/o estromatoporoideos, ambos con morfologías irregulares. De modo subordinado aparecen corales rugosos masivos. La matriz es una caliza *packstone* a *grainstone* esquelética (Fig. 11A-D).

El análisis secuencial de la Formación Candás-Portilla ha permitido establecer un modelo de la evolución de la plataforma (Fernández *et al.*, 1997) (Figs. 10 y 11D). La sucesión general está organizada en secuencias de espesor métrico a decamétrico. Cada secuencia tiene una base neta a rápidamente gradual y se subdivide en dos subsecuencias. La subsecuencia inferior es delgada pudiendo faltar en ocasiones, tiene un carácter transgresivo y consta de brechas arrecifales formando *lags* transgresivos (facies 1) y de barras bioclásticas (facies 2), que evolucionan a fangos de rampa distal/cuenca (facies 3), y una subsecuencia superior regresiva que registra el paso desde los fangos de rampa profunda (facies 4) hasta las construcciones (*bafflestone* y *bindstone*, facies 5 y 6, y finalmente *framestone*, facies 7). Eventualmente, la secuencia continuaría hasta los depósitos de lagoon.

En esta excursión, se examinarán varios ejemplos de los depósitos arrecifales de la Formación Candás, tanto en la **parada 1** en la localidad de **Perán**, como en uno de los afloramientos de la **parada 2**, en la **Playa de Carranques**.

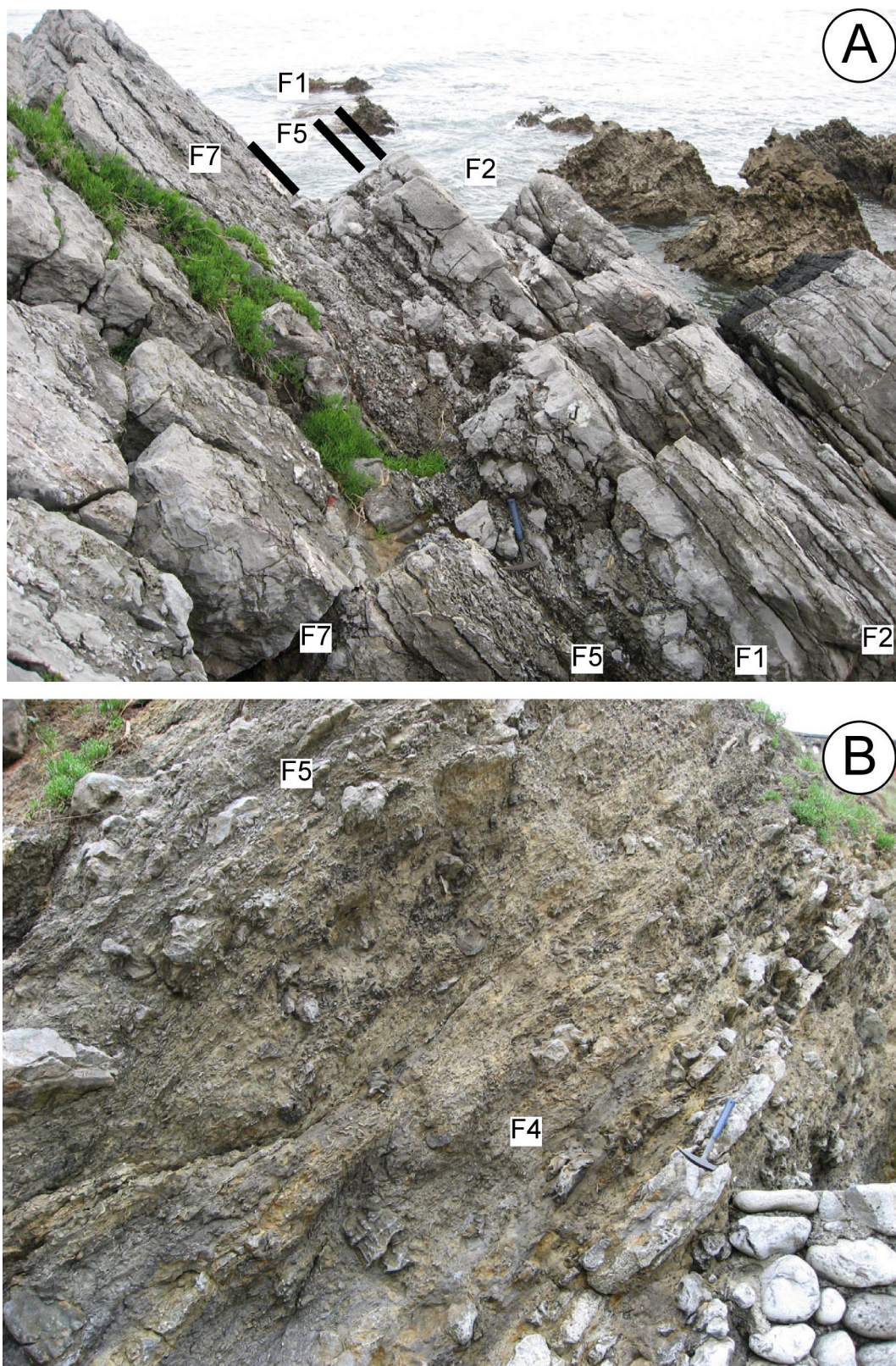
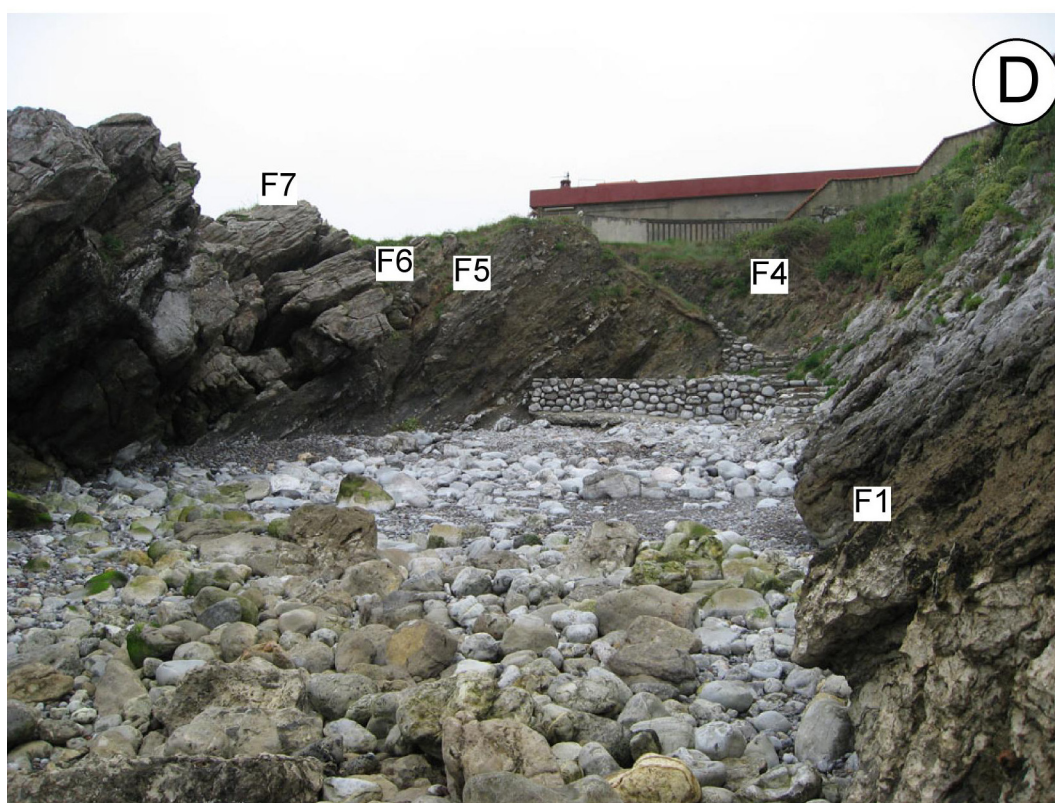
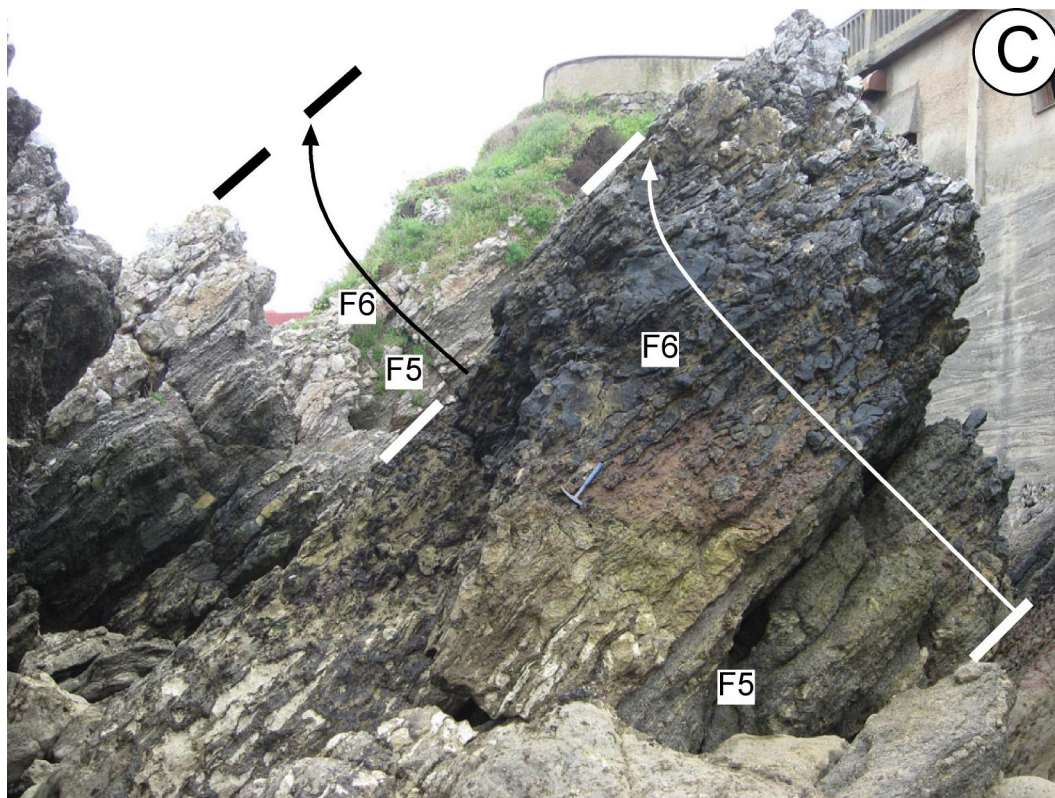


