



Sobre la presencia de la Formación Naranco (Devónico Medio) en el Manto de Bodón (Zona Cantábrica): implicaciones paleogeográficas

J.L. ALONSO¹, J. L. GARCÍA-ALCALDE¹, C. ARAMBURU¹, J.C. GARCÍA-RAMOS¹, A. SUÁREZ²
E I. MARTÍNEZ ABAD¹

¹*Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. c/ Jesús Arias de Velasco s/n 33005 Oviedo, España.*

e-mail: jlonso@geol.uniovi.es

²*Instituto Geológico y Minero de España. Parque Científico de León, Avda. Real 1, 24006 León, España.*

Resumen: El Manto de Bodón presenta en su extremo occidental un extenso afloramiento de areniscas y pizarras con litofacies de la Formación Naranco, que clásicamente ha sido atribuido a las formaciones Nocedo y/o Ermita del Devónico Superior. El hallazgo de una fauna de braquiópodos del Devónico Medio confirma la edad propia de la Formación Naranco. En el Manto de Bodón esta formación se acuña progresivamente hacia el noreste hasta desaparecer, como consecuencia de la discordancia de la Formación Ermita del Devónico más superior. Esta disposición es similar a la que se presenta en otras unidades tectónicas de la Zona Cantábrica, como la Escama de Correcilla y los mantos del Aramo y Corniero.

Palabras clave: Zona Cantábrica, Devónico, Formación Naranco, Manto de Bodón, Paleogeografía del Paleozoico.

Abstract: A succession of Middle Devonian sandstones and shales (Naranco Formation) occurs in the Bodón Nappe of the Cantabrian Zone. This succession extends along several tens of kilometres away and had previously been attributed to the Nocedo and/or Ermita formations of Upper Devonian age. The Naranco Formation in the western Bodón Nappe displays a wedge shape, as a result of its truncation by the Ermita angular unconformity. This geometry is correlatable with other tectonic units of the Cantabrian Zone, such as the Aramo and Corniero nappes and the Correcilla Thrust Sheet.

Key words: Cantabrian Zone, Devonian, Naranco Formation, Bodón Nappe, Palaeozoic palaeogeography.

La formación conocida como Arenisca del Naranco (Adaro y Junquera, 1916) fue establecida en la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica y es equivalente lateralmente y en edad a las Pizarras y Areniscas de Huergas, unidad definida por Comte (1936) en la vertiente sur. Aunque ambas formaciones están formadas por areniscas y pizarras, la diferente denominación se justifica por el

carácter más arenoso de la sucesión en la vertiente norte respecto a la de la vertiente sur. También ocurre un cambio litológico en la vertical, de modo que la proporción de pizarras aumenta hacia la parte superior. Así, en la zona de transición entre ambos dominios predominan las areniscas en la parte baja de la formación, mientras en la parte alta dominan las pizarras.

La Formación Naranco está constituida por areniscas rojas o verdosas de grano medio a fino y pizarras, frecuentemente con un característico bandeoado composicional en franjas rojas, blancas y verdosas dentro de las mismas capas, a veces alteradas por anillos de Liesegang.

La Formación Naranco-Huergas se depositó en una plataforma con condiciones ligeramente reductoras en la parte distal y algo más oxidantes en la proximal, con un área fuente situada al NE y E (Bosch, 1969). Posiblemente en la parte medio-distal de la Fm Huergas la plataforma tenga un mayor gradiente por la presencia de algunos depósitos turbidíticos (García Ramos, 1977, 1978). La formación tiene una edad Devónico Medio (Eifeliense-Givetiense) (Comte, 1959; García-Alcalde y Arbizu, 1976, García-Alcalde y Soto, 1999).

El objetivo de este artículo es dar a conocer la presencia de extensos afloramientos de la Formación

Naranco en la vertiente sur de la Zona Cantábrica, en el Manto de Bodón, clásicamente atribuidos a otras formaciones del Devónico Superior. Se describe la estratigrafía de la sucesión del Devónico Medio-Superior en dicho manto y se discute la disposición paleogeográfica de dicha formación en la Zona Cantábrica.

La situación de la zona estudiada se muestra en la Fig. 1. En el área de estudio afloran esencialmente formaciones paleozoicas (Fig. 2) pertenecientes a la Zona Cantábrica, la mas externa de las que componen el Macizo Varisco del NW de la Península Ibérica.

La Formación Naranco en el Manto de Bodón: estratigrafía y relación con las formaciones adyacentes

En el extremo occidental del Manto de Bodón aparece sobre la Formación Moniello una sucesión terrígena compuesta esencialmente por areniscas rojas y

