

XXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología

Excursión B

Paleontología y Estratigrafía del Paleozoico Inferior en Los Barrios de Luna

Carlos Aramburu (Coordinador)

Miguel Arbizu

Enrique Bernárdez

Rodolfo Gozalo

Juan Carlos Gutiérrez-Marco

Eladio Liñán



Universidad de León
Secretariado de Publicaciones
2006

Dirección de los autores:

Carlos Aramburu, Miguel Arbizu

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

carambur@geol.uniovi.es; marbizu@geol.uniovi.es

Enrique Bernárdez

c/ Manzana Cobranes, Nº20, 5ºD Villa, 33920-Langreo, Asturias, España.

enriquebernar@telecable.es

Rodolfo Gozalo

Departamento de Geología, Facultad de Biología. Universitat de València, c/ Dr. Moliner
50, 46100-Burjasot, Valencia, España.

rodolfo.gozalo@uv.es

Juan Carlos Gutiérrez-Marco

Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), c/José Antonio Nováis 2, 28040-Madrid,
España. jcgrapto@geo.ucm.es

Eladio Liñán

Departamento de Ciencias de la Tierra (Área y Museo de Paleontología), Facultad de
Ciencias. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12, 50009-Zaragoza, España.

linan@unizar.es

Portada: *Solenopleuropsis thoralis* (SDZUY), Los Barrios de Luna, Edad Languedociense
(Cámbrico Medio). Ejemplar depositado en la Universidad de León.

Diseño y maquetación: Antonio Buil

Fotografía de portada: Jesús García del Canto

Dibujos de contraportada: Cristina García Núñez

© Universidad de León

Secretariado de Publicaciones

© Los autores

I.S.B.N. : 84-9773-295-2

Depósito Legal: LE-1586-2006

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. Los Barrios de Luna



Fundación Dinópolis

Índice

Introducción	7
Situación geográfica y geológica	9
El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica	15
El Cambro-Ordovícico	17
El Silúrico	20
La sucesión de la Región de Pliegues y Mantos	20
La sucesión de la Unidad del Pisuerga-Carrión	21
Estratigrafía secuencial	21
La cuenca de sedimentación	22
Itinerario de la excursión	24
Parada 1. La discordancia Cámbrico-Precámbrico en el cruce de Portilla de Luna	
Situación	25
Objetivos	25
Litoestratigrafía y ambientes sedimentarios	25
Fósiles y edad	26
Parada 2. El Cámbrico Inferior y Medio en Los Barrios de Luna (carretera de Irede a Mallo): Formaciones La Herrería (techo), Láncara y Oville (base)	
Situación	29
Objetivos	29
Litoestratigrafía y ambientes sedimentarios	29
Fósiles y edad	35

Parada 3. La cuarcita cámbrica: Miembro La Matosa de la Formación Barrios

Situación	44
Objetivos	44
Litoestratigrafía y ambientes sedimentarios	44
Fósiles y edad	46

Parada 4. El Ordovícico y Silúrico de *El Ventorrillo*

Situación	50
Objetivos	50
Litoestratigrafía y ambientes sedimentarios	50
Fósiles y edad	52

Parada 5. Yacimiento de trilobites del Cámbrico Medio al este de Los Barrios de Luna (Formación Oville)

Situación	57
Objetivos	57
Litoestratigrafía	57
Fósiles y edad	57

Parada 6. El Ordovícico Medio? y Superior en Portilla de Luna

Situación	61
Objetivos	61
Litoestratigrafía y ambientes sedimentarios	61
Fósiles y edad	65

Bibliografía	67
---------------------------	-----------

Introducción

La región próxima a Los Barrios de Luna, en el norte de la provincia de León, presenta un alto interés geológico, dado que allí aparecen rocas con edades comprendidas entre el Precámbrico y la actualidad. Los mejores afloramientos corresponden al Paleozoico, pudiendo observarse allí una sucesión prácticamente continua desde el Cámbrico hasta el Carbonífero, que ha sido dividida en 22 formaciones geológicas. Estas unidades se reconocen razonablemente bien en una amplia región de Asturias, León y Palencia (la denominada "Zona Cantábrica" del Macizo Ibérico), por lo que el corte de Los Barrios de Luna es considerado como la sección de referencia para el Paleozoico en la Zona Cantábrica. Más específicamente, el Paleozoico Inferior se encuentra bien representado en torno a Los Barrios de Luna, junto al embalse del mismo nombre, destacando por presentar la sucesión más completa de toda la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica y por su importante contenido paleontológico, entre el que se incluyen los micro y macrofósiles más antiguos (del Precámbrico y Cámbrico Inferior, respectivamente), los únicos del Ordovícico Medio y Superior de la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (norte de León), y uno de los mejores yacimientos de trilobites (del Cámbrico Medio) de todo el noroeste de España.

La presencia del Paleozoico Inferior en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica fue constatada a partir de 1860, cuando de Prado, de Verneuil y Barrande, descubren la denominada "fauna primordial", fundamentalmente trilobites y braquiópodos del Cámbrico Medio, en los alrededores de Colle (entre Boñar y Sabero), y graptolitos silúricos en el occidente de León. Estos autores muestran asimismo el primer corte geológico y describen, a grandes rasgos, la estructura geológica de la región.

Las bases estratigráficas modernas del Paleozoico en este área fueron establecidas por Comte (1937a, 1937b, 1938, 1959), quien separó, nombró y describió la mayor parte de las unidades litoestratigráficas utilizadas en la actualidad, dando cuenta de su contenido fosilífero y cartografiándolas entre los ríos Bernesga y Esla. Fue también este autor (Comte, 1937a) quien menciona por primera vez la geología de Los Barrios de Luna, al designar como "Quartzites de Barrios" a una de las unidades del Paleozoico Inferior.

Pero se debe a Sáenz García (1942) el primer estudio notable del Paleozoico Inferior en Los Barrios de Luna, al localizar allí la "fauna primordial" con motivo del estudio previo de los terrenos que conduciría a la construcción del embalse. El estudio del yacimiento lo proseguiría Abollado y Aribau en 1944, quien presenta el primer corte geológico a lo largo del río Luna, identifica los trilobites como *Paradoxides* y les asigna una edad Cámbrico Medio. Comte (1959) describe este mismo corte, citando varias especies de graptolitos y braquiópodos silúricos.

Lotze (1958, 1961) y Sdzuy (1958, 1961, 1968) realizan una descripción estratigráfica y paleontológica aún más detallada del corte, con una abundante recolección de fósiles, definiendo varias especies y géneros de trilobites, y ofreciendo dataciones precisas; hay que destacar el hallazgo por estos autores, por primera vez, de trilobites del Cámbrico Inferior, ampliado posteriormente por Truyols (1969). La presencia del Ordovícico Medio y Superior en el área de Los Barrios de Luna sólo ha sido reconocida recientemente (Leyva *et al.*, 1984; Aramburu, 1989; Aramburu *et al.*, 1996; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996), citándose una amplia variedad de fósiles.

Se dispone actualmente de columnas estratigráficas más o menos detalladas del Paleozoico Inferior en el valle del Luna para las areniscas del Cámbrico Inferior (Crimes *et al.*, 1977; Martín Parra *et al.*, 1989; Palacios & Vidal, 1992; Álvaro *et al.*, 2003), los carbonatos del Cámbrico Inferior-Medio (van den Bosch, 1969; Zamarreño, 1972), las pizarras y areniscas del Cámbrico Medio a Ordovícico Inferior (van den Bosch, 1969; Gietelink, 1973; Baldwin 1977; Aramburu, 1989; Aramburu & García-Ramos, 1993) y la sucesión del Ordovícico Medio y Superior (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996). No ha sido publicada, sin embargo, una descripción detallada del Silúrico.

Las cartografías geológicas de este área son debidas a de Sitter (1961) y sus discípulos van den Bosch (1969) y van Staalduinen (1973), y las más recientes a Leyva *et al.* (1984), Álvarez Marrón (1985), Alonso *et al.* (1990) y Suárez Rodríguez *et al.* (1990), además de la síntesis cartográfica de Alonso *et al.* (1989).

Aspectos particulares de la geología estructural, petrología, estratigrafía, sedimentología y paleontología del Paleozoico Inferior en el valle del Luna han sido descritos por Julivert & Martínez García (1967), van der Meer Mohr & Okulitch (1967), van den Bosch (1969), Parga & Luque (1971), Gietelink (1973, 1978), Truyols *et al.* (1974), Baldwin (1977), van den Boogaard (1983), Leyva *et al.* (1984), Palacios & Vidal (1992), Owen (1994), Aramburu (1989), Suárez Rodríguez *et al.* (1990), Gutiérrez-Marco *et al.* (1999), Álvaro *et al.* (2003), Del Moral (2003), Díaz García (2006) y Bernárdez *et al.* (en prensa).

Por último, merecen destacarse las guías didácticas realizadas por Fernández Martínez *et al.* (1998) y Fernández & Aramburu (2000) y el vídeo didáctico de García del Canto *et al.* (2000), referentes al valle del río Luna.

El propósito de esta excursión es mostrar los aspectos más sustanciales de la estratigrafía y la paleontología del Paleozoico Inferior en el valle del río Luna, en la sección clásica de los alrededores de Los Barrios de Luna, junto con las nuevas aportaciones de los últimos años, especialmente referentes al Ordovícico Medio y Superior.

Situación geográfica y geológica

La **Cordillera Cantábrica** constituye un conjunto de relieves levantados durante la orogénesis alpina, con un trazado este-oeste, aproximadamente paralelo a la línea de costa del mar Cantábrico. En su mitad oriental, estos relieves están labrados sobre materiales de la cobertera mesozoica-cenozoica, mientras en la occidental afectan únicamente al zócalo paleozoico y precámbrico. La Cordillera forma la divisoria de aguas que vierten al norte hacia el mar Cantábrico, y al sur hacia la Meseta o cuenca del Duero, asimismo formada por la cobertera mesozoica-cenozoica, marcando el límite entre las provincias de Asturias y León (Fig. 1).