Figura 11. Ejemplos de campo de las facies arrecifales de la Formación Candás en la localidad de Perán (intervalo I; ver Figs. 12 y 13). **A)** Ejemplos de depósitos arrecifales (*framestone*, facies 7, y *bafflestone/bindstone*, facies 5) cubiertas de modo erosivo por depósito transgresivo de brechas de fragmentos de constructores (facies 1) y calcarenitas con estratificación cruzada (facies 2). **B)** Ejemplo de fangos de rampa profunda con capas



esqueléticas y abundante fauna (facies 4). A techo pasan depósitos arrecifales (facies 5 y 6). **C)** Facies de *bafflestone*/*bindstone* de organismos ramosos y laminares (facies 5) y de *bindstone* de organismos tabulares (facies 6) organizadas en varias secuencias bien marcadas. **D)** Secuencia completa desde brechas de organismos arrecifales (facies 1), a la derecha, hasta fangos de rampa externa (facies 4) que pasan a depósitos arrecifales (facies 5 a 7).

Episodio arrecifal VI. Formación Piñeres

El episodio arrecifal VI es de edad Frasnense y tiene un desarrollo menor que los anteriores. Se registra en la parte inferior de la Formación Piñeres (Radig, 1962) y consiste en una serie básicamente siliciclástica, de unos 400 m de espesor, que aflora únicamente en la vertiente asturiana. La parte inferior de esta unidad está formada por areniscas calcáreas y ferruginosas que alternan con calizas arenosas, calizas arcillosas fosilíferas y margas. Localmente, esta unidad presenta pequeños parches biostromales.

En esta excursión, veremos estos biostromos en la **parada 2**, en uno de los afloramientos puntuales que se visitan en la **Playa de Carranques**.

Extinción de los arrecifes

El último episodio arrecifal del Devónico de la Cordillera Cantábrica ha quedado registrado en las Caliza de Crémenes (exclusiva de la vertiente sur), de edad Frasnense superior. En la vertiente norte, el último episodio corresponde a los biostromos de la Fm. Piñeres que se visitan en la parada 2 de esta excursión.

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 relacionar este episodio con fenómenos coetáneos globales.

La finalización de los arrecifes en el Devónico de la Zona Cantábrica está muy próxima al límite Frasnense-Famenense, 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-Famenense. Dicho evento no aparece representado en ninguna de las vertientes de la Zona Cantábrica debido a la existencia de una laguna que abarca el Frasnense más alto y el Famenense inferior.

Itinerario

El objetivo de esta excursión es mostrar varios ejemplos de bioconstrucciones ligadas a tres episodios arrecifales del Devónico, que afloran en la costa asturiana. Para esta finalidad se visitan tres secciones correspondientes a las Formaciones Candás (Givetiense, **parada 1, Perán y 2, Carranques**), Piñeres (Frasniense, **parada 2, Carranques**) y Moniello (Emsiense-Eifeliense, **parada 3, Ensenada de Moniello**).