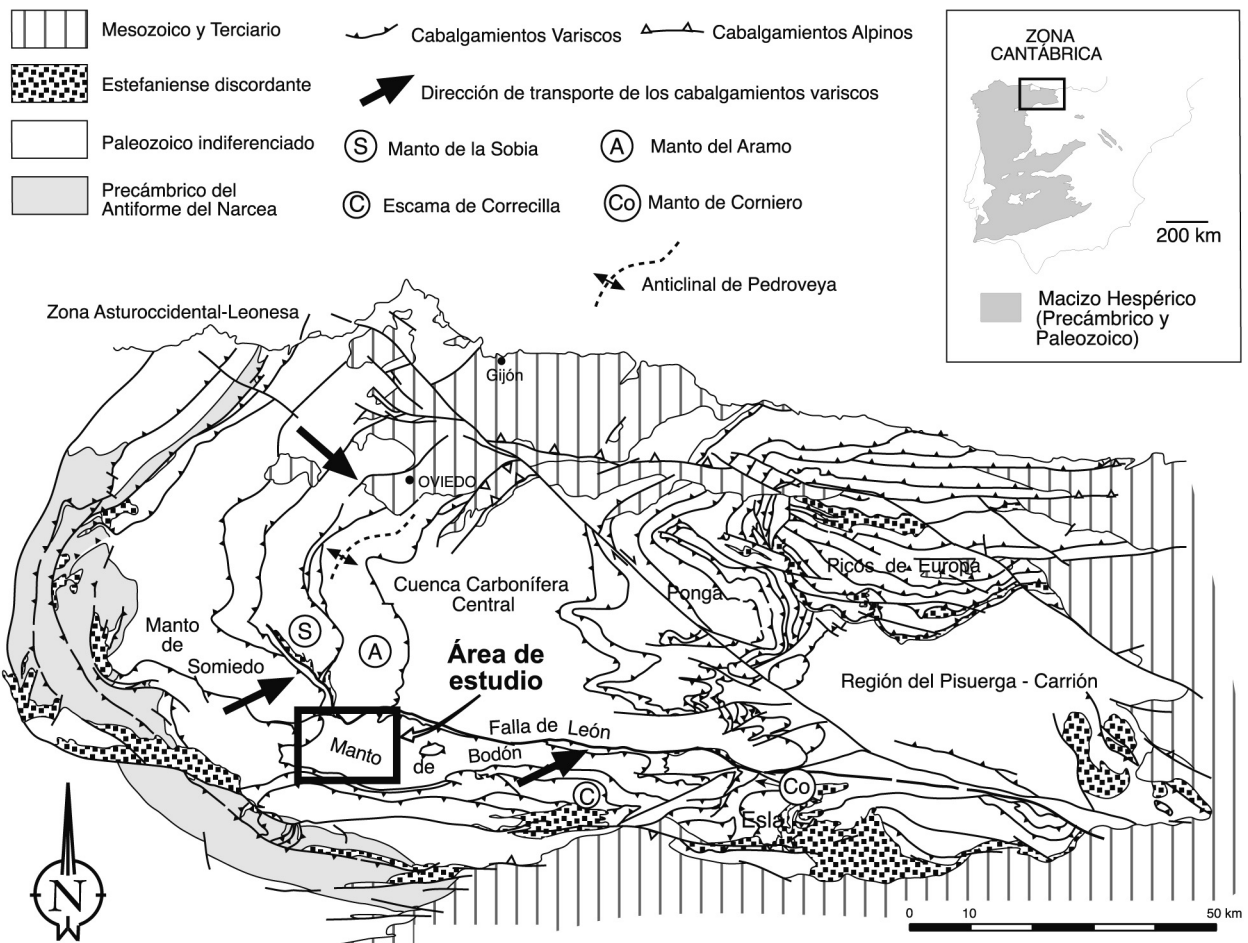


Figura 1. Situación geológica del área estudiada, mostrando la ubicación de las unidades tectónicas citadas en el texto.

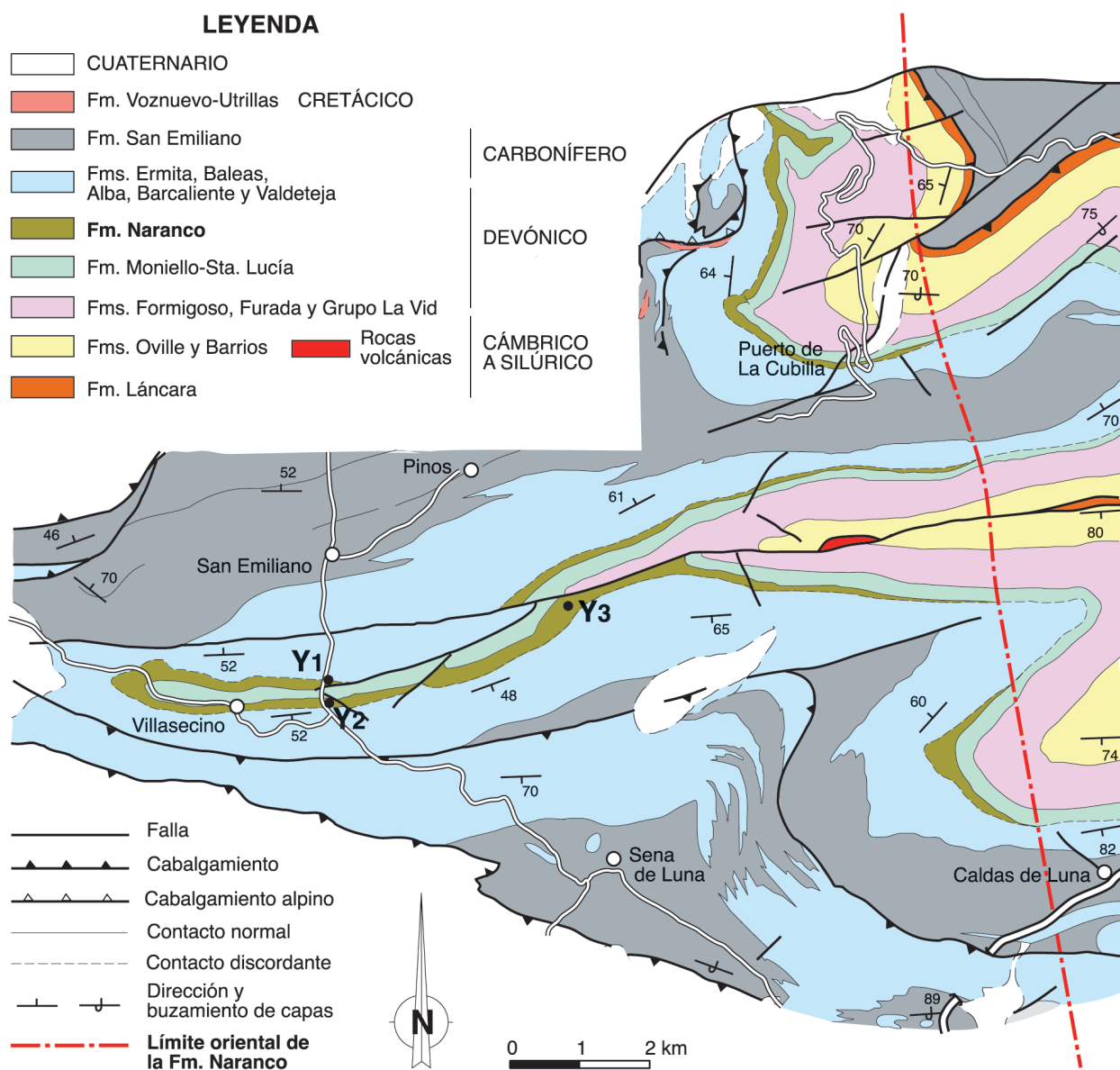


Figura 2. Mapa geológico mostrando la distribución de la Formación Naranco en el sector occidental del Manto de Bodón. Se señala también la situación de los yacimientos fósiles (Y₁, Y₂ e Y₃) citados en el texto.

escasas pizarras, que ha sido atribuida bien a la Formación Ermita (Marcos, 1968; Martínez Álvarez *et al.*, 1968; Bosch, 1969), específicamente a las formaciones Nocado y Ermita (Frankenfeld, 1981) o de modo indiferenciado a la unidad denominada Areniscas del Devónico Superior, que incluye a ambas formaciones (Sitter, 1962; Marcos *et al.*, 1982; Alonso *et al.*, 1989; Suárez Rodríguez *et al.*, 1991), sin que ello implicase que las dos tuvieran que estar presentes. Por otro lado, se consideraba que la Formación Naranco-Huegas faltaba en el Manto de Bodón (Fig. 2). El orden estratigráfico de las formaciones aludidas es bien conocido y puede verse en la

Fig. 3, en donde se muestra como la Formación Ermita se dispone en discordancia sobre las formaciones más antiguas.