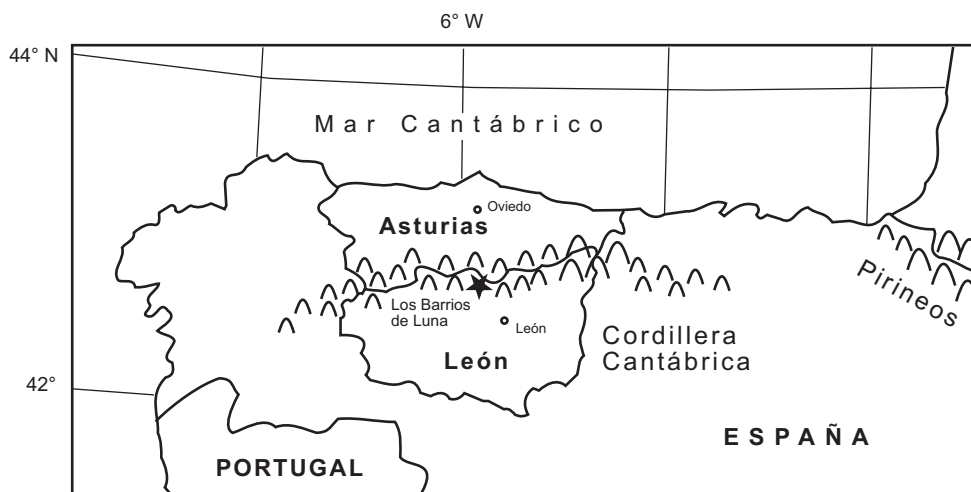
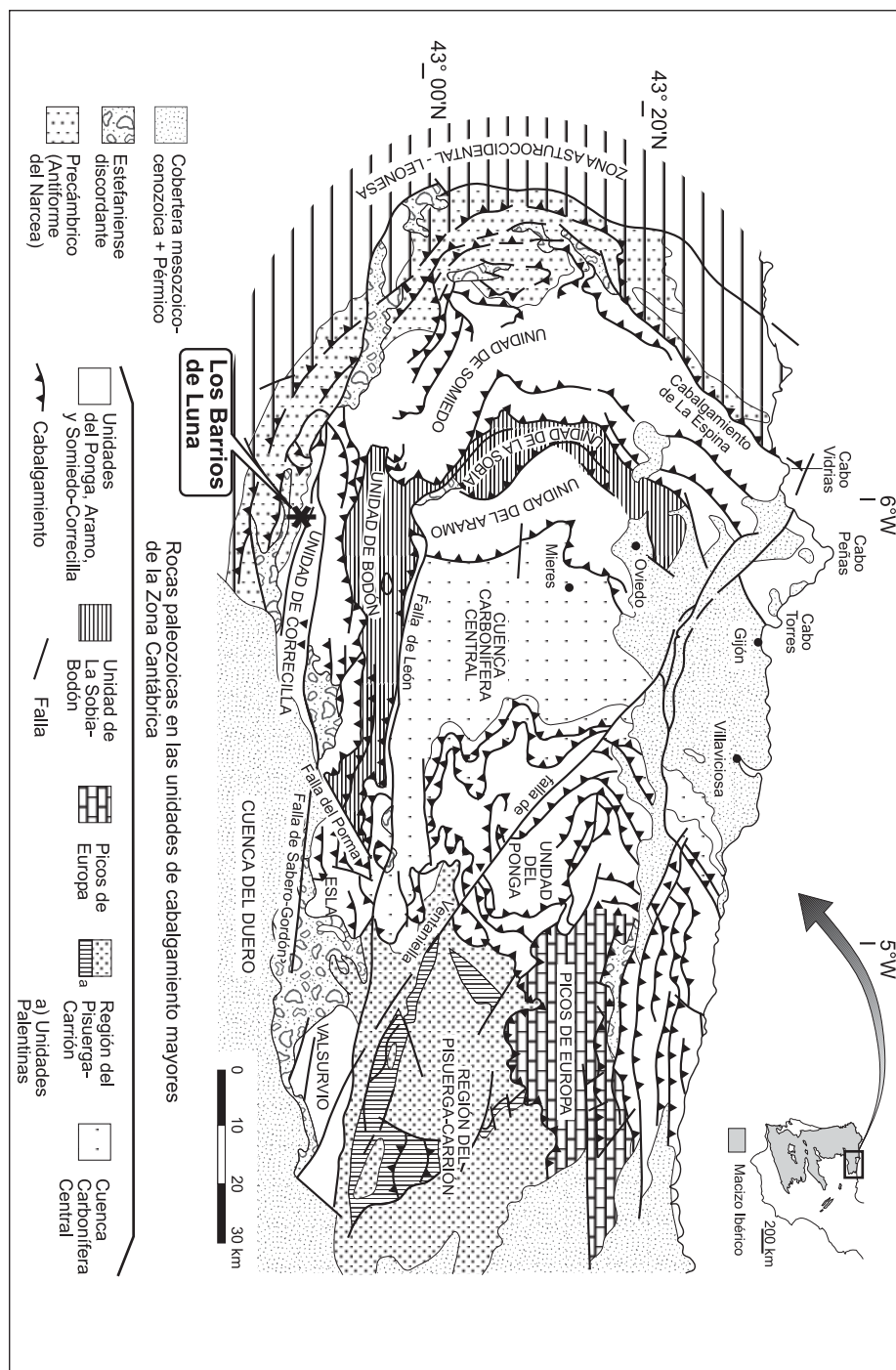


Figura 1. Situación geográfica de Los Barrios de Luna.

El zócalo paleozoico y precámbrico de la mitad oeste peninsular constituye el denominado **Macizo Ibérico** (o Hespérico). Éste ha sido dividido en varias zonas atendiendo a sus características estratigráficas, estructurales y paleogeográficas (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972; Pérez-Estaún *et al.*, 2004). La Cordillera Cantábrica afecta a tres de ellas, que son, de oeste a este, la Zona Centroibérica (ZCI), la Zona Asturoccidental-leonesa (ZAOL) y la Zona Cantábrica (ZC). Cartográficamente, los materiales se hallan dispuestos dibujando un arco cóncavo hacia el este conocido como "Rodilla Astúrica". A su vez, la ZC fue subdividida por Julivert (1967) en "regiones" por sus características estratigráficas y estructurales: Región de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Región de Mantos (o del Manto del Ponga), Región de Picos de Europa y Región del Pisuerga-Carrión (Fig. 2). En la Región de Pliegues y Mantos se han distinguido, por otra parte, varias unidades geológicas separadas por importantes cabalgamientos: la Unidad de Somiedo-Correcilla, la Unidad de La Sobia-Bodón y la



Unidad del Aramo. La curvatura del Arco Astúrico se expresa bien en la Región de Pliegues y Mantos, donde la parte asturiana es con frecuencia designada como Rama Norte, y la leonesa como Rama Sur. En la Rama Sur, coincidente con la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, las estructuras geológicas, pliegues y cabalgamientos, presentan característicamente una orientación oeste-este. Se han establecido divisiones similares para la ZAOL (Dominio del Navia y Alto Sil y Dominio del Manto de Mondoñedo) y para la ZCI (Dominio del Olló de Sapo, en el ámbito de la Cordillera Cantábrica).

El **Precámbrico** (Neoproterozoico) de la Cordillera Cantábrica aparece representado en los núcleos de dos antiformes, el Pliegue acostado de Mondoñedo ("Serie" de Villalba), en el extremo oeste de la ZAOL y el Antiforme del Narcea (Pizarras del Narcea), en el límite entre la ZAOL y la ZC, consistiendo en rocas predominantemente pizarrosas. El **Paleozoico**, discordante sobre el Precámbrico, está formado casi en su totalidad por rocas del llamado **Ciclo Varisco**, por su relación con la orogenia de este nombre, dividido en una Secuencia Preorogénica (Cámbrico al Devónico inclusive), una Secuencia Sinorogénica (Devónico más alto y Carbonífero Namuriense a Westfaliense) y una Secuencia Postorogénica (Carbonífero Estefaniense), limitadas por importantes discordancias angulares (Fig. 3). El Pérmico, discordante sobre el resto del Paleozoico, es considerado por muchos autores como formando ya parte de la cobertera mesozoico-cenozoica o Ciclo Alpino, aunque algunos otros lo incluyen aún en la Secuencia Postorogénica varisca, junto al Estefaniense. La Secuencia Preorogénica del Ciclo Varisco se caracteriza por sus formaciones de gran constancia lateral, con cambios laterales poco acusados, debido a su depósito sobre una amplia cuenca de margen pasivo. Dentro de ella, el Paleozoico Inferior está bien representado en gran parte de la Cordillera, formando sucesiones compuestas mayoritariamente por areniscas y pizarras, con una menor proporción de conglomerados, calizas, dolomías y rocas volcánicas. En la ZAOL y la ZC destaca una unidad carbonatada en torno al límite Cámbrico Inferior-Medio (formaciones Vegadeo y Láncara). Los fósiles son más bien escasos, predominando los braquiópodos en las unidades de areniscas y los trilobites y los graptolitos en las de pizarras. Del total de la sucesión del Paleozoico Inferior, la mayor potencia corresponde al Cámbrico y al Ordovícico, estando el Silúrico representado por apenas unos centenares de metros. Las unidades del Paleozoico Inferior presentan notables diferencias entre las tres zonas de la Cordillera. Por una parte, el espesor del conjunto de la sucesión es bastante mayor en la ZCI y la ZAOL, donde llega a superar los 11.000 m (Marcos *et al.*, 2004), mientras en la ZC no sobrepasa los 4.500 m, y aún normalmente es mucho menor. Por otra parte, los materiales son, en general, de tamaño de grano más fino, arenoso-pelítico, en la ZAOL y ZCI que en la ZC, donde predominan las unidades de areniscas. La naturaleza de estos materiales contrasta marcadamente con la de las formaciones devónicas que se les superponen, cuyas

litologías son más diversas, en gran parte carbonatos, y los fósiles abundantes y variados, destacando la presencia de corales y estromatopóridos, que llegan a formar construcciones arrecifales en la Región de Pliegues y Mantos de la ZC. El Carbonífero, representado casi exclusivamente en la ZC, muestra unidades tanto siliciclásticas como carbonatadas, con frecuentes cambios laterales de facies, caracterizándose por sus explotaciones mineras de carbón, tanto en el Westfaliense como en el Estefaniense.

En el mencionado contexto geográfico-geológico, la pequeña localidad de **Los Barrios de Luna** aparece situada en la vertiente meridional del sector occidental de la Cordillera Cantábrica, en el norte de la provincia de León, y a unos 50 km al noroeste de la capital (Fig. 1). Se encuentra a una altitud de poco más de 1000 m, a orillas del río Luna, un afluente del Órbigo, que va a parar al Esla, y éste a su vez al Duero. Próximo a Los Barrios se sitúa el muro de la presa homónima con la que ha sido embalsado el río Luna.