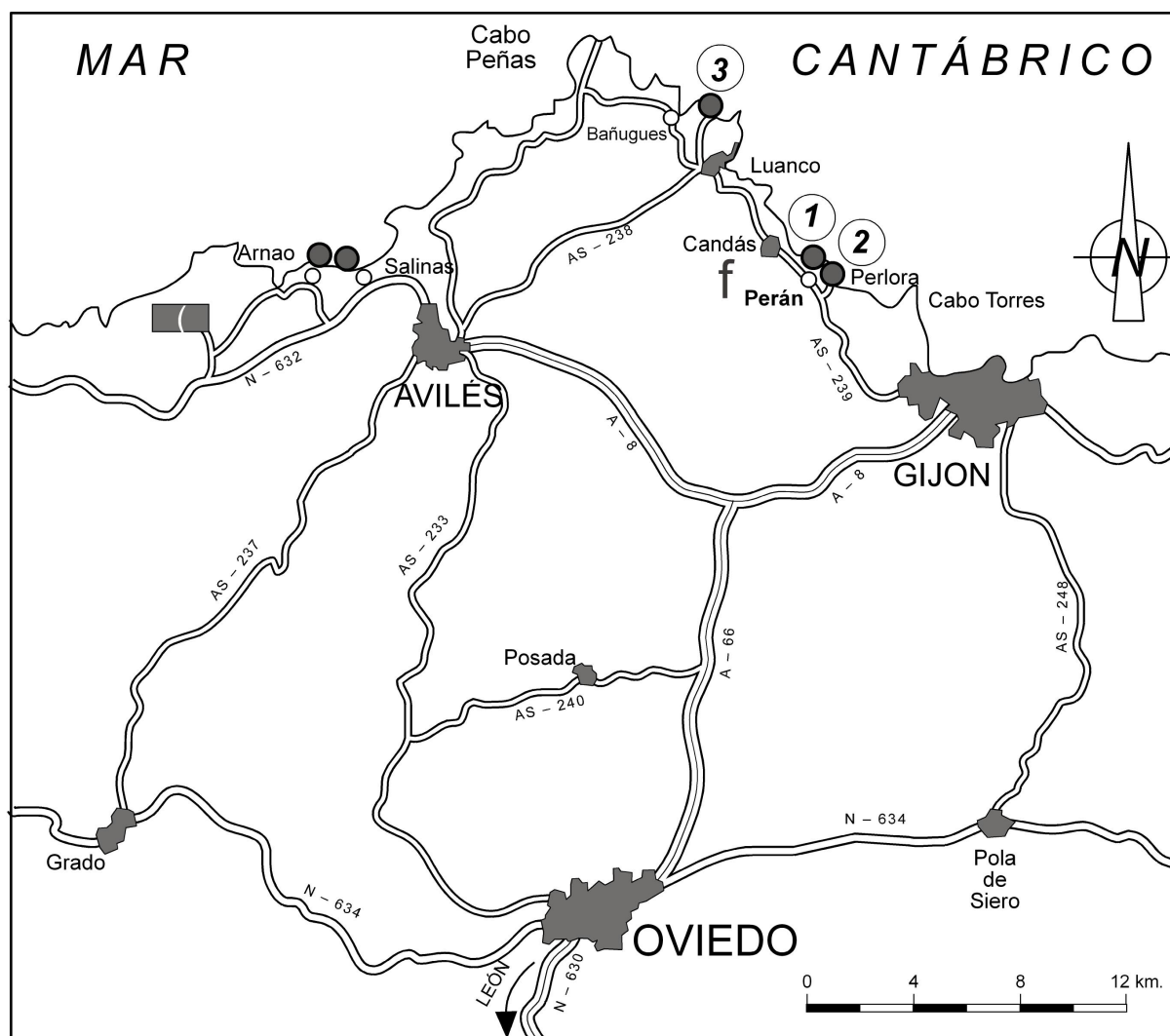


Figura 12. Localización geográfica de las paradas: 1, Perán; 2, Playa de Carranques; 3, Ensenada de Moniello.

PARADA 1

Perán

Localización geográfica

Este afloramiento se sitúa en la costa, al este del Cabo de Peñas, después de pasar el pueblo de Candás, y siguiendo la carretera regional, AS-239, dirección Gijón (Fig. 12)

Localización geológica

Flanco NO del sinclinal de Perlora (Unidad de Somiedo-Correcillas, Región de Pliegues y Mantos). Mapa Geológico, 1:50.000, hoja 14 (Gijón)

Unidades litoestratigráficas

En esta parada, estratotipo de la Formación Candás, se van a visitar los depósitos arrecifales de la Formación, y su organización y posición dentro de las secuencias definidas en la misma. Los ejemplos a examinar pertenecen al segundo de los intervalos distinguidos en la Formación. En concreto se estudiarán ejemplos pertenecientes a las unidades C-F e I (Fig. 13)

Edad

Devónico Medio (Givetense superior)

Episodios arrecifales representados

Episodio V (Fm. Candás)

Tipología arrecifal y ambiente sedimentario de la Fm. Candás

El intervalo C (Fig. 13) está formado por depósitos arrecifales, principalmente *framestone* de estromatoporoides (facies 7) que se superponen a una primera fase arrecifal compuesta por *bafflestones* de corales tabulados ramificados (facies 5). Se observa que la porosidad de armazón entre los constructores está rellena por un sedimento grano-soportado, principalmente *grainstone*, que informa sobre la energía del medio. A techo de la unidad C, se disponen los depósitos removilizados (*rudstone* y *floatstone*; facies 1) de la unidad D, con algunos términos construidos (unidad E) y finalmente las calizas *grainstone* esqueléticas con diversos tipos de estratificación cruzada (facies 2) de la unidad F. En conjunto el intervalo visitado muestra la evolución de un edificio arrecifal hasta sus términos más someros y energéticos (unidad C) y su posterior destrucción (unidad E) y paso a una plataforma con barras (unidad F), a lo largo de un proceso transgresivo (Figs. 10 y 13).

Los principales componentes faunísticos del intervalo C están representados por estromatoporoides (*Atelodictyon* cf. *strictum*, *Neosyringostroma* sp., *Gerronostroma* sp.

Amphipora sp., *Stachyodes* sp), corales rugosos (*Endophyllum* sp., *Phillipsastrea* cf. *hennahi*) y corales tabulados (*Thamnopora* sp.).