La atribución de la sucesión terrígena arriba mencionada a la Formación Ermita llamaba la atención no sólo porque el aspecto de las rocas era prácticamente idéntico a las de la Formación Naranco, sino también porque la Formación Ermita presenta usualmente mucho menor espesor en este dominio paleogeográfico, con potencias que no sobrepasan los 10 m en comparación con los más de 100 m de la sucesión aludida en el extremo occidental del Manto de Bodón.

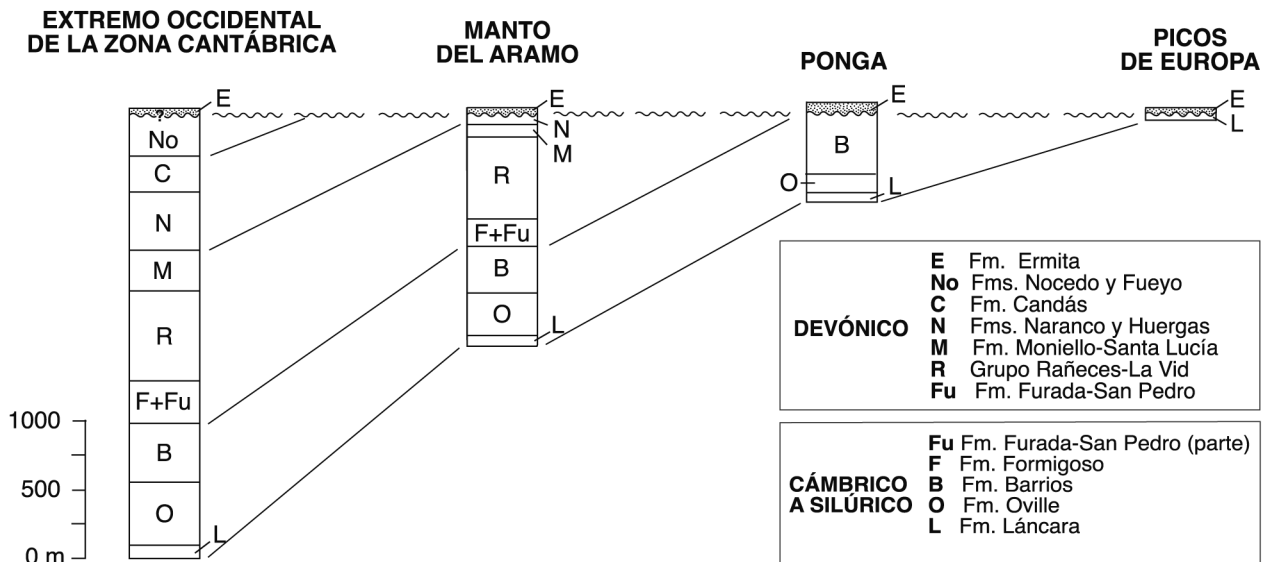


Figura 3. Esquema estratigráfico mostrando el truncamiento de las formaciones pre-Famenienses a consecuencia de la disposición discordante de la Formación Ermita en una sección E-O a través de la Zona Cantábrica. La situación de las localidades correspondientes a las diferentes columnas estratigráficas puede observarse en la Fig. 1.

Por otra parte, la atribución específica a la Formación Nocedo (Frankenfeld, 1981) presentaba aún mayores problemas, ya que si bien es cierto que dicha formación contiene areniscas rojas en el Manto de Somiedo, situado al oeste (Fig. 1), en donde alcanza espesores hectométricos, la Formación Nocedo siempre se dispone en continuidad sobre la Formación Portilla-Candás, ausente en este área. En efecto, en la Zona Cantábrica es la Formación Ermita la que se encuentra discordante sobre diferentes formaciones previas, en ningún caso la Formación Nocedo. Así, es bien conocido que esta discordancia da lugar a una disposición en cuña de la sucesión pre-Ermita, sucesión que se adelgaza hacia el centro del arco asturico, en donde faltan el Devónico pre-Ermita e incluso el Ordovícico-Silúrico, mientras en el extremo occidental y meridional de la Zona Cantábrica la sucesión paleozoica es prácticamente completa (Fig. 3).

La sucesión de areniscas rojas que aparece en el Manto de Bodón, en la parte occidental de los anticlinales de Villasecino y La Cubilla, no se dispone sobre la Formación Portilla-Candás, como ocurre con la Formación Nocedo, sino que se apoya directamente sobre la Formación Moniello, con una geometría en cuña propia de las formaciones pre-discordancia. En el extremo occidental del Anticlinal de Villasecino tiene 120 m de potencia, disminuyendo progresivamente de espesor hacia el NE, hasta desaparecer por completo a unos 12 km. (Fig. 2). Esto implica un ángulo de acuñaamiento de unos 0,6°, algo menor que

el ángulo de la discordancia de la Formación Ermita obtenido en un corte restaurado de la región del Esla, situada al este (Fig. 1), en donde oscila en torno a 1,5° (Alonso, 1987).

Todas estas consideraciones nos movieron a intentar precisar la edad de las areniscas mediante una búsqueda exhaustiva de fósiles, coronada por el éxito en dos afloramientos, uno en la carretera de Villafeliz a San Emiliano y el otro al NE de la localidad de Villafeliz (Y₁ e Y₃ en la Fig. 2). Esta última localidad aportó los elementos que se comentan luego, de edad Eifelense inferior, lo que confirma la pertenencia a la Formación Naranco de gran parte de las areniscas rojas. Una buena sección de dicha formación aflora en la carretera de Puente Orugo a San Emiliano, unos 2,5 km al sur de esta localidad, al atravesar el flanco sur del Anticlinal de Villasecino (Fig. 4).

La sucesión visible de la Formación Naranco alcanza allí un espesor mínimo de 48 m y consta predominantemente de areniscas rojizas de grano medio a fino (90%) con algunas intercalaciones menores de limolitas y pizarras (10%). La parte inferior de la serie no es visible a causa de una falla que pone en contacto el resto de la misma con las rocas calcáreas de la Formación Moniello-Santa Lucía (Fm. Caldas según algunos autores). La sucesión corresponde mayoritariamente a depósitos de playa (*shoreface* y *foreshore*) con episodios menores de plataforma de tipo rampa y de tránsito entre ambos.