Los Barrios de Luna se encuentra en el margen del Macizo Ibérico, próximo a la cobertera mesozoico-terciaria de la Cuenca del Duero. El contacto entre ambos dominios es una discordancia angular que puede observarse en la autopista Oviedo-León, a la altura de Tapia de la Ribera, donde rocas de Cretácico y Cenozoico se disponen discordantemente sobre otras de Precámbrico. Debido a su privilegiada situación, y como ya se indicó más arriba, en la región próxima a Los Barrios de Luna pueden reconocerse rocas desde el Precámbrico a la actualidad (Fig. 3). En este área, la sucesión del Paleozoico (Ciclo Varisco) es casi continua entre el Cámbrico y el Carbonífero, con unos 6.500 m de espesor. Los restantes 3.500 m corresponden al Ciclo Alpino, del Mesozoico-Cenozoico.

Dentro del Macizo Ibérico, Los Barrios de Luna se sitúa en el extremo sudoccidental de la Zona Cantábrica, inmediatamente al este del Precámbrico del Antiforme del Narcea, en la Rama Sur de la región de Pliegues y Mantos, dentro de la Unidad de Correcilla (Fig. 2). El Paleozoico aflora en esta región en capas generalmente con fuerte inclinación, en estrechas bandas de dirección predominante oeste-este, a favor de escamas de cabalgamiento vergentes hacia el norte y pliegues de esta orientación. Entre estas estructuras destaca el Sinclinal de Alba, un pliegue mayor con núcleo del Carbonífero Namuriense-Westfaliense que se extiende a todo lo largo del norte de León, en el borde meridional de la ZC. El valle del río Luna se encuentra en el flanco sudoeste de este sinclinal, próximo a su terminación periclinal. El Carbonífero Estefaniense, discordante sobre el Paleozoico más antiguo, aparece en una banda de dirección aproximada oeste-este en el entorno de La Magdalena. Este afloramiento, conocido como Cuenca de la Magdalena, fue objeto de explotación minera para la extracción de carbón.

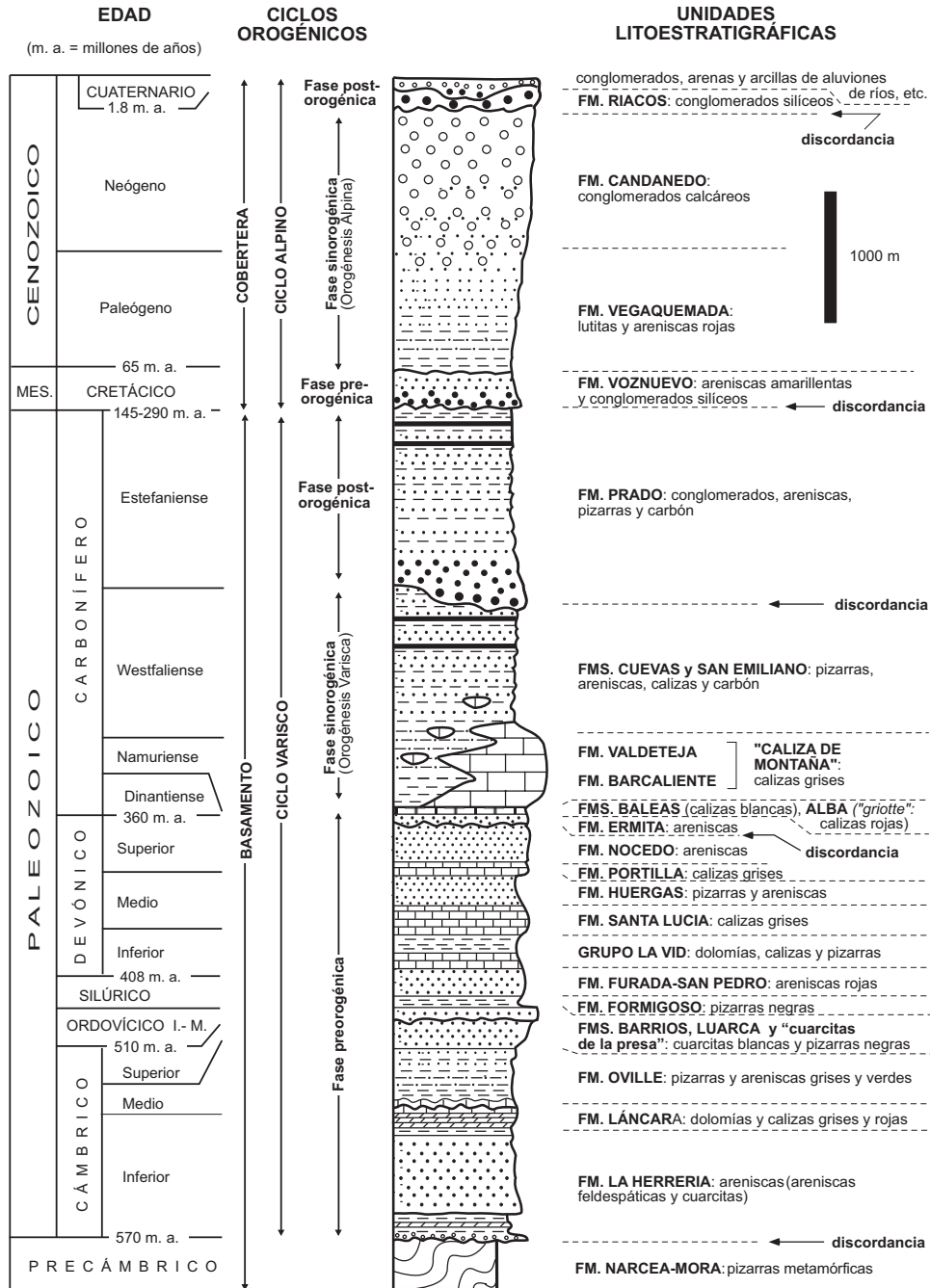


Figura 3. Columna estratigráfica compuesta de los alrededores de Los Barrios de Luna. Según Aramburu (2002), ligeramente modificada.

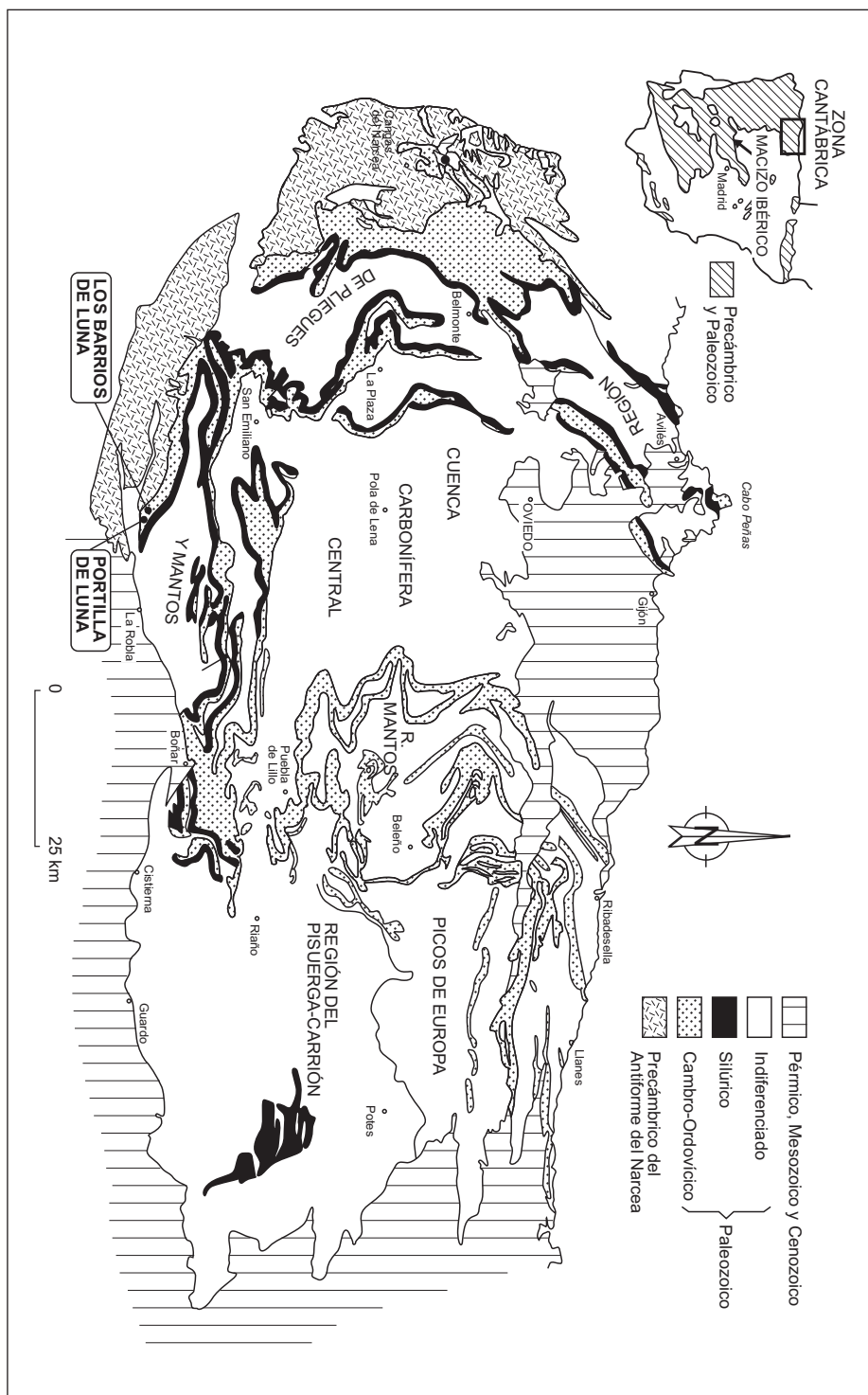


Figura 4. Distribución de afloramientos del Paleozoico Inferior en la ZC y situación de Los Barrios de Luna. Modificado de Aramburu *et al.* (1992)

El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica

Como ya ha sido mencionado, el Paleozoico Inferior presenta una amplia distribución a lo largo de la mayor parte de la Zona Cantábrica (ZC), aflorando en estrechas bandas paralelas al Arco Asturiano, generalmente en la base de mantos de cabalgamiento, y extendiéndose por el centro de Asturias y el norte de León y Palencia (Fig. 4).