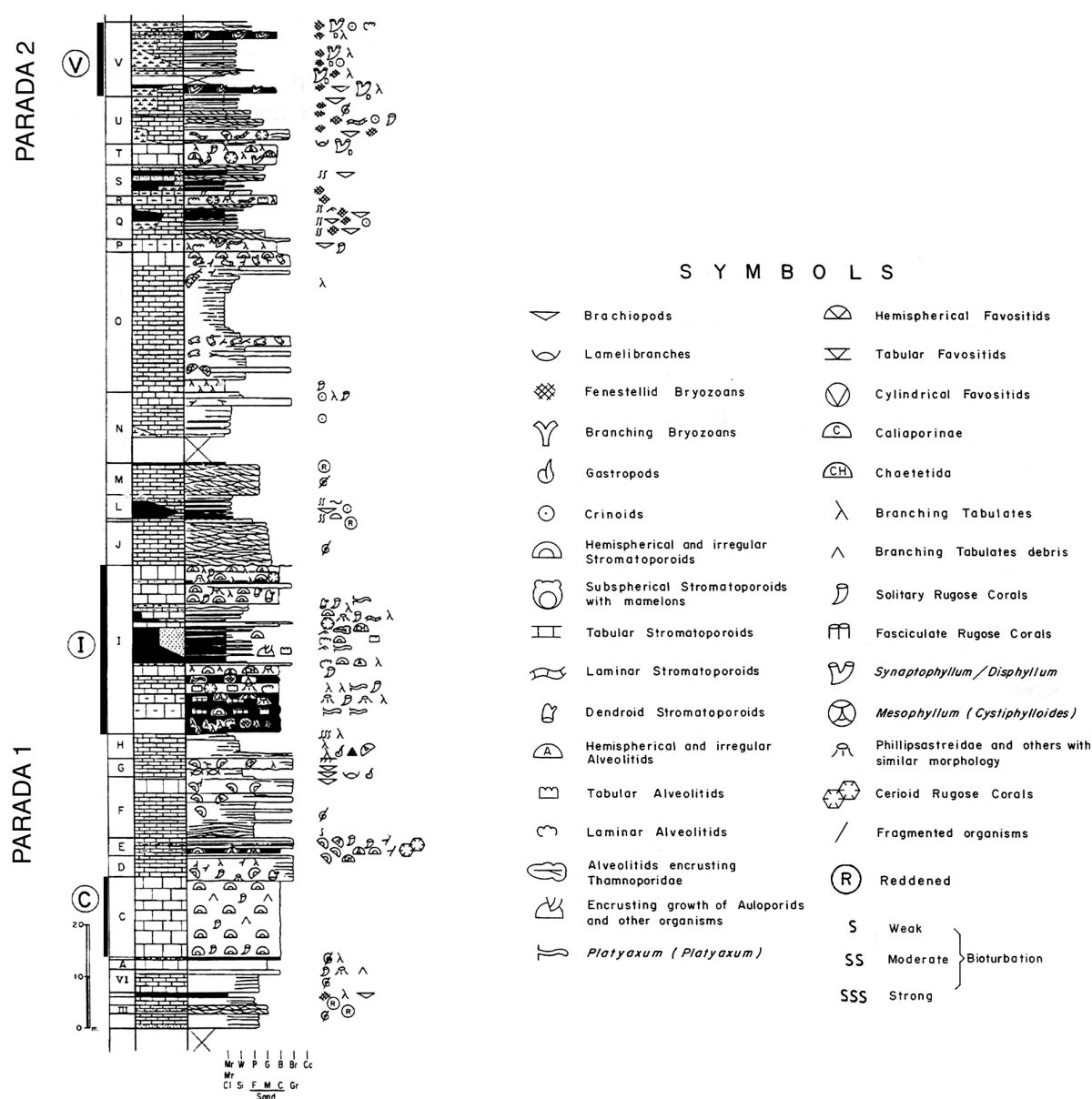


Figura 13. Columna estratigráfica de la Formación Candás en la sección de Perán-Carranques, mostrando la distribución de los intervalos arrecifales y el contenido faunístico.

El intervalo I (Figs. 11D y 13) muestra algunos de los mejores ejemplos de las secuencias antes descritas, desde las brechas transgresivas (facies 1), barras de plataforma (facies 2) y términos de rampa profunda (facies 4) hasta términos arrecifales, en principio de ambientes más profundos y tranquilos (*bafflestones* y *bindstones* de las facies 4 y 5) y finalmente de

áreas someras y energéticas (*framestone* de la facies 7) (Fig. 10). La mitad inferior de la unidad I consta de varias secuencias incompletas formadas principalmente por *bafflestones* y *bindstones* ricos en fango (facies 5 y 6; Fig. 11C). Sobre ellas, y tras unas brechas transgresivas (facies 1) que afloran en el margen NW de una pequeña playa, se extiende la secuencia mejor expuesta (Fig. 11D). Esta secuencia ocupa la mitad superior de la unidad I, y registra el paso desde depósitos de baja energía, ricos en lodos (facies 4; Fig. 11B), hasta depósitos contruidos, *bafflestone* y *bindstone* con matriz fangosa y, finalmente, *framestone* con matriz *grainstone* (facies 5 a 7; Fig. 11D). A techo de la unidad I (Fig. 11A), una nueva superficie erosiva transgresiva cubierta por brechas (facies 1), da paso a las calizas *grainstone* con estratificaciones cruzadas (facies 2) de la unidad J que representan una plataforma con barras y tendencia profundizante hasta rampa profunda desarrollada a su techo (facies 3).



Figura 14. Superficie en la que se observa una colonia de corales rugosos (fillipsastreidos), un estromatoporóideo, ambos con morfologías domales aplanadas, y corales rugosos solitarios dispersos. Facies 6 (*bindstone*) del intervalo I inferior.

La fauna arrecifal más significativa del intervalo I está compuesta por estromatoporoideos (*Stromatopora* sp., *Neosyringostroma* sp., *Gerronostroma* sp., *Atelodictyon* cf. *strictum* *Amphipora* sp.), corales rugosos (*Heliophyllum chengi*, *Breviphrentis kullmanni*, *Siphonophrentis cantabrica*, *Acanthophyllum* cf. *concavum*, *Mesophyllum* (*Mesophyllum*) *secundum secundum*, *Phillipsastrea* cf. *hennahi*, *Hexagonaria* cf. *mirabilis*, *Medusaephyllum pradoanum*, *Sinaxis bulbosa*), corales tabulados (*Alveolites parvus*, *Spongioalveolites* sp., *Platyaxum* (*Platyaxum*) *escharoides*, *Platyaxum* (*Roseoporella*) sp., *Thamnopora patula*, *Thamnopora beliakovi*, *Thamnopora alta*) y quetétidos (*Rhaphidopora* sp., *Chaetetella* (*Chaetetella*) sp.) Aparecen comúnmente ejemplos de bioclastraciones e interrelaciones diversas, tanto en corales tabulados (*Helicosalpinx* sp.) como en estromatoporoideos (siringopóridos). En las Figs. 14, 15 y 16 se muestran ejemplares de los principales organismos constructores presentes en este intervalo.



Figura 15. Foto de detalle de un estromatoporoideo bulboso con un crecimiento en capas, de perfil recortado, rodeado por abundantes colonias de alveolítidos foliares bifaciales. Facies 5 (bindstone) del intervalo I.