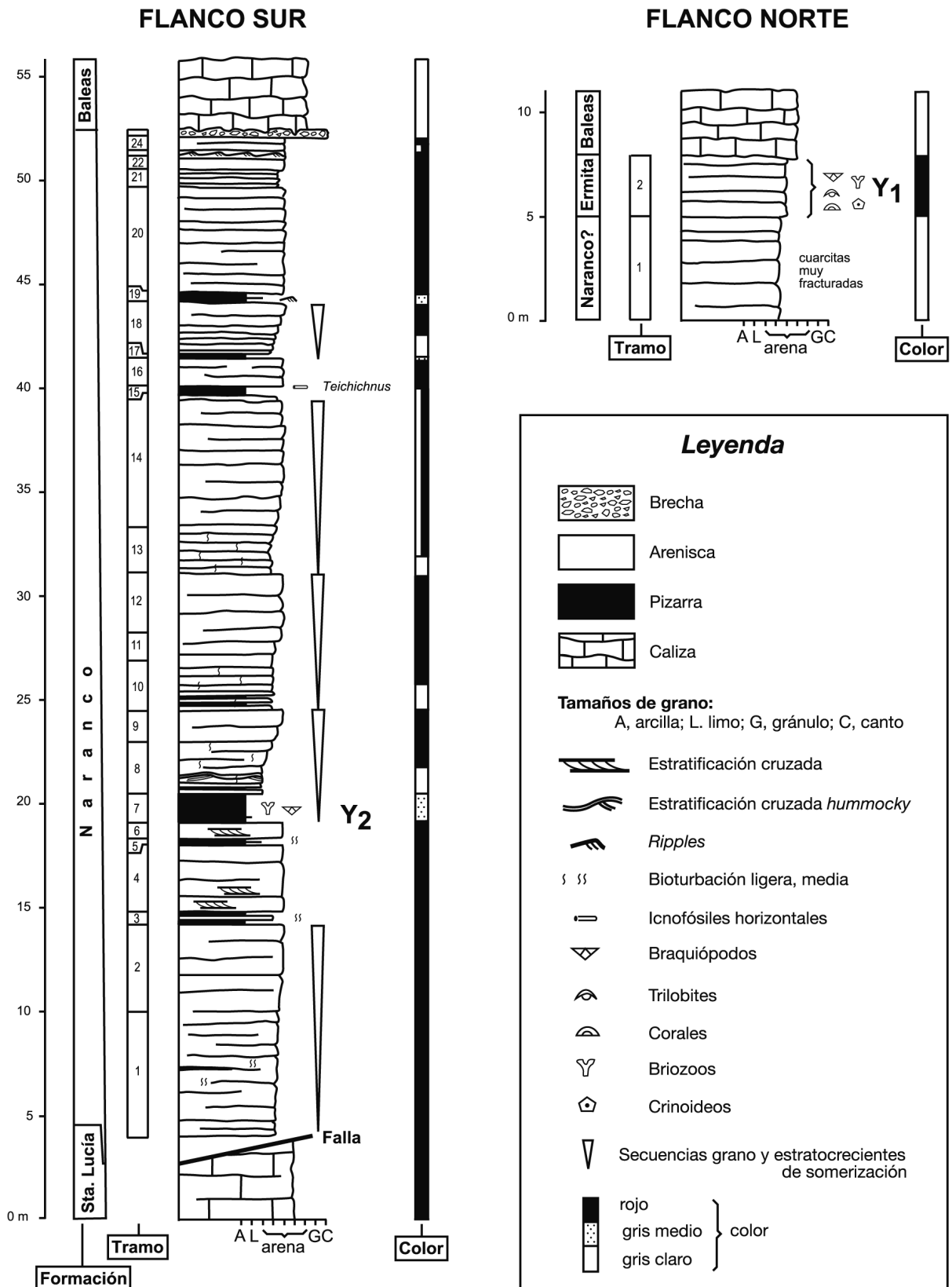


Figura 4. Columnas estratigráficas de las formaciones Naranco, Ermita y Candamo en ambos flancos del Anticlinal de Villasecino. Carretera de Puente Orugo a San Emiliano.

La ordenación interna más habitual se caracteriza por episodios progresivos de somerización (parasecuencias) de orden métrico, aunque existen también algunos ejemplos de regresiones forzadas con un contacto brusco entre las facies de plataforma y las de playas superpuestas.

Las facies de plataforma más somera y de tránsito a playa constan de areniscas de grano fino y limolitas en capas muy delgadas con *ripples* alternando con niveles también muy finos de pizarras, unas y otras con un alto grado de bioturbación. Entre los icnofósiles de estas facies destacan los debidos a artrópodos (*Teichichnus*, *Cruziana*) y gusanos (*Planolites*, *Chondrites*).

A 32 m por debajo del techo de la serie destaca un pequeño tramo de 1,4 m de espesor eminentemente pizarroso que contiene una abundante macrofauna de briozoos (Fenestélidos) y proporciones menores de braquiópodos y fragmentos de tallos de crinoideos. Este nivel representa la máxima profundidad relativa de la plataforma y su formación tendría lugar probablemente por debajo del nivel de base del oleaje. Este último podría ser equivalente en edad a otro de similares características, aunque de mayor espesor, presente en la sucesión homónima de Soto de Ribera-Tellego en Asturias (García-Ramos, 1977), perteneciente a un contexto paleogeográfico similar.

Las capas de areniscas rojizas de la sucesión estudiada muestran con cierta frecuencia, especialmente aquellas más gruesas situadas en la parte superior de las parasecuencias, la presencia de anillos y bandas de Liesegang debidos a procesos repetitivos de disolución y reprecipitación digenéticas de compuestos de hierro. La formación de estas estructuras que intersecan la estratificación pudo tener lugar en la propia cuenca durante periodos de emersión de los antiguos depósitos arenosos de la playa (*foreshore* y *backshore*) o bien mucho más tarde por circulación de aguas meteóricas a través de los poros del cuerpo arenoso o los de la arenisca ya consolidada.