En contraste con el Paleozoico Superior, donde los carbonatos son abundantes, la sucesión del Paleozoico Inferior está formada mayoritariamente por rocas siliciclásticas, especialmente areniscas, limolitas y pizarras, con intercalaciones comparativamente menores de carbonatos en torno a los límites Cámbrico Inferior-Medio y Ordovícico-Silúrico, y de rocas volcánicas desde el Cámbrico Inferior al Silúrico, ambos inclusive (Fig. 5). Su espesor, que llega a situarse en torno a los 4.500 m, corresponde en su mayor parte al Cambro-Ordovícico, mientras el Silúrico está representado como máximo por unos 400 m. Debido a lagunas estratigráficas, o por causas tectónicas, la sucesión aparece generalmente incompleta. Sólo en el extremo occidental de la ZC puede reconocerse una serie más o menos continua, aunque tectonizada, por encima del Precámbrico del núcleo del Antiforme del Narcea. Es en este área donde se sitúan las secciones más representativas, clásicamente estudiadas desde antiguo, en Los Barrios de Luna y el Cabo de Peñas.

El contenido fósil es escaso, excepto en las unidades pizarrosas y carbonatadas. Entre ellos, los trilobites y los palinomorfos han permitido establecer zonaciones bioestratigráficas en parte del Cámbrico, los icnofósiles en el Cámbrico Superior y Ordovícico Inferior, y los graptolitos y conodontos en el Silúrico.

Las bases estratigráficas del Paleozoico Inferior fueron establecidas por Barrois (1882) en la vertiente septentrional de la Cordillera (Asturias) y Comte (1937a, b, 1938, 1959) en la meridional (León), quienes definieron la mayor parte de las unidades litoestratigráficas utilizadas en la actualidad.

Zamarreño (1983), Julivert & Truyols (1983) y Truyols & Julivert (1983) ofrecen una revisión de los estudios anteriores sobre el Cámbrico, Ordovícico y Silúrico, respectivamente. En esta misma fecha, van der Meer Mohr (1983) presenta una visión de conjunto del Paleozoico Inferior en la vertiente sur de la Cordillera (rama sur de la Región de Pliegues y Mantos y Región del Pisuerga-Carrión). Entre las aportaciones posteriores hay que señalar los estudios estratigráfico-sedimentológicos llevados a cabo por Aramburu (1989) y Suárez de Centi (1988), para el Cambro-Ordovícico y Silúrico superior, respectivamente. Aramburu *et al.* (1992, 2002, 2004) presentan las últimas síntesis.

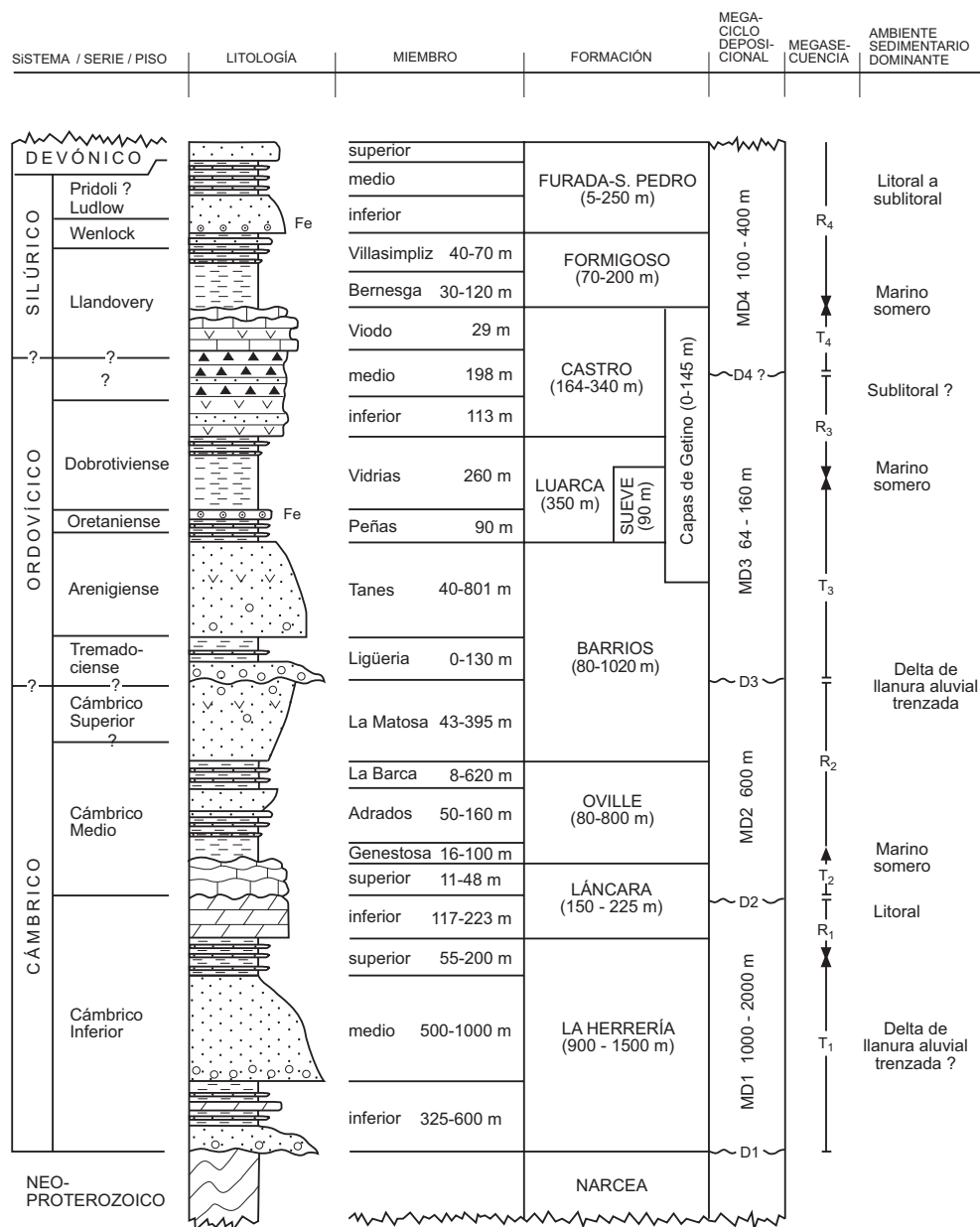


Figura 5. Columna estratigráfica generalizada del Paleozoico Inferior en la Zona Cantábrica (excepto la Región del Pisuerga-Carrión). Columna litológica no a escala. Megasecuencias: T, transgresiva; R, regresiva. Según Aramburu *et al.* (1992).

El Cambro-Ordovícico

El Cambro-Ordovícico está caracterizado por dos potentes series areniscosas, separadas por una formación carbonatada en torno al límite Cámbrico Inferior-Medio.

La unidad inferior (**Formación La Herrería**) consiste en areniscas, en gran parte feldespáticas, con intercalaciones de conglomerados, pizarras y dolomías pertenecientes al Cámbrico Inferior (Cordubiense a Marianiense?) (Sdzuy, 1971; Palacios & Vidal, 1992; Liñán *et al.*, 1993). Su espesor aumenta de S a N, desde 900 m en el sector de Los Barrios de Luna a 1.500 m en el Valle del Narcea. Los afloramientos están restringidos a las Unidades de Somiedo-Correcilla, Bodón y al autóctono del Manto del Esla, aunque su base, discordante sobre el Neoproterozoico pizarroso del núcleo del Antiforme del Narcea, sólo es visible en el límite más occidental de la ZC. Los conglomerados son especialmente abundantes en el autóctono del Esla (Presa del Porma), señalando una procedencia general de aportes del E, depositados posiblemente en un ambiente deltaico del tipo de llanura trenzada (*braidplain delta*) (Aramburu *et al.*, 1992).

La unidad carbonatada intermedia (Formación Láncara) y la unidad areniscosa superior (formaciones Oville y Barrios) son las únicas unidades del Paleozoico Inferior que llegan a aflorar en toda la ZC, excepto en la Unidad del Pisuerga-Carrión, en la base de escamas de cabalgamiento.

La **Formación Láncara** (150-225 m) presenta dos miembros bien diferenciados, separados por una importante disconformidad: un miembro inferior dolomítico, con algunas calizas *mudstone* con rellenos fenestrales en su parte alta (Cámbrico Inferior, Marianiense? a Bilbiliense), y un miembro superior de calizas bioclásticas *grainstone* a *wackestone* (Cámbrico Medio, Leoniense y Caesaraugustiense). Su depósito tuvo lugar sobre una rampa homoclinal abierta hacia el O, con ambientes de llanura mareal para el miembro inferior y sublitoral somero para el superior. En la Región de Pliegues y Mantos, la parte alta del miembro superior está formada por una serie condensada de calizas rojas bioclásticas nodulosas (*griotte* cámbrica) originadas sobre una plataforma aislada de pendientes de tipo rampa (Aramburu, 1989; Aramburu & García-Ramos, 1993). En el techo del miembro inferior se han encontrado arqueociatos en la región del Manto del Esla, indicando una edad Bilbiliense (Debrenne & Zamarreño, 1970; Perejón & Moreno-Eiris, 2003). En estas mismas capas se han hallado trilobites de edades comprendidas entre el Marianiense Superior y el Bilbiliense Inferior (Sdzuy, 1995; Gozalo *et al.*, 2005). La base del miembro superior, formado por calizas *grainstone* con glauconita, es ya de edad Leoniense inferior (Gozalo *et al.*, 1993; Sdzuy, 1995), presentando en Valdoré (área del Esla) cantos calcáreos con trilobites de edad Bilbiliense Superior (Liñán *et al.*, 2003; Gozalo *et al.*, 2005, en prensa). Los contactos, tanto inferior como superior, de la *griotte* son diacrónicos.

Así, la edad de su base se extiende desde el Leoniense Medio en las regiones más orientales al Leoniense superior en las más occidentales (Sdzuy, 1968; Sdzuy & Liñán, 1993). También, la edad de su techo, fuertemente diacrónico (Sdzuy, 1968; Zamarreño, 1972; Sdzuy & Liñán, 1993; Álvaro *et al.*, 2000), varía desde el Leoniense superior en la Presa del Porma (área del Esla) hasta el Caesaraugustiense superior en Los Barrios de Luna (Sdzuy, 1961, 1968, 1995; Sdzuy & Liñán, 1993; Gozalo *et al.*, 2003).