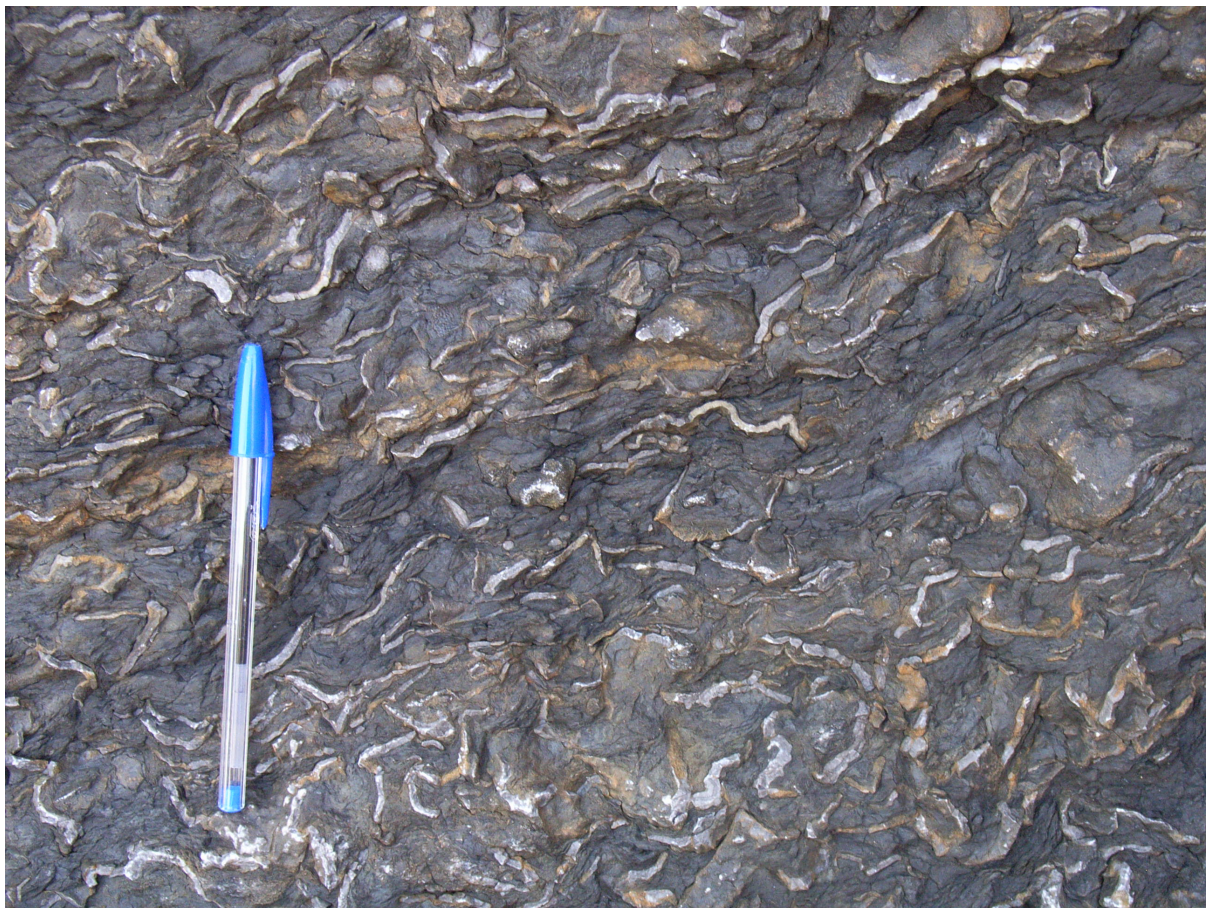


Figura 16. Foto de detalle en la que se muestran los fragmentos resultantes de la fragmentación de grandes colonias foliares bifaciales desarrolladas por el coral tabulado *Platyaxum*. Facies 4 (bindstone) del intervalo I.

PARADA 2

Playa de Carranques

Localización geográfica

Este afloramiento se sitúa al E del Cabo de Peñas, SE de Candás, y corresponde a una de las playas que integra el complejo urbanístico de Perlora (Fig. 12)

Localización geológica

Flanco SE del sinclinal de Perlora (Unidad de Somiedo-Correcillas, Región de Pliegues y Mantos). Mapa Geológico, 1:50.000, hoja 14 (Gijón)

Unidades litoestratigráficas

En esta parada se observan dos biostromos que pertenecen a dos formaciones diferentes (Fig. 17). Uno de ellos corresponde a un afloramiento de la parte alta de la Formación Candás (que ya se ha visitado en la parada 1; Fig. 13); el otro biostromo se desarrolla en la Formación Piñeres, también en su parte superior.

Edad

Givetiense superior (techo de la Fm. Candás) y Frasnense superior (techo de la Fm. Piñeres)

Episodios arrecifales representados

Episodio V (Fm. Candás) y VI (Fm. Piñeres)

Tipología arrecifal y ambiente sedimentario de la Fm. Candás

Los mejores afloramientos de la parte superior de la Fm. Candás de toda el área de Perán-Carranques se encuentran en la playa de Carranques, razón por la cual esta porción de la formación (unidades T-V en la Fig. 13) ha sido descrita en esta localidad. El intervalo a examinar consiste en calizas mudstone y margas de rampa externa (facies 3 y 4), que contienen pequeños biostromos, de hasta 1 m de potencia. Estos biostromos están constituidos por calizas *bafflestone* edificadas principalmente de corales rugosos fasciculados del género *Disphyllum*, acompañados en menor proporción por corales tabulados ramificados de la familia de los thamnopóridos. Las colonias de *Disphyllum* están constituidas por coralitas largas y poco ramificadas, las cuales son comunes en este tipo de ambiente.

Los principales componentes faunísticos de estos biostromos son *Disphyllum caespitosum lazutkini*, *D. caespitosum furcatum*, *Aristophyllum occidentale* y *Thamnopora* spp.