La sucesión fameniense (formaciones Ermita y Candamo-Baleas) se dispone tanto sobre la Formación Naranco del Manto de Bodón, como sobre la Formación Moniello al este de la línea donde desaparece la formación anterior (Fig. 2), evidenciando su carácter discordante. El espesor de esta sucesión del Devónico Superior no sobrepasa los 6 m, en contraste con los más de 100 m de espesor de la sucesión de areniscas rojas (Fm. Naranco) en la terminación SO del Anticlinal de

Villasecino. Las facies de estos pocos metros de Ermita-Candamo (alternancia de calizas *grainstone* con areniscas, microconglomerados o conglomerados cuarcíticos o, a veces, sólo las calizas *grainstone* de Candamo) contrastan con la sucesión de granulometría más fina de las areniscas de la Formación Naranco situada por debajo, aunque el color rojo de las facies siliciclásticas es a veces similar. De hecho, unos 4 m por debajo de las calizas de Candamo, en el corte del flanco septentrional del Anticlinal de Villasecino, en el yacimiento Y₁ aludido más arriba, apareció una fauna característica de braquiópodos, briozoos y crinoideos del Fameniense más alto, que se comenta más abajo.

Paleontología

Se estudiaron tres yacimientos, uno correspondiente al flanco N (Y₁) del anticlinal de Villasecino, y otros dos en el flanco S (Y₂ e Y₃). La ubicación de estos yacimientos puede verse en las figuras 2, 4, 5 y 6.

El análisis de la fauna de braquiópodos del Yacimiento 1, situado a unos 3-4 m por debajo de la caliza de Candamo-Baleas (Fig. 5), permite asegurar que corresponde al Devónico Superior terminal, e incluso podría alcanzar la misma base del Carbonífero. Los elementos reconocidos fueron los siguientes (Fig. 7):

Araratella cf. *moresnetensis*

Ptychomaletoechia cf. *omaliusi*

Centrorhynchus cf. *letiensis*

Planalvus sp.

Cyrtospirifer sp.

?*Eobrachythyris* sp.

Leptagonia sp.

Aparte de los braquiópodos, abundan los briozoos: fenestélidos y ramosos y artejos de crinoideos, habiéndose reconocido, además, un molde indeterminable de una pleura de trilobite y algunos restos enigmáticos (molde piramidales, de caras planas), comparables a Conularios.

Todos los braquiópodos determinados, salvo *Leptagonia* sp. que tiene una repartición más amplia, corresponden al Devónico Superior.

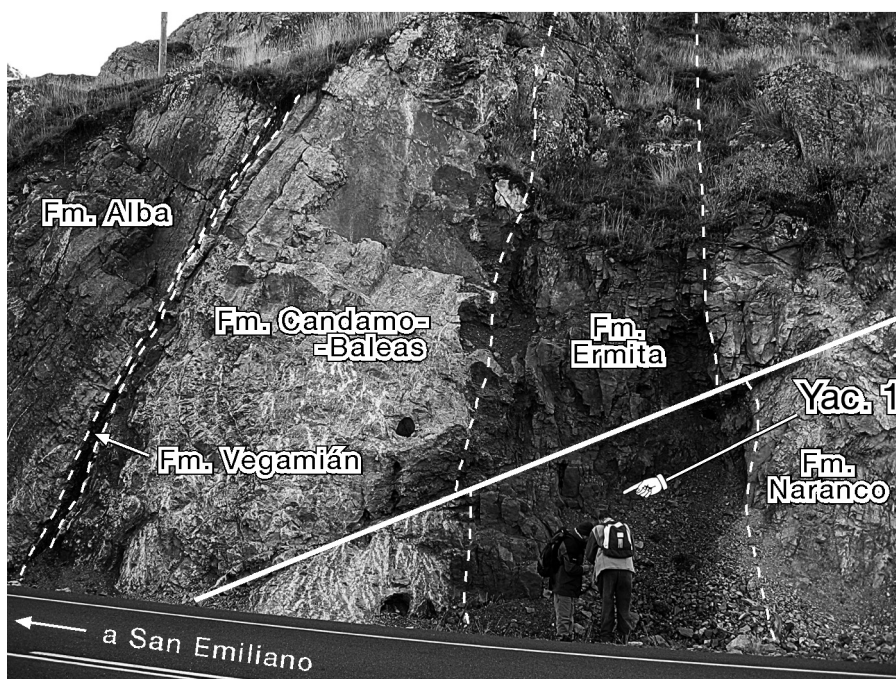


Figura 5. Situación estratigráfica del yacimiento 1 en las areniscas de la Fm. Ermita, flanco septentrional del anticlinal de Villasecino, carretera de Puente Orugo a San Emiliano. Línea gruesa continua: falla; línea discontinua: límite de formación. Norte a la izquierda.

Cyrtospirifer sp. aparece en el intervalo temporal Frasnense-Carbonífero Inferior, pero el resto de formas son del Fameniense más alto, incluso del Turnesiense más bajo, citándose habitualmente entre las faunas del Estruniense (“Assise d’Etroungt”, en términos actuales, transición Devónico-Carbonífero). Exteriormente, las especies de *Cyrtospirifer* se caracterizan por la ornamentación radial a base de costillas finas, simples en los flancos y divididas e intercalares en el seno ventral y en el pliegue medio dorsal (Fig.7).

El género *Araratella* comprende especies de Europa occidental (Alemania, Bélgica y España), ex Unión Soviética (parte europea de los Urales meridionales) y Asia (Armenia, Nakhitchevan, Azerbaiyán, Kazakstán, Montes Elburz, al N de Irán, y Afganistán). La forma *Araratella moresnetensis*, en particular, aparece prácticamente en toda la región astur-leonesa en niveles situados en la parte más alta de la sucesión devónica (0 a 30 m por debajo del techo de la Fm. Ermita) (Zona de *Pugnax moresnetensis*, en Comte, 1959, pp. 315-317), constituyendo una excelente guía del “Estruniense”. Se trata de una forma muy característica, reconocible, incluso en fósiles muy fragmentarios, por la ornamentación radial de costillas escasas y redondeadas, bifurcantes, particularmente a ambos lados del seno ventral y del pliegue medio dorsal, o incluso intercalares (Sartenaer y Plodowski, 1975) (Fig. 7).

Ptychomaletoechia corresponde al Fameniense-Turnesiense inferior. Es una forma relativamente pequeña, con ornamentación radial a base de costillas agudas y simples y perfil globoso, dorsibiconvexo.

El género *Planalvus* fue citado por Carter (1971, 1972) exclusivamente en capas del Carbonífero más bajo (Mississippiense) del este de Norteamérica (Provincia Apalachiana). Hay también una cita de Racheboeuf *et al.* (1994) del Praguense del Macizo Armoricano, en Francia (*Planalvus rufus* n. sp., *P. cailliandi* (Barrois, 1889), difícil de interpretar en ausencia de otras especies del Devónico Inferior, Medio y mitad inferior del Devónico Superior, en todo el mundo. Se trata de formas lisas, con interáreas, seno ventral y pliegue dorsal poco desarrollados, sin placas dentales en la valva ventral (Fig. 7).