La unidad areniscosa superior se extiende desde el Cámbrico Medio hasta el Ordovícico Inferior, presentando espesores muy variables, desde pocos centenas de metros hasta 1.600 m. Esta variabilidad de espesores debe relacionarse con importantes movimientos tectónicos distensivos, y vulcanismo asociado, según Aramburu (1989), Aramburu *et al.* (1992) y Aramburu & García-Ramos (1993). Su parte inferior está constituida por 80 a 800 m de alternancias de pizarras y areniscas, con frecuencia glauconíticas (**Formación Oville**). La abundancia de trilobites ha permitido una datación muy precisa de su base (pisos Leoniense medio a Caesaragustiense superior del Cámbrico Medio: Sdzuy, 1967, 1968; Sdzuy & Liñán, 1993; Gozalo *et al.*, 2003), señalando un cambio lateral de facies al techo de la caliza *griotte* (Zamarreño, 1972). El resto de la sucesión lo constituyen 80 a 1.020 m de cuarzoarenitas blancas ("cuarcitas") con intercalaciones pizarrosas y conglomeráticas, la **Formación Barrios**, equiparable en facies a la Cuarcita Armoricana de otras regiones ibéricas. Hacia la parte media de esta unidad, aproximadamente en el límite Cámbrico-Ordovícico, se sitúa una disconformidad comparable a la Discordancia Toledánica (antes llamada sárdica: Aramburu & García-Ramos, 1988). En las unidades de Bodón, parte norte de Correcilla y el Esla se intercalan abundantes rocas vulcanoclásticas que rellenan chimeneas volcánicas dentro de la Formación Barrios (Heinz *et al.*, 1985), con sus correspondientes *sills* de rocas subvolcánicas (diabasas) en la Formación Oville (Loeschke & Zeidler, 1982). Se encuentran además dos *tonsteins* de caolinita de gran extensión lateral, objeto de explotación minera (García-Ramos *et al.*, 1984). El conjunto de las formaciones Oville y Barrios fue depositado en un delta de llanura trenzada, con aportes desde el E, dando lugar a una disminución granulométrica en esa misma dirección y a un cambio lateral de facies desde la Formación Barrios a la Formación Oville (Fig. 6) (Aramburu & García-Ramos, 1993).

El Ordovícico Medio y el Superior están representados en la ZC por sucesiones muy variables en facies y espesores, pudiendo incluso faltar en su totalidad. La sucesión más completa se encuentra en los cabos Peñas y Vidrias (Unidad de Somiedo), donde, sobre las cuarcitas de la Formación Barrios, se disponen 350 m principalmente de pizarras negras fosilíferas (**Formación Luarca *sensu lato***), de edad Arenigiense? y Oretaniense-Dobrotiviense (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1999); en su parte inferior se intercala un *sill* de roca subvolcánica con un nivel lenticular de hierro oolítico superpuesto. Por encima se observa una compleja alternancia de

200 a 450 m de rocas vulcanoclásticas, areniscas y pizarras, con abundantes coladas basálticas (**Formación Castro**), datada como Dobrotiviense en su parte inferior (Truyols *et al.*, 1996). A lo largo de la misma banda, en dirección S, se observan otros afloramientos atribuibles a la Formación Luarca *sensu lato*, como en el valle del Narcea y especialmente en Los Barrios de Luna, ya en la Unidad de Correcilla (Aramburu *et al.*, 1996; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1999). En la localidad vecina de Portilla de Luna, una sucesión pizarrosa similar alcanza en su techo el Ordovícico Superior, disponiéndose sobre ella 14 m de calizas grises muy fosilíferas también del Ordovícico Superior (Kralodvoriense) (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996; Del Moral, 2003).

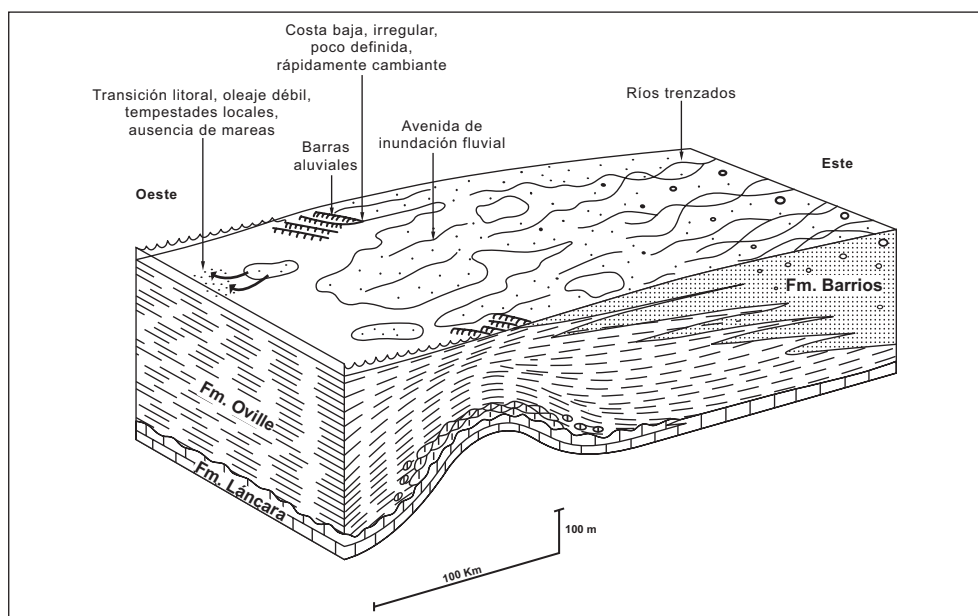


Figura 6. Distribución de ambientes sedimentarios en la Zona Cantábrica durante el Cámbrico Superior. El conjunto es interpretado como depositado en un "delta de llanura trenzada" (*braidplain delta*). Según Aramburu (1989) y Aramburu & García-Ramos (1993).

En el borde oriental de la Cuenca Carbonífera Central aflora una unidad con características similares a la Formación Luarca, la **Formación Sueve** (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996, 1999). El depósito de ambas unidades tuvo lugar en un mar poco profundo sometido a frecuentes tempestades; sólo algunos horizontes, como los niveles lenticulares de hierro oolítico, deben de representar ambientes más someros, afectados por la acción de las olas de tiempo normal (Aramburu, 1989; Aramburu & García-Ramos, 1993). La Formación Castro debió de depositarse en un ambiente marino somero, por encima del nivel de base de las olas de tempestad.

En el área intermedia, en las unidades de La Sobia-Bodón, Esla y en la mayor parte de Somiedo-Correcilla, el Ordovícico Medio y Superior están ausentes o bien se encuentran unos pocos metros de rocas que deben en parte de corresponder a estas edades. La mayoría de estos depósitos (**Capas de Getino**), de edad incierta, son de litología muy variable, areniscas, limolitas, pizarras y carbonatos (dolomía y siderita) fuertemente bioturbados, y con frecuencia glauconíticos y ferruginosos, constituyendo en parte una sucesión condensada, acumulada en un ambiente marino somero (Aramburu, 1989; Aramburu & García-Ramos, 1993).

Bernárdez *et al.* (en prensa) atribuyen al Ordovícico terminal (Hirnantense) algunos depósitos de cuarcitas y diamictitas, que interpretan como glaciomarinas, en el norte de León (unidades de Bodón y Correcilla).

El Silúrico

La mayor parte de la sucesión silúrica está formada por pizarras y areniscas, con frecuencia ferruginosas, hasta *ironstones*. Sus afloramientos se extienden por las regiones de Pliegues y Mantos y del Pisuerga-Carrión, acuñándose hacia la Cuenca Carbonífera Central (Fig. 4); los materiales silúricos son comparables en ambos sectores pero, debido a sus notables diferencias en espesor y características litológicas, se han establecido unidades estratigráficas diferentes.

La sucesión de la Región de Pliegues y Mantos

En este área se encuentra la sucesión más completa, con unos 400 m de espesor. Las rocas más antiguas del Silúrico (Rhuddaniense-Aeroniense) han sido reconocidas en escasas localidades; corresponden a esa edad 30 m de calizas *grainstone* a *wackestone* bioclásticas con tobas volcánicas, en el techo de la Formación Castro (Miembro Viodo) en Viodo, y un pequeño espesor de calizas y pizarras en el mismo techo de las Capas de Getino en Pontedo y Getino, norte de León (Aramburu, 1989; Aramburu *et al.*, 1992; Sarmiento *et al.*, 1994).

El resto de la sucesión silúrica aflora a todo lo largo de las unidades de Somiedo-Correcilla y La Sobia-Bodón, apoyándose por medio de una paraconformidad o disconformidad sobre las formaciones Barrios, Luarca *s.l.*, la unidad calcárea del Ordovícico Superior de Portilla de Luna, las posibles cuarcitas hirnantenses, o las Capas de Getino. Está constituida por una unidad inferior de 70 a 200 m de alternancias de pizarras negras a grises y areniscas (**Formación Formigoso**, del Llandovery al Wenlock), con ricas asociaciones de graptolitos (Comte, 1959; Poll, 1970; Truyols *et al.*, 1974), que gradualmente da paso a otra unidad superior, de 5 a 250 m de espesor, con características areniscas rojas ferruginosas y *ironstones* en su base (**Formación Furada-San Pedro**) (van den Bosch, 1969; Suárez de Centi, 1988), cuyo techo se adentra ya en el Devónico Inferior (Arbizu, 1982; García-Alcalde, 1995; Richardson *et al.*, 2001). Las *ironstones* fueron objeto de explotación en el pasado. En el Puerto de La Cubilla se intercalan rocas

vulcanoclásticas en la base de esta formación.

Los sedimentos de las formaciones Formigoso y Furada-San Pedro fueron acumulados en un mar de poca profundidad sometido a la acción de frecuentes tempestades (Suárez de Centi, 1988), desde áreas relativamente más profundas, representadas por la base de la Formación Formigoso, a otras litorales a sublitorales muy someras (Formación Furada-San Pedro). La distribución de facies, con una disminución granulométrica hacia el Antiforme del Narcea, indica que el aporte de sedimentos tuvo lugar aproximadamente del N y el E, desde un área emergida en el núcleo del Arco Astúrico. Según Evers (1967), el vulcanismo silúrico debió de tener lugar en condiciones subaéreas. El hierro procede, en gran parte, de la meteorización subaérea de rocas volcánicas básicas (García-Ramos *et al.*, 1987).

La sucesión de la Unidad del Pisuerga-Carrión

El mayor desarrollo del Silúrico se encuentra, dentro de esta región, en el valle del río Araúz (Alto Carrión) (Fig. 4), estando representado por una sucesión casi exclusivamente siliciclástica (Ambrose, 1974; Jahnke *et al.*, 1983). Los materiales más antiguos corresponden a la Formación Robledo (Llandovery?-Wenlock), que consta de unos 160 m de cuarzoarenitas blancas, con intercalaciones de pizarras negras y gris oscuras muy bioturbadas y, ocasionalmente, con ooides ferruginosos, depositadas en un ambiente marino somero (Ambrose, 1974). Sobre ella se dispone, por medio de un contacto abrupto, la Formación Las Arroyacas (Wenlock a Prídoli; Schweineberg, 1987) constituida por 75 m a 350 m de alternancia de pizarras y areniscas, a la que sigue la Formación Carazo (Prídoli-Lochkoviense inferior; García-López, 2002), con 150 a 330 m de cuarzoarenitas blancas con algunas oolitas ferruginosas, pizarras y calizas. Según Ambrose (1972, en Krans *et al.*, 1982), el área fuente de la Formación Carazo se situaba hacia el S, reconociéndose una disminución granulométrica hacia el N.