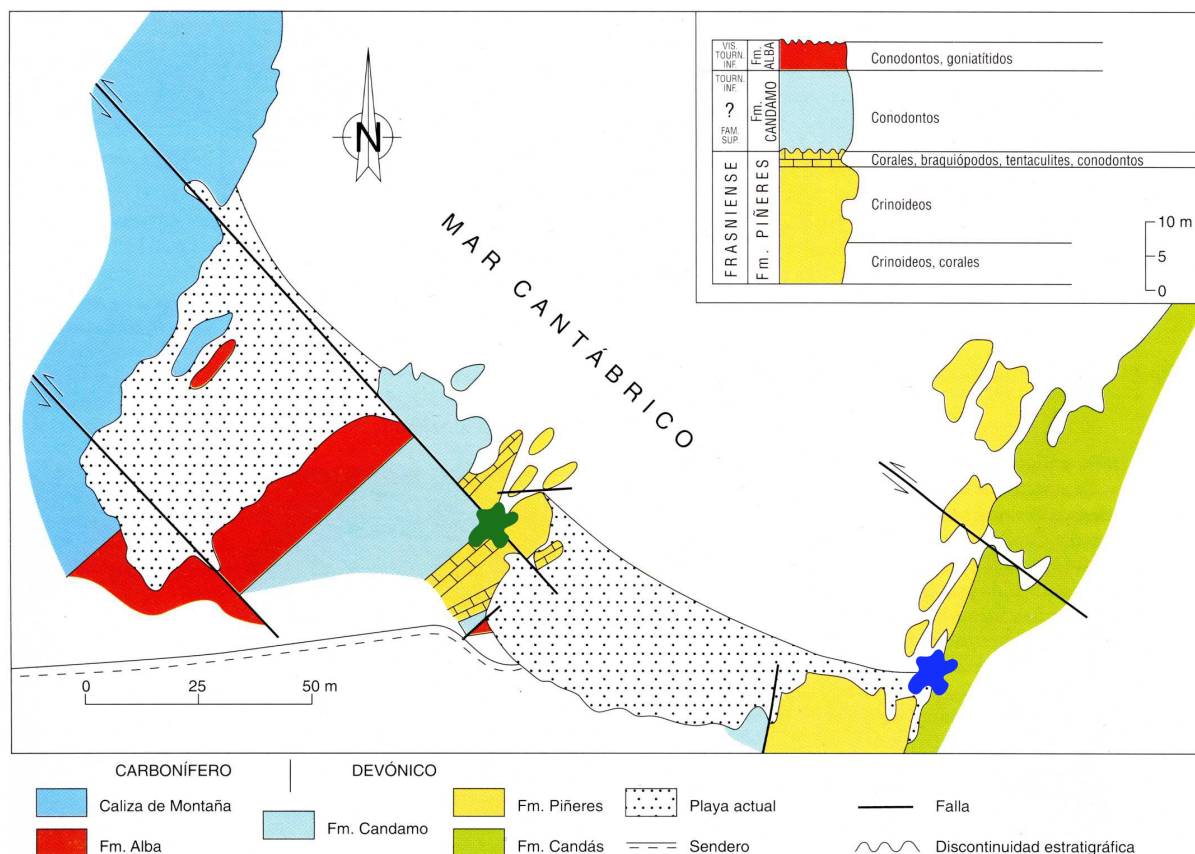


Figura 17. Afloramientos del Devónico y Carbonífero en la playa de Carranques indicando los niveles arrecifales que se visitan en esta parada. Mancha verde: Biostromo de la Formación Piñeres; mancha azul: Biostromos de la parte alta de la Formación Candás. En la parte superior derecha, sucesión litoestratigráfica esquemática de la Formación Piñeres en esta localidad, mostrando los niveles con corales situados en la parte alta de la misma.

Tipología arrecifal y ambiente sedimentario de la Fm. Piñeres

En esta localidad, la parte más alta de la Formación Piñeres muestra un desarrollo biostromal de pequeña entidad. No obstante, su interés radica en que se trata del último episodio arrecifal conocido del Devónico asturiano.

Esta unidad consiste en dos niveles bioconstruidos con una capa bioclástica intermedia. El primero de estos niveles, con un espesor de 30 cm, es un *bafflestone* constituido principalmente por pequeñas colonias de *Disphyllum* caracterizadas por coralitas de pequeño diámetro. La fauna acompañante incluye thamnopóridos, briozoos ramificados y escasos braquiópodos. Toda esta fauna se encuentra englobada en una caliza *wackestone* bioclástica localmente margosa. El segundo nivel, que puede alcanzar 1,5 m de espesor, es un biostromo

con matriz arcillosa, construido por colonias de *Disphyllum* con coralitas de mayor tamaño que aquellas que aparecen en el nivel anterior. Como fauna asociada se encuentran thamnopóridos, alveolítidos y briozoos fenestélidos. Próximo a la base aflora un nivel discontinuo con abundantes alveolítidos de morfología laminar a tabular.

Los principales componentes faunísticos de estos niveles son corales rugosos fasciculados entre los que se encuentran los taxones *Disphyllum cylindricum*, *D. geinitzi*, *D. caespitosum pashiense*, *D. rugosum magnum*, *Tabulophyllum gorskii* y ocasionales corales tabulados ramificados pertenecientes a *Thamnopora* spp.

PARADA 3

Ensenada de Moniello

Localización geográfica

Este afloramiento se sitúa en la costa asturiana, al E del Cabo de Peñas, entre las localidades de Luanco y Bañugues (Fig. 12). A la salida de Luanco, viniendo de Candás, se toma un desvío a la derecha que finaliza en la Ensenada de Moniello.

Localización geológica

Región de Pliegues y Mantos, Unidad de Somiedo-Correcillas. Mapa Geológico, 1:50.000, hoja 14 (Gijón)

Unidades litoestratigráficas

Formación Moniello, parte media. Esta localidad es el estratotipo de la Formación.

Edad

Emsiense superior

Episodios arrecifales representados

Episodio IV (Fm. Moniello)

Tipología arrecifal y ambiente sedimentario de la Fm. Moniello

En esta localidad, la Formación Moniello está compuesta por 250 m de calizas y calizas arcillosas de color gris oscuro, con delgadas intercalaciones de lutitas de tonos gris oscuro (Fig. 18). Está caracterizada por un rico contenido en fauna bentónica (braquiópodos, briozoos, crinoideos, corales rugosos y tabulados, estromatoporoideos, etc.) que, en la mayor parte de las ocasiones, se encuentra parcialmente silicificada.

Desde el punto de vista litológico y faunístico se distinguen tres miembros informales (Figs. 19 y 20). El miembro inferior, de unos 86 m de espesor, está constituido por calizas y lutitas, con abundantes braquiópodos. El miembro medio, de 65 m de espesor, está formado por calizas y calizas arcillosas con una rica fauna arrecifal. Por último, el miembro superior, con unos 120 m de espesor, consiste en calizas con niveles lutíticos alternantes, y con abundantes braquiópodos y briozoos. El tipo de litofacies (packstone, wackestone y ocasionalmente grainstone) y biofacies (desarrollo local de constructores de arrecifes) sugiere, en general, que esta formación se depositó en una rampa marina somera y tranquila con cortos periodos de agitación. En este contexto se dieron también las condiciones apropiadas para el desarrollo de algunos delgados biostromos.



Figura 18. Vista parcial del afloramiento de la Fm. Moniello en su localidad tipo, que se visita en esta excursión

En esta parada se observa en detalle el miembro medio de la formación (Figs. 18, 19 y 20), que se caracteriza por la presencia de numerosos organismos constructores. Litológicamente, está formado por calizas y calizas arcillosas estratificadas, alternando con niveles de lutitas. En estas capas aparecen estromatoporoideos de morfologías variadas (laminares a tabulares, esféricas, domales, irregulares....) (Fig. 21), corales tabulados masivos (mayoritariamente favosítidos) (Fig. 22) y ramificados (thamnopóridos), y corales rugosos coloniales (tanto fasciculados como cerioides) (Figs. 23, 24) y solitarios. Algunos corales y estromatoporoideos están volcados y/o rotos (Fig. 22). La mayor o menor abundancia de los distintos grupos de organismos, así como las morfologías que adoptan mantienen una estrecha relación con variaciones en el contenido en arcillas del sustrato. Localmente se produce el desarrollo de niveles biostromales contruidos por corales rugosos fasciculados del género *Synaptophyllum* y capas con una rica fauna de corales tabulados acompañados, en menor medida, de rugosos.