Las especies de *Eobrachythyris* son también de la transición Devónico-Carbonífero (Estruniense, Brice, 1971, p. 182). Son formas de tamaño medio a grande, con costillas muy bajas y redondeadas, divididas en toda la concha (Fig. 7).

El Yacimiento 2, en la parte inferior de las areniscas de Naranco del flanco meridional del Anticlinal de Villasecino, en la carretera de Puente Orugo a San Emiliano (Fig. 6), contiene gran cantidad de colonias de briozoos Fenestélidos y artejos de crinoideos, pero, hasta ahora, no se encontraron otros elementos. Como antes se dijo, los Fenestélidos tienen

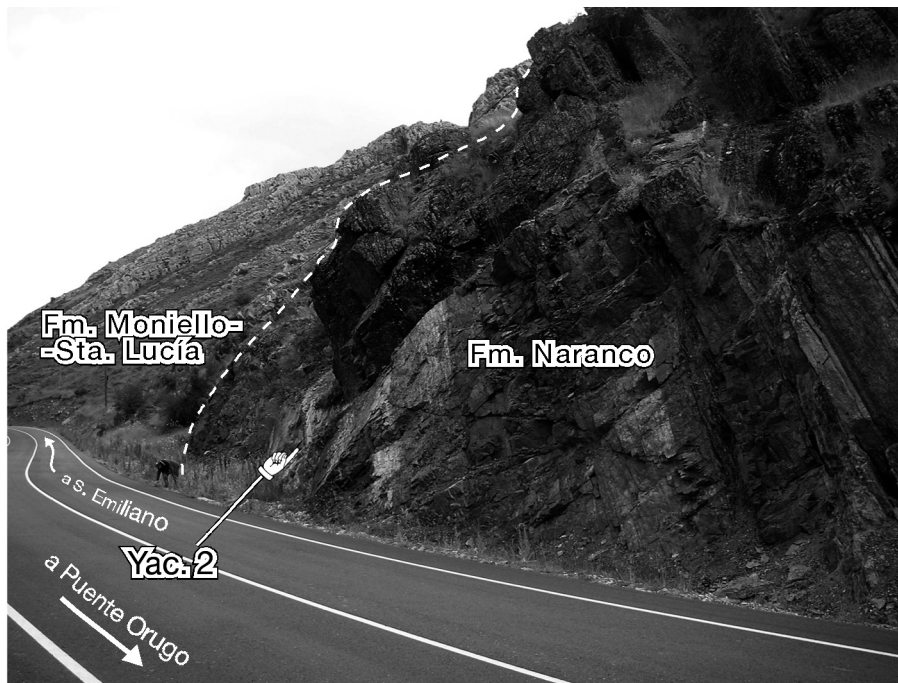


Figura 6. Situación estratigráfica del yacimiento 2 en las areniscas de la Fm. Naranco, flanco meridional del anticlinal de Villasecino, carretera de Puente Orugo a San Emiliano. Norte a la izquierda.

una amplísima distribución estratigráfica, del Ordovícico al Pérmico, que no permite precisar la edad del yacimiento.

Por su posición estratigráfica, el Yacimiento 2 podría correlacionarse con el Yacimiento 3 (Fig. 2), con el que comparte, además, el rasgo de contener gran cantidad de restos de colonias de briozoos fenestélidos. En el Yacimiento 3, empero, aparecieron varios moldes internos y externos de *Paraspirifer*, un espiríferido de gran tamaño, de aspecto inconfundible y distribución cosmopolita. El número y tipo de costillas de los flancos, finas, numerosas, agudas y asimétricas, cortadas por líneas de crecimiento numerosas y apretadas, orladas por filas de menudas espinas marginales, morfología del pliegue medio dorsal, muy ancho, alto y agudo, y del campo muscular ventral (Fig. 7), indica que se trata de una forma muy relacionada con *Paraspirifer cultrijugatus*, y con la subespecie *P. cultrijugatus minor* (Solle, 1971) del Eifeliense inferior. Además, apareció un ejemplar de *Fascistropheodonta* sp. (moldes interno y externo de una valva dorsal) y otro, muy dañado, de un rinconélido comparable a *Oligoptycherhynchus*.

Fascistropheodonta es propio, sobre todo, del Devónico Inferior (Praguense y Emsiense), pero en las areniscas de Naranco de varias localidades cantábricas aparecieron formas aún no descritas del género. *Oligoptycherhynchus*, por su parte, tiene una edad Emsiense-Eifeliense inferior.

Discusión sobre la paleogeografía de la Formación Naranco

Las facies y espesores de la Formación Naranco en el Manto de Bodón son similares a las que presenta en la parte noroccidental del Manto del Aramo (Anticlinales de Pedroveya y Las Xanas) y algunos otros sectores de la Cordillera Cantábrica, como la parte occidental de la Escama de Correcilla y la parte más oriental del Manto de Corniero (Fig. 1), en donde falta la parte más alta o incluso toda la formación, al estar truncada por la discordancia pre-Fameniense. La sucesión de la Formación Naranco en el Manto de Bodón es, sin embargo, bastante diferente de la que aflora al sur, en la parte suroccidental de la Unidad de Somiedo, donde predominan las pizarras con facies de tipo Huergas (Sinclinales de Abelgas y Vega de los Viejos). En consecuencia, hay que señalar, respecto a la paleogeografía de las formaciones Naranco-Huergas, que ambas se presentan en la rama sur del Arco Astúrico (actual vertiente sur de la Cordillera Cantábrica) y por tanto los términos Naranco y Huergas no deberían utilizarse como asociados al ámbito geográfico (vertientes norte y sur de la Cordillera Cantábrica, respectivamente) con que originalmente fueron establecidos. La confusión de las areniscas de la Formación Naranco con las areniscas del Devónico Superior en el sector occidental del Manto de Bodón pudo deberse a la asunción de que dicha formación estaba restringida a la vertiente norte de la cordillera o quizás también a que en el contacto