Estratigrafía secuencial

Las discontinuidades estratigráficas que jalonan el Paleozoico Inferior de la ZC permiten separar diferentes "secuencias deposicionales". Según este criterio, van der Meer Mohr (1983) la divide en tres "secuencias": Cámbrico Inferior, Cámbrico Medio a Ordovícico, y Silúrico a Devónico Inferior (Lochkoviense). Aramburu (1989), Aramburu *et al.* (1992) y Aramburu & García-Ramos (1993) proponen una división en cuatro "megaciclos deposicionales", que asimilan a "megasecuencias deposicionales", constituidos cada uno de ellos por un cortejo sedimentario transgresivo inferior y otro de nivel alto superior (Fig. 5). El megaciclo deposicional 1 (MD1) coincide con la secuencia del Cámbrico Inferior de van der Meer Mohr (1983), el MD2 y el MD3 con su secuencia intermedia, y el MD4 con la secuencia superior de dicho autor. Las discontinuidades limitantes son interpretadas por

Aramburu (1989) y Aramburu & García-Ramos (1993) como originadas por fenómenos tectónicos en relación con movimientos mayores de placas. Álvaro *et al.* (2000, 2003) presentan un esquema secuencial algo distinto, con secuencias de dos órdenes diferentes para la sucesión en torno al límite Cámbrico Inferior-Medio.

La cuenca de sedimentación

La ZC se encontraba situada, durante el Paleozoico Inferior, en el margen oriental de una cuenca sedimentaria que ha recibido la denominación de “Surco Cántabro-Ibérico” (Lotze, 1961; Nutsch, 1974). Esta cuenca se extendía hacia el oeste y sur en la Zona Asturoccidental-leonesa (ZAOL). Al este quedaba limitada por el “Umbral Cántabro-Ibérico”, área emergida que constituyó la principal fuente de sedimentos a la cuenca.

La localización de la Región del Pisuerga-Carrión dentro de la cuenca ha sido objeto de discusión, aunque últimamente la mayoría de los autores suponen un origen alóctono de las rocas silúrico-devónicas, llevadas a su emplazamiento actual por medio de mantos de cabalgamiento procedentes del S, más allá de la ZC, en la prolongación de la ZAOL, durante la Orogénesis Varisca (Frankenfeld, 1983).

El surco Cántabro-Ibérico constituía una de las muchas cuencas que surcaban la periferia norte del paleocontinente de Gondwana, constituyendo un extenso margen continental pasivo. Todas ellas debieron de formarse en el límite Precámbrico-Cámbrico, por los procesos distensivos (*rifting*) que dieron lugar, en la misma época, a la apertura del océano Iapetus o Protoatlántico. El surco Cántabro-Ibérico estaría situado en una latitud subtropical durante el Cámbrico, tal y como señala la presencia de arqueociatos y algunos grupos de trilobites (Courjault-Radé *et al.*, 1992; Gozalo *et al.*, 2003); durante el Ordovícico migraría a latitudes más altas, entre 60° y 75° en el hemisferio sur, moviéndose de nuevo en el Devónico hacia el N, hasta una situación tropical, 20° a 30° S (Kent & van der Voo, 1990; Robardet, 1996). Esta cuenca debió de mantenerse como tal unos 220 millones de años, desde el Cámbrico hasta finales del Devónico, cuando los primeros movimientos variscos provocaron un cambio drástico en las condiciones geológicas y paleogeográficas de la región, transformándose en una cuenca de antepaís. Durante este lapso de tiempo la cuenca se fue rellenando por sedimentos y algunas rocas volcánicas que en el centro (ZAOL), donde la subsidencia fue mayor, llegarían a superar posiblemente los 12.000 m de espesor. La mayor parte de estos materiales corresponden al Paleozoico Inferior, cuando la cuenca, aún recién formada, mostraba una mayor subsidencia debido a la inestabilidad tectónica, como queda también de manifiesto por el vulcanismo relativamente más común en esa edad que durante el Devónico.

En el margen oriental de la cuenca se depositaron, durante el Paleozoico Inferior, sedimentos predominantemente siliciclásticos gruesos, sobre todo arenosos, y a veces incluso gravas, en grandes deltas de llanura trenzada, con espesores relativamente pequeños y frecuentes discontinuidades. En el centro de la cuenca, especialmente en la ZAOL, fueron acumulados simultáneamente sedimentos más finos, arenas, limos y arcillas, en el fondo de un mar somero epicontinental en el que se han registrado numerosos niveles de tempestitas. A pesar de la subsidencia relativamente fuerte, el gran aporte de sedimentos a la cuenca permitiría mantener una profundidad pequeña del mar durante la mayor parte de su historia, posiblemente no mayor que algunas decenas de metros en la parte central y más profunda. Sólo en el Ordovícico Superior se superaron estos valores en el centro de la cuenca (ZAOL), alcanzándose seguramente unos pocos centenares de metros de profundidad. La pendiente del fondo de la cuenca debió de ser extremadamente pequeña, mucho menor que en los mares actuales.

Desde las capas más antiguas a las más modernas del Paleozoico Inferior se aprecia, a grandes rasgos, una disminución en el tamaño de grano de las rocas siliciclásticas, acompañada por un aumento en la madurez mineralógica. Así, mientras en el Cámbrico Inferior los conglomerados y las areniscas gruesas, en gran parte feldespáticas, son comunes, a partir del Cámbrico Medio son mucho más escasas, siendo reemplazadas por areniscas más puras, cuarcíticas, y de tamaño en general cada vez más fino. Este hecho se debe al progresivo arrasamiento del relieve en el área fuente, que sería relativamente acusado a comienzos del Cámbrico, llegando a ser mucho más suave a finales del Paleozoico Inferior (Aramburu *et al.*, 1992). Sólo ocasionalmente, interrupciones importantes en el aporte sedimentario permitieron el acúmulo de carbonatos y sedimentos siliciclásticos más finos. Las oolitas y areniscas ferruginosas, aunque presentes en el Ordovícico y Devónico, alcanzan su mayor desarrollo en la parte alta del Silúrico, indicando ya períodos de estabilidad prolongados, con baja tasa de erosión-sedimentación, durante los cuales las rocas volcánicas, a partir de las que se formaron los hierros, eran sometidas a una intensa meteorización.

Movimientos tectónicos distensivos menores dieron lugar a importantes distorsiones del modelo sedimentario arriba expuesto, con la formación de discontinuidades y ciclos sedimentarios de escala intermedia. El levantamiento en diversas épocas del Umbral Centro de Asturias-N de León originó el depósito sobre el mismo de series condensadas delgadas (caliza *griottte* de la Formación Láncara y Capas de Getino), mientras se depositaban sucesiones normales de mayor espesor en las subcuencas adyacentes (Aramburu & García-Ramos, 1993; Sdzuy & Liñán, 1993).

Itinerario de la excursión

El Paleozoico Inferior se presenta en el valle del río Luna como una sucesión prácticamente completa de unos 2.000 m de espesor, que ha sido dividida en ocho formaciones (Fig. 3). El Cámbrico está representado por las formaciones Areniscas de La Herrería, Caliza de Láncara, Pizarras y Areniscas de Oville y el Miembro La Matosa de la Cuarcita de Barrios, con un total de 1.600 m. El Ordovícico por, quizás, la parte terminal del Miembro La Matosa, la Formación Pizarras de Luarca *sensu lato*, una unidad informal calcárea y una unidad cuarcítica de edad discutida (denominada aquí informalmente “cuarcitas de la presa”), sumando unos 150-200 m. El Silúrico comprende las formaciones Pizarras de Formigoso y Areniscas de San Pedro, con un espesor indeterminado, del orden de

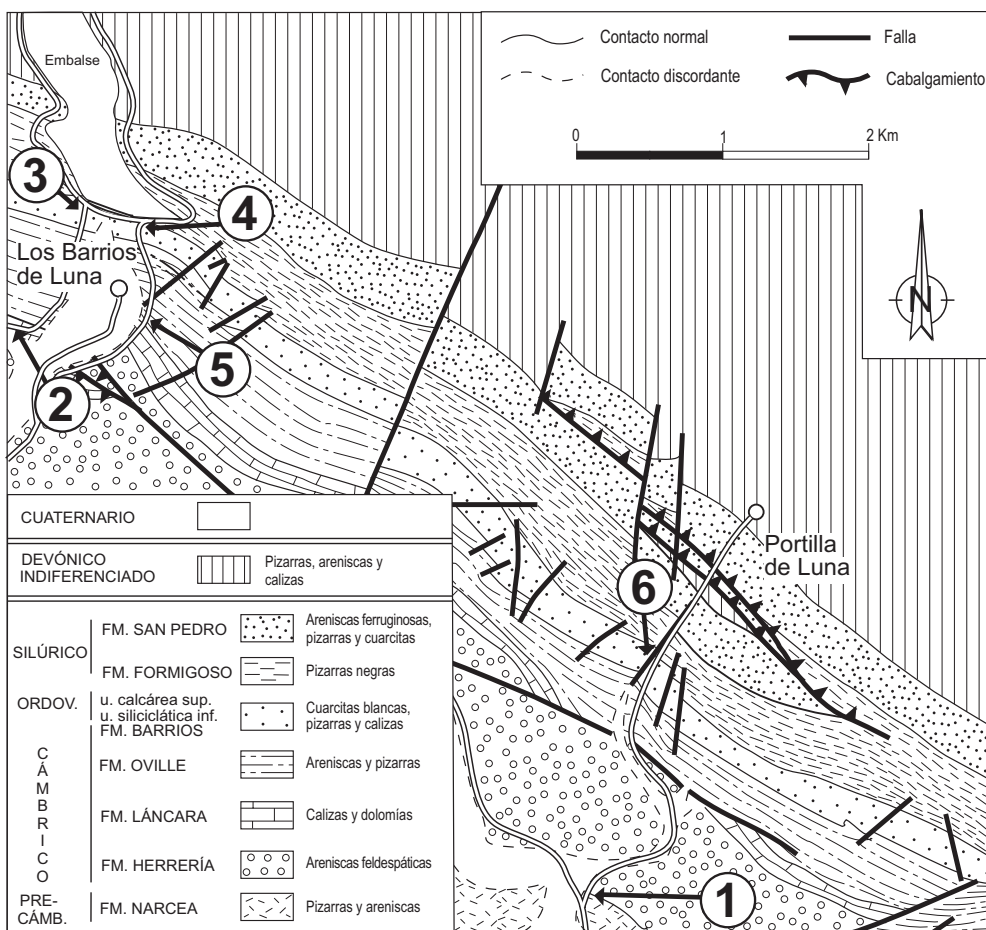


Figura 7. Mapa geológico del valle del Luna, con situación de las paradas de la excursión. Cartografía según Gutiérrez-Marco *et al.* (1996), a partir de Alonso *et al.* (1990), Leyva *et al.* (1990) y Suárez Rodríguez *et al.* (1990).

unos 300 m. La mayor parte de esta sucesión puede observarse bien en los alrededores de Los Barrios de Luna (paradas 2, 3, 4 y 5), a excepción la base del Cámbrico y el Ordovícico Superior, que sí pueden reconocerse en localidades cercanas del mismo valle (paradas 1 y 6, respectivamente) (Fig. 7).