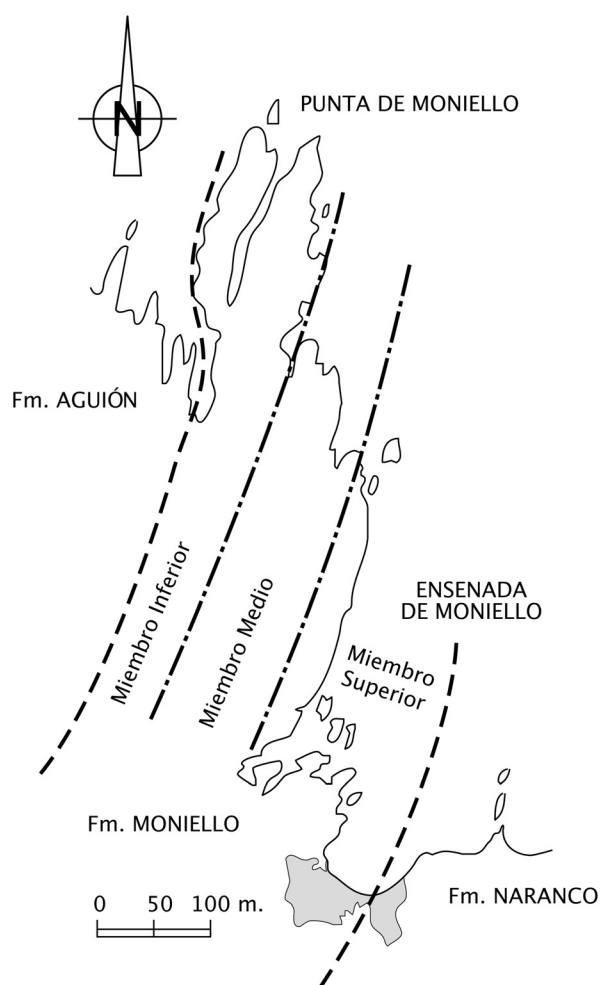


Figura 19. Mapa geológico muy esquemático que muestra los tres miembros de la Formación Moniello en su sección tipo. En la parada visitaremos especialmente el miembro medio.

Estos materiales de la parte media son equivalentes lateralmente a los que constituyen el arrecife de Arnao, localizado al W del Cabo de Peñas (Fig. 8). Su depósito se ha interpretado como propio de zonas protegidas de plataforma por detrás del arrecife.

La fauna más significativa de este yacimiento está formada por estromatoporoideos: *Actinostroma verrucosum*, *Atelodictyon* cf. *fallax*, *Clathrodiction* sp., *Stromatoporella granulata*, *S. selwyni*, *Neosyringostroma logansportense*, *Stromatopora* sp., entre otras especies; corales rugosos: principalmente las especies *Synaptophyllum multiseptatum*, *Mesophyllum* (*Cystiphyllodes*) *monielloense*, *M. (C.) secundum secundum*; y corales tabulados: *Squameofavosites* ex gr. *hispanicus*, *Favosites styriacus*, *F. robustus*, *Alveolites lemniscus*, *Heliolites barrandei*, y varias especies del coral ramificado *Thamnopora*.

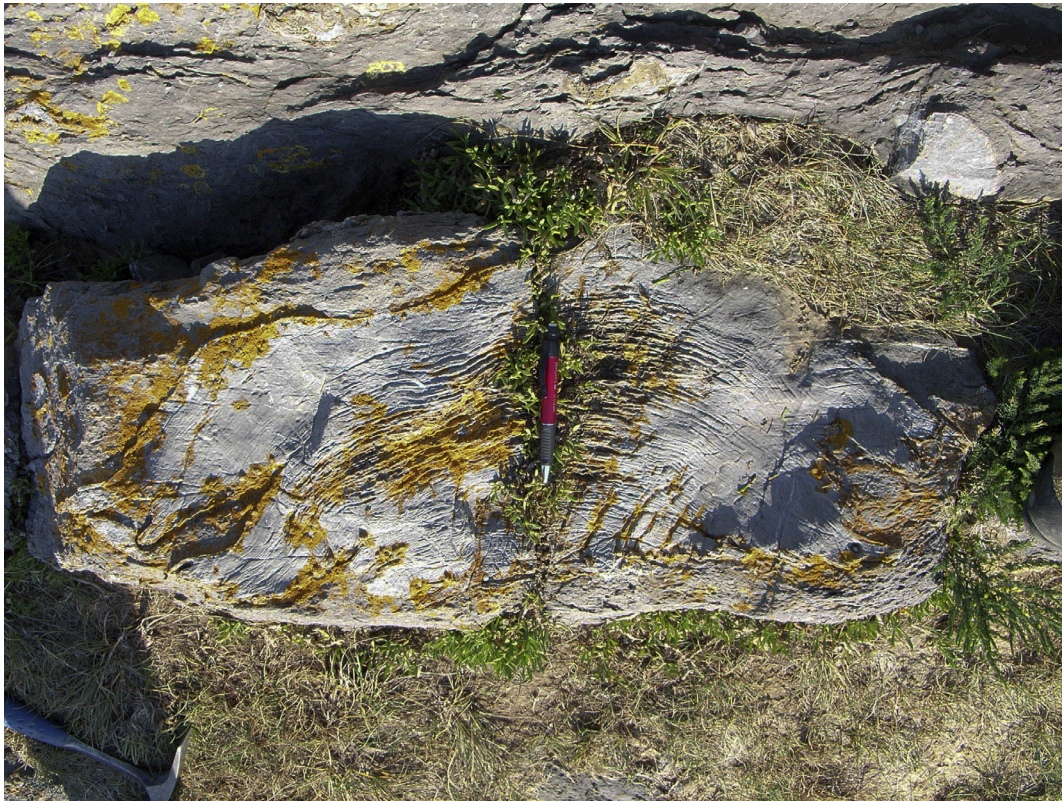


Figura 21. Foto de detalle de un gran estromatoporoideo domal, cuya sección natural muestra la laminación propia de estos organismos.



Figura 22. Diversas colonias de corales tabulados tanto masivos como, en menor medida, ramificados y bases calcáreas de estromatoporoideos, que destacan por su silicificación.