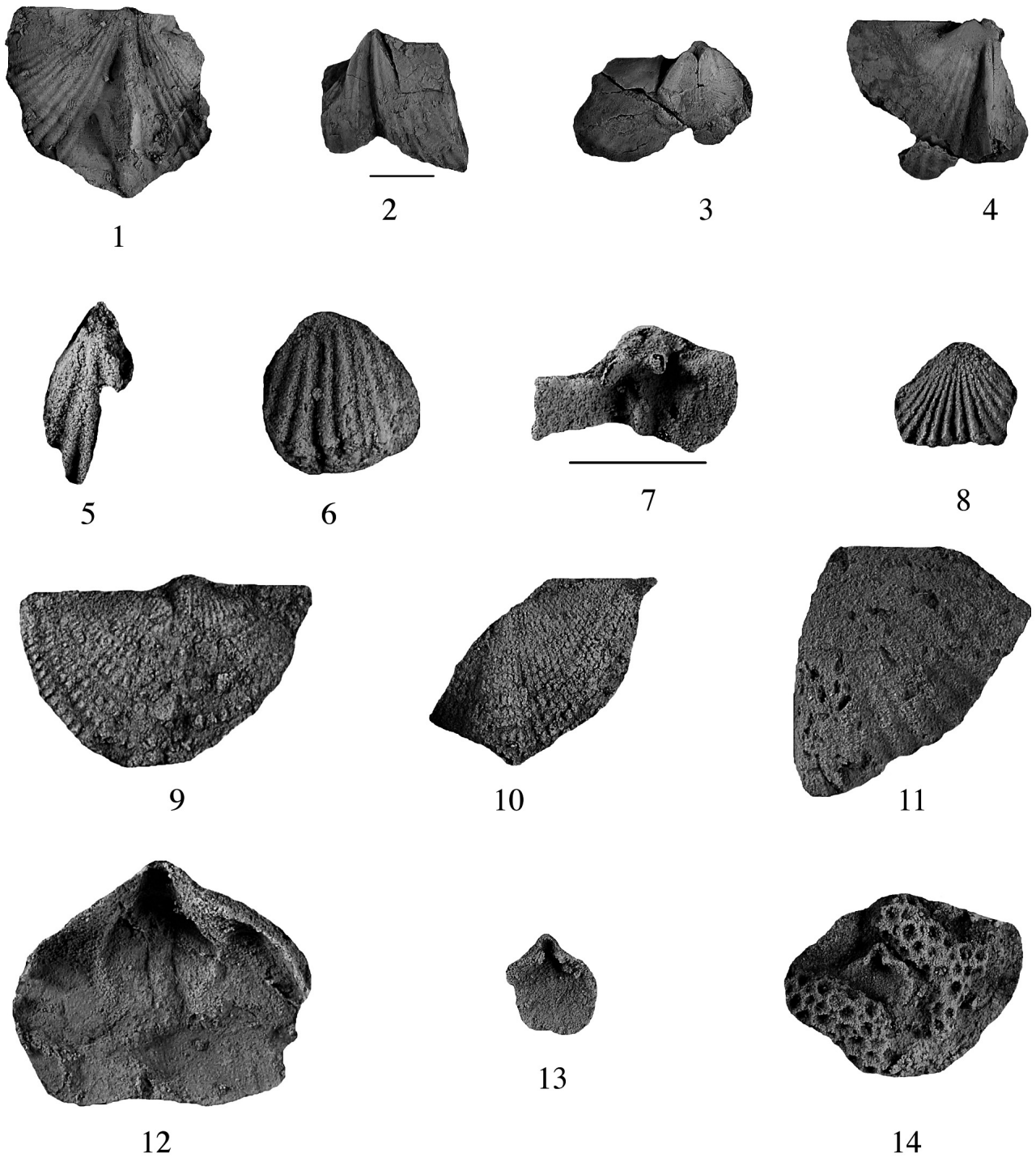


Figura 7. Arriba (1-4): Braquiópodos del Devónico Medio (yacimiento Y₃ de la Fig. 2) del Anticlinal de Villasecino. 1-4 (DPO 38920, 38931, 38932 y 38930);, *Paraspirifer* gr. *cultrijugatus* (barra horizontal 1 cm). Abajo (5-14): Braquiópodos del Devónico Superior del Anticlinal de Villasecino (Yacimiento Y₁ de las Figs. 2 y 5) (barra horizontal 1 cm); 5-7 (DPO 38937, 38939 y 38934), *Araratella* cf. *moresnetensis*; 8, *Ptychomaletoechia* sp. (DPO 38936); 9-10 (DPO 38940 y 38938), *Cyrtospirifer* sp.; 11, ? *Eobrachythyris* sp. (DPO 38935); 12-14 (DPO 38933, 39307 y 39308), *Planalvus* sp. Todos los ejemplares conservados en la colección de Paleontología (DPO) del Departamento de Geología. Los ejemplares de las figuras 1, 6-8 y 10-14 son réplicas en látex; los demás moldes internos o externos. Todos los ejemplares blanqueados con óxido de magnesio.

con la formación precedente se ha descrito la presencia de un paleokarst (Frankenfeld, 1981) que indicaría, en su caso, un cierto hiato acompañado de emersión entre la Formación Moniello y las rocas siliciclásticas suprayacentes.

El mapa de la Fig. 2 nos muestra la gran oblicuidad entre las líneas paleogeográficas y el trazado actual de los cabalgamientos, aproximadamente este-oeste, en la rama sur de la Zona Cantábrica. Debe advertirse que la línea paleogeográfica que constituye el límite oriental de los afloramientos de Formación Naranco (Fig. 2) es subperpendicular a la dirección de transporte de los cabalgamientos, que es hacia el NE en dicha rama sur (Arbolea, 1978; Alonso, 1987) (Fig. 1). En efecto, el Anticlinal de Villasecino, de rumbo NE (Fig. 2), ha sido relacionado con una rampa lateral del Cabalgamiento de Bodón (Alonso *et al.*, 1989), ya que su traza axial coincide con un cambio en el nivel de despegue de dicho cabalgamiento, que pasa desde la base de la Formación Herrería al este de dicho anticlinal, a la base de la Formación Láncara al oeste del mismo.