Parada 1. La discordancia Cámbrico-Precámbrico en el cruce de Portilla de Luna

Situación

Saliendo de León por la carretera N-623, en dirección noroeste, se llega a La Magdalena, a 30 km de distancia. Se continúa por la misma carretera en dirección a Los Barrios de Luna y a 4 km (punto kilométrico 75,500) se encuentra el afloramiento en el talud derecho de la carretera, junto a la desviación a Portilla de Luna (Fig. 7).

Objetivos

Reconocimiento de la discordancia entre el Precámbrico (Formación Narcea-Mora) y el Cámbrico (Formación La Herrería). Significado de la discontinuidad. Ambientes sedimentarios. Foliación tectónica y plegamiento del Precámbrico. Contenido paleontológico del Precámbrico.

Litoestratigrafía y ambientes sedimentarios

El contacto Cámbrico-Precámbrico es una discordancia angular, bien visible en la emblemática localidad de Irede de Luna (Fig. 9) así como entre La Magdalena y Los Barrios de Luna, junto a la desviación a Portilla de Luna, donde tendrá lugar esta primera parada (Figs. 10 y 11) (Julivert & Martínez García, 1967; Pérez-Estaún, 1973, 1978; Díaz García, 2006). En ambos puntos, el Precámbrico consiste en una alternancia de pizarras y areniscas débilmente metamórficas (facies de los esquistos verdes) conocida como **Formación Narcea o Mora**. Presenta secuencias de Bouma y estructuras como *flutes* y *bounces* (Fig. 8), estriaciones de corrientes y *slumps*, que han llevado a interpretarla como turbiditas (van den Bosch, 1969; Pérez-Estaún, 1973, 1978; Martín Parra *et al.*, 1989) depositadas en una cuenca trasarco (*back-arc*) (Fernández-Suárez *et al.*, 2000; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003).

Algo más al oeste de Irede, al N de Salce, Pérez-Estaún (1973) indica la presencia, hacia el techo de la formación, de cantos dispersos de pizarras, y uno de caliza de 30 cm, en las turbiditas, que considera de posible origen glaciar (diamictitas glaciomarinas). Los últimos metros del Precámbrico bajo la discordancia muestran un enrojecimiento ("rubefacción") que ha sido atribuido al solo efecto de una paleometeorización subaérea ante-cámbrica (van der Meer Mohr, 1983), o bien combinada con una posible alteración por circulación de fluidos durante la Orogenia Varisca (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004a).

La sucesión precámbrica se encuentra afectada por grandes pliegues asimétricos, acompañados por un clivaje de plano axial que ha sido atribuido a la orogénea cadomiense del final de finales del Neoproterozoico (Pérez-Estaún, 1973; Díaz García, 2006), relacionándose con una convergencia litosférica en el margen norte de Gondwana (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003).

La **Formación La Herrería** se dispone, en el corte de la carretera de La Magdalena a Los Barrios, en estratos subverticales, comenzando por un delgado conglomerado silíceo basal de pequeños cantos, seguido por pizarras verdosas con unas pocas capas intercaladas de conglomerados y areniscas, algunas de estas últimas con granos de glauconita. La compresión varisca es la responsable de la verticalización de estas capas y del desarrollo en ellas de un débil clivaje.

Fósiles y edad

Martín Parra *et al.* (1989) y Palacios & Vidal (1992) encuentran en la parte alta de la **Formación Narcea-Mora**, bajo la discordancia de Irede, los microfósiles de pared orgánica *Palaeogomphosphaeria cauriensis* y *Sphaerocongregus variabilis*, característicos del Véndico superior (Ediacárico), así como filamentos algales similares al grupo Vendotaenida. Esta atribución se ve confirmada por las medidas de datación absoluta realizadas en rocas de esta unidad en Asturias, que han resultado en edades comprendidas entre 640 y 559 Ma. (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004b).

Crimes *et al.* (1977) indican que la presencia de *Diplocraterion*, *Cruziana* y *Rusophycus* sólo unos pocos metros sobre la base de la **Formación La Herrería** en Los Barrios de Luna e Irede señala ya el Cámbrico Inferior, opinión confirmada por los hallazgos de acritarcos e icnofósiles por Palacios & Vidal (1992) en la misma posición estratigráfica y localidades. Entre estos últimos destaca la presencia en Irede, a tan sólo 4 m sobre la discordancia, del icnofósil *Treptichnus pedum*, cuya primera aparición señala internacionalmente la base del Cámbrico. Esta situación es similar a la existente en el límite Precámbrico-Cámbrico de las Cadenas Ibéricas, Sierra Morena y Centro de España, donde la discordancia indica un momento de emersión finiprecámbrico.



Figura 9. La discordancia angular entre el Cámbrico y el Precámbrico en Irede de Luna.



Figura 8. Contramoldes naturales de *flutes* y *boudins* en la base de una capa de arenisca. Corriente hacia la derecha de la foto. Formación Narceamora (Neoproterozoico), en la carretera entre La Magdalena y Los Barrios de Luna.

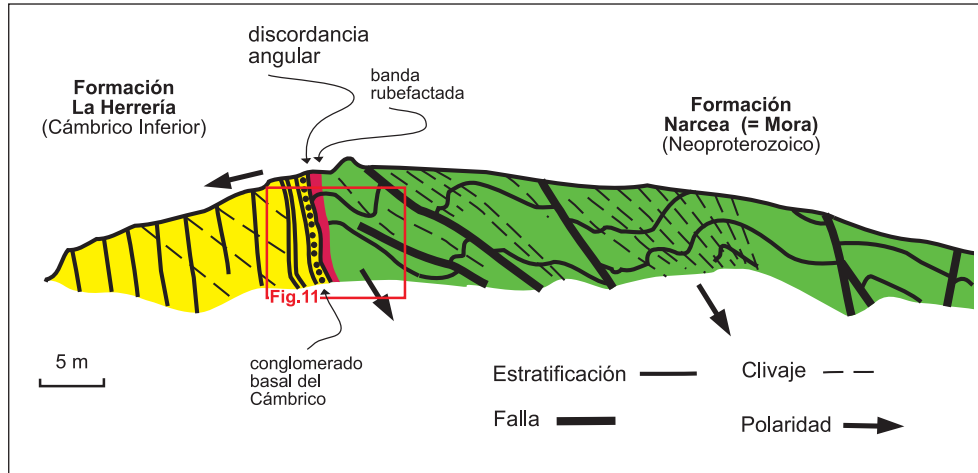


Figura 10. Corte geológico de la discordancia entre el Cámbrico y el Precámbrico en la carretera entre La Magdalena y Los Barrios de Luna, en el cruce a Portilla de Luna (Parada 1). Según Pérez Estaún (1973), a partir de un esquema previo de Julivert y Martínez García (1967), ligeramente modificado.

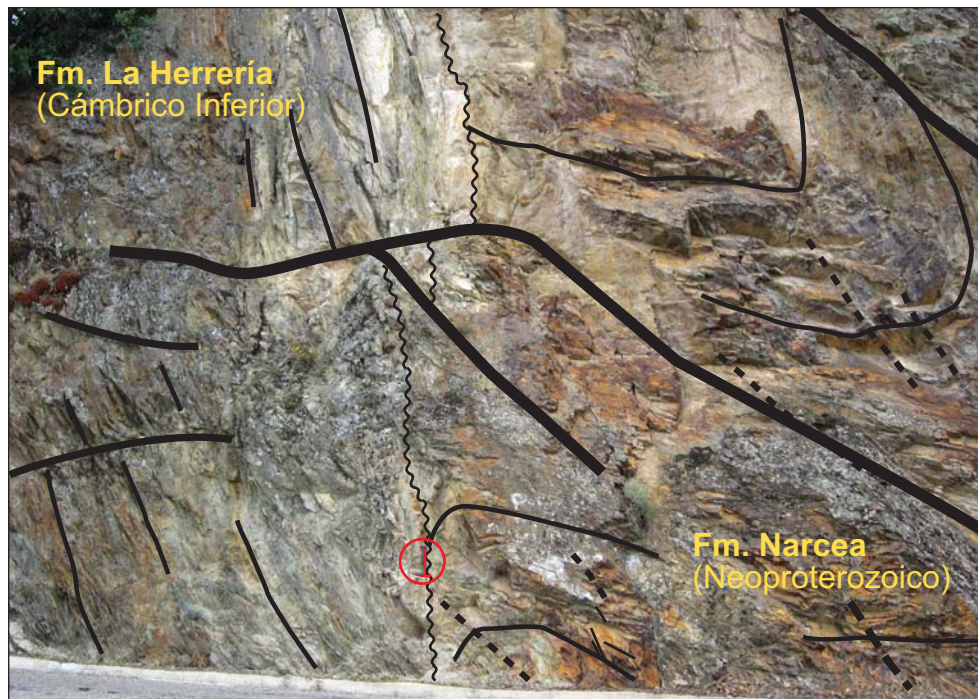


Figura 11. La discordancia angular entre el Cámbrico y el Precámbrico en el cruce de Portilla de Luna. Leyenda como la Fig. 10. Obsérvese el martillo como escala.

Parada 2. El Cámbrico Inferior y Medio en Los Barrios de Luna (carretera de Irede a Mallo): Formaciones La Herrería (techo), Láncara y Oville (base)

Situación

Continuando por la carretera N-623, en dirección a Los Barrios de Luna, se toma la desviación para acceder a esta localidad y luego, sin entrar en ella, una pequeña desviación a la izquierda que cruza el río Luna y enlaza con la carretera de Irede de Luna a Mayo de Luna (Fig. 12). En este punto comienza el recorrido de la Parada 2, que proseguirá avanzando hacia Mallo de Luna.