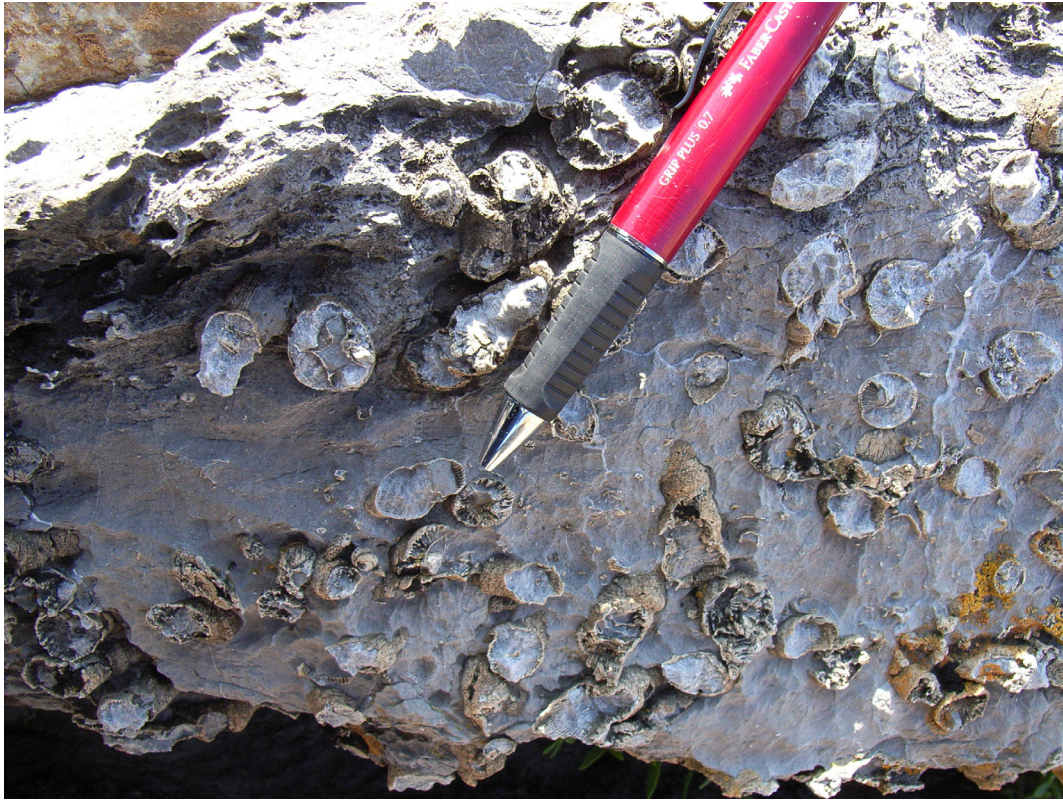


Figura 23. Cálices y fragmentos de grandes coralitas pertenecientes a una colonia de corales rugosos fasciculados. La silicificación favorece su observación en el terreno.



Figura 24. Superficie con abundantes corales rugosos fasciculados y otros organismos. Durante el Devónico Medio, estos corales formaron amplias praderas cuyos restos se observan hoy en numerosas superficies de estratificación.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos PB98-1563 (ya finalizado), MEC 2005-CGL05/03715 y por los Fondos FEDER. Representa, asimismo, una contribución al PICG 499 “Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate”. Los autores de esta guía quieren mostrar su agradecimiento a Jenaro L. García-Alcalde por su inestimable ayuda en labores de campo y a los organizadores principales de las XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (José Carlos García-Ramos, Laura Piñuela y José Ignacio Ruiz-Omeñaca) por su invitación a participar en las mismas mediante la organización de esta excursión.

Referencias

- Aller, J., Bastida, F. y 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.
- Alonso, J.L., Álvarez-Marrón, J., Aller, J., Bastida, F., Farias, P., Marcos, A., Marquínez, J., Pérez-Estaún, A. y 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.
- Arbizu, M., Aller, J. y Méndez-Bedia, I. 1995. Rasgos geológicos de la región del Cabo Peñas. *In: Geología de Asturias*, (Eds. C. Aramburu y F. Bastida), Ediciones Trea, Gijón, 231-246.

- Barrois, C. 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, **9**, 126-131.
- Bereskin, S.R. 1978. Subdivisión estratigráfica de la Caliza de Candás. Devónico del noroeste de España. *Suplemento de Ciencias del Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, **23**, 89-97.
- 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*, (Coord. 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.B., Crick, R.E., García-Alcalde, J.L., Soto, F.M., Truyols-Massoni, M., El Hassani, A. & Kovas. E. J. 2001. Global correlation using magnetic susceptibility data from Lower Devonian rocks. *Geology*, **29**, 583-586.
- Ellwood, B.B., García-Alcalde, J.L., El Hassani, A., Hladil, J., Soto, F.M., 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Frankenfeld, H. 1981. Krustenbewegungen und Faziesentwicklung im Kantabrischen 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.
- Fry, S.A. y Bereskin, S.R. 1977. Arrecifes del Devónico Medio y Superior del Miembro Perán (Caliza de Candás) en el Cabo Peñas (Asturias, España). *Resumen de las comunicaciones del VIII Congreso Nacional de Sedimentología*, 1-2.
- 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-López, S. & F. Bastida), 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. y 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.
- Loevezijs, G.B.S. van. 1989. Extinction pattern for the Middle-Upper Devonian stromatoporoid-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.

- 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. 1984. Paleoeological succession in a Devonian organic buildup (Moniello Fm., Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geobios*, Mém. Spec. **8**, 151-158.
- 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.
- Oekentorp, Kl. 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 y 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. 1988. 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., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J.F. y 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, 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.
- Radig, F. 1962. Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien). *Geologische Rundschau* **51**(1), 249-267.
- Raven, J.G.M. 1983. Conodont biostratigraphy and depositional history of the Middle Devonian to Lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (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. McKerrow & C.R. Scotese). *Geological Society Memoir*, **12**, 411-419.
- Sánchez de la Torre, L. y Manjón, M. 1976. Facies de la Caliza de Moniello en la zona de Arnao, Asturias. *Trabajos de Geología*, **8**, 109-129.
- Scotese, C.R. & McKerrow, W.S. 1990. Revised world maps and introduction. *In: Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography* (Eds. W.S. McKerrow & C.R. Scotese). *Geological Society Memoir*, **12**, 1-21.
- Soto, F. 1977. Rugosos solitarios del Devónico de la Cordillera Cantábrica (suborden Streptelasmatina). Tesis inédita. Universidad de Oviedo. 1-198.
- Soto, F. 1978. *Crassycyclus* n. gen. (Coelenterata, Rugosa) del Devónico de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, **10**, 425-434.
- Soto, F. 1982. Plerophyllidae y Pentaphyllidae (Coelenterata, Rugosa) del Devónico de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, **12**, 49-61.
- Soto, F. y Méndez-Bedia, I. 1985. Estudio de una asociación Coral Rugoso-Estromatopórido en el arrecife de Arnao (Fm. Moniello, Asturias, NW de España). *Trabajos de Geología*, **15**, 203-209.
- Soto, F., Méndez-Bedia, I. y Fernández-Martínez, E. 1994. Construcciones arrecifales del Devónico de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Revista Española de Paleontología*, **9**(1), 29-36.
- 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.
- Verneuil, E. de et Archiac, A. d.' 1845. Note sur les fossiles du terrain paléozoïque des Asturies. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **2**(2), 58-480.