Conclusiones

En la parte occidental del Manto de Bodón existen extensos afloramientos de la Formación Naranco, que previamente habían sido atribuidos a las formaciones Nocedo y Ermita del Devónico Superior. Se trata de una sucesión de areniscas rojizas de grano medio a fino con algunas intercalaciones menores de limolitas y pizarras. Las areniscas muestran frecuentemente el característico bandeado composicional en franjas rojas, blancas o verdosas dentro de las

mismas capas, típico de las facies de la Formación Naranco. En esta sucesión aparecieron varios moldes de un espiriferido de gran tamaño, cuya morfología indica que se trata de una forma muy relacionada con *Paraspirifer cultrijugatus*, y con la subespecie *P. cultrijugatus minor* (Solle, 1971) del Eifeliense inferior. Además, apareció un ejemplar de *Fascistropheodonta* sp. y otro de un rinconélido comparable a *Oligoptycherhynchus*, que confirman la edad Devónico Medio propia de la Formación Naranco. En el extremo suroccidental del Manto de Bodón esta formación alcanza un espesor máximo de 120 m, acuñándose progresivamente hacia el noreste hasta desaparecer en unos 12,5 km de recorrido, como consecuencia de la discordancia de la Formación Ermita del Devónico más superior. Los espesores de la Formación Naranco en el Manto de Bodón son similares a los que presenta en la parte noroccidental del Manto del Aramo, la parte occidental de la Escama de Correcilla y la parte más oriental del Manto de Corniero, en donde falta la parte más alta o incluso toda la formación al estar truncada por la discordancia pre-Fameniense.

Agradecimientos

Los comentarios y correcciones del editor Alberto Marcos ayudaron a mejorar la primitiva versión de este trabajo. Los autores agradecen la financiación de los trabajos de campo y preparación del manuscrito a los proyectos MEC05-CGL2005-03715 y MEC06-CGL2006-12415-C03-02 y fondos FEDER, así como al proyecto de UNESCO, PICG 499 "Interacción marino-continental en el Devónico: evolución de los ecosistemas y del clima" y también al programa Consolider-Ingenio 2010, proyecto CSD2006-0041 TopoIberia.

Bibliografía

- ADARO, L. DE Y JUNQUERA, G. (1916): *Criaderos de hierro de España, t. II: Criaderos de Asturias*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 676 p.
- ALONSO, J. L. (1987): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Publicaciones de la Diputación Provincial de León. Institución Fray Bernardino de Sahagún, 276 p.
- ALONSO, J. L., ÁLVAREZ-MARRÓN, J. AND PULGAR, F. J. (1989): Síntesis cartográfica de la parte suroccidental de la Zona Cantábrica: *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 18: 145-153.
- ARBOLEYA, M. L. (1978): Estudio estructural del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León): Tesis Doctoral inédita, Universidad de Oviedo, España, 227 p.
- BARROIS, CH. (1889): Faune du calcaire d'Erbray (Loire inférieure). *Mém. Soc. Geol. Nord*, 3: 1-348.
- BOSCH, W. J. VAN DEN (1969): Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 44: 137-225.
- BRICE, D. (1971): Étude paléontologique et stratigraphique du Dévonien de l'Afghanistan. Contribution a la connaissance des brachiopodes et des polypiers rugueux. *Not. Mém. Moyen-Orient*, 11: 1-364.
- CARTER, J.L. (1971): New Early Mississippian silicified brachiopods from Central Iowa. *Smith. Contrib. Paleobiol.*, 3: 245-255.
- CARTER, J.L. (1972): Early Mississippian brachiopods from the Gilmore City Limestone of Iowa. *J. Paleont.*, 46 (4): 473-491.
- COMTE, P. (1936): La série dévonienne du León (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 202: 237-239.
- COMTE, P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 60: 1-440.
- FRANKENFELD, H. (1981): Krustenbewegungen und Faziesentwicklung im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) vom

- Ende der Devonriffe (Givet/Frasne) bis zum Tournai. *Clausthaler Geol. Abb.*, 3: 1-91.
- GARCÍA-ALCALDE, J.L. ET ARBIZU, M. (1976): Les faunes pélagiques du Dévonien moyen de León (versant meridional des Montagnes Cantabriques, NO de l'Espagne). *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 11 (6): 835-865.
- GARCÍA-ALCALDE, J.L. Y SOTO, F. (1999): El límite Eifeliense/Givetiense (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica (N de España). *Rev. Esp. Paleont.*, nº Homenaje al Prof. J. Truyols: 43-56.
- GARCÍA-RAMOS, J.C. (1977): *Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de las series detríticas del Devónico Medio en la Cordillera Cantábrica (Asturias y León)*. Tesis Doctoral inédita. Univ. de Oviedo.
- GARCÍA-RAMOS, J.C. (1978): Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico medio) en la Cordillera Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10: 195-247.
- MARCOS, A. (1968): La tectónica de la Unidad de La Sobia-Bodón. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 2: 59-87.
- MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, PULGAR, J.A., BASTIDA, F., ALLER, J., GARCÍA-ALCALDE, J.L., SÁNCHEZ DE POSADA, L.C., TRUYOLS, J., ARBIZU, M., GARCÍA-LÓPEZ, S., MARTÍNEZ-CHACÓN, M.L., MÉNDEZ-BEDIA, I., MÉNDEZ-FERNÁNDEZ, C., MENÉNDEZ, J.R., SOTO, F., TRUYOLS-MASSONI, M., VILLA, E., LORENZO, P. Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1982): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 77 "La Plaza (Teverga)" (2ª ser.)*. IGME, Madrid: 130 p.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J.A., GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. Y VARGAS ALONSO, I. (1968): *Esquema geológico de la zona de la Cordillera Cantábrica comprendida entre los puertos de "Pajares" y "Ventana" (Asturias-León)*. Cátedra de Geología, Escuela de Minas de Oviedo.
- RACHEBOEUF, P.R., COPPER, P. AND ALVAREZ, F. (1994): Planalvus (Brachiopoda, Athyridida) from the Lower Devonian of the Armorican Massif, Northwest France. *J. Paleont.*, 68 (3): 451-460.
- SARTENAER, P. ET PLODOWSKI, G. (1975): Importance stratigraphique et répartition géographique du genre rhynchonellide *Araratella* n. gen. du Famennien supérieur. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, 51 (8): 1-34.
- SITTER, L.U. DE (1962): The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 26: 255-264.
- SOLLE, G. (1971): *Brachyspirifer und Paraspirifer im Rheinischen Devon*. *Abh. Hess. Land. Bodenforsch.*, 59: 1-163.
- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A., HEREDIA, N., LÓPEZ DÍAZ, F., TOYOS, J.M., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., GUTIÉRREZ, G., BARDAJÍ, M.T., SILVA, P.G., BARBA, P., FERNÁNDEZ, L.P., GALLASTEGUI, G., PANIAGUA, A., GALÁN, L., MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J.A., TORRES ALONSO, M., GUTIÉRREZ CLAVEROL, M., LÓPEZ, DÍAZ, F., VILLA, E., SALVADOR GONZÁLEZ, C. Y BRAVO FERNÁNDEZ, I. (1991): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 102 "Los Barrios de Luna" (2ª ser.)*. ITGE, Madrid: 130 p.