Objetivos

Reconocimiento de la sucesión del Cámbrico Inferior y Medio: Formaciones La Herrería (techo), Láncara y Oville (base). La disconformidad del límite Cámbrico Inferior-Medio. Estromatolitos del Cámbrico Inferior. Yacimiento de trilobites del Cámbrico Medio.

Litoestratigrafía y ambientes sedimentarios

Las tres unidades que se visitarán en esta parada (La Herrería, Láncara y Oville) se encuentran tectónicamente duplicadas por una escama de cabalgamiento (Figs. 12, 13, 16 y 25). Para su descripción, la sección estratigráfica de la escama septentrional en la margen oriental del valle (Parada 5) es denominada Los Barrios de Luna 1 (BL-1), la más meridional en la margen occidental del valle (Parada 2), Los Barrios de Luna 2 (BL-2) y la sección de la escama más septentrional en la margen occidental (Parada 2), Los Barrios de Luna 3 (BL-3).

La unidad basal del Cámbrico, la **Formación La Herrería**, tiene, en el valle del Luna, una potencia de unos 850 m, habiendo sido descrita por van den Bosch (1969), Crimes *et al.* (1977), Leyva *et al.* (1984), Martín Parra *et al.* (1989) y Suárez Rodríguez *et al.* (1990). Ha sido subdividida en esta región por Martín Parra *et al.* (1989) en tres miembros: inferior, medio y superior. El **miembro inferior**, aproximadamente correspondiente a la Formación Pilotuerto de Parga & Luque (1971), consiste en 200 m de alternancias de cuarzoarenitas y pizarras, con varias intercalaciones de dolomías y calizas. Localmente, las areniscas contienen granos de glauconita. El **miembro medio** está formado por 600 m de areniscas de grano medio a grueso, predominando las cuarzoarenitas, pero con frecuentes areniscas feldespáticas, además de algunos microconglomerados y escasas pizarras; en Los Barrios de Luna, hacia la parte alta de este miembro medio se encuentra una roca subvolcánica. Son frecuentes aquí la estratificaciones cruzadas. El **miembro superior**, designado también como **“Capas de Barrios”** (Lotze, 1961), por su excelente afloramiento junto a esta localidad, consta de 50 m de cuarzoarenitas, pizarras y dolomías (Fig. 14). Las areniscas

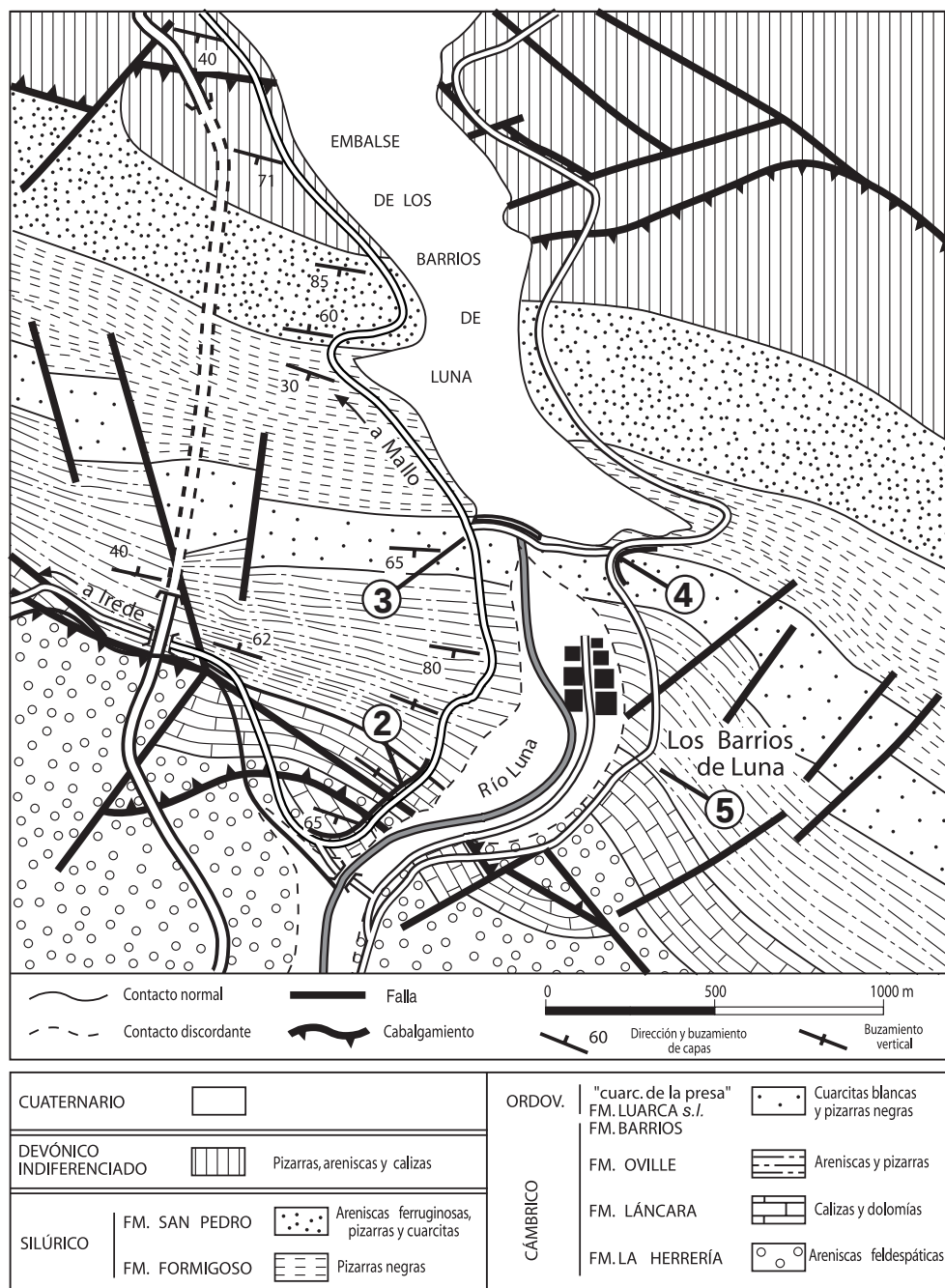


Figura 12. Mapa geológico de los alrededores de Los Barrios de Luna, con situación de las paradas 2 a 5 de la excursión. Cartografía según Aramburu *et al.* (1996), a partir de Alonso *et al.* (1990), Leyva *et al.* (1990) y Suárez Rodríguez *et al.* (1990).

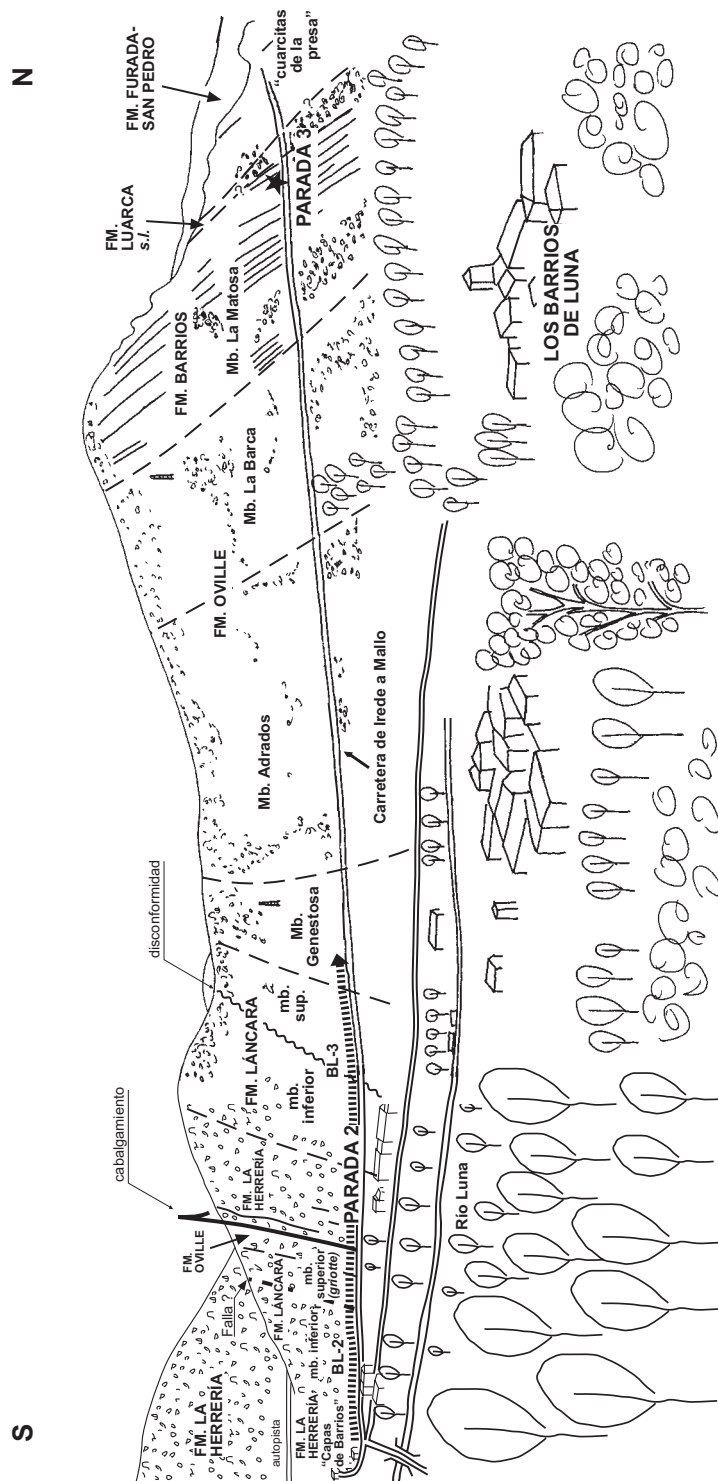


Figura 13. Corte geológico de las formaciones del Paleozoico Inferior en la carretera de Irede a Mallo, junto a Los Barrios de Luna (paradas 2 y 3).

presentan frecuentes estratificaciones cruzadas y algunas laminaciones paralelas y *crescents* (Fig. 15) (van den Bosch, 1969; Owen, 1994). Álvaro *et al.* (2003) describen este miembro en la sección BL-2. Los miembros medio y superior corresponden, aproximadamente, al conjunto de las formaciones La Florida y Valserondo de Parga & Luque (1971).

El ambiente de depósito de la Formación La Herrería ha sido variablemente interpretado por los autores que han trabajado en este área. Así van den Bosch (1969) concluye que debió de acumularse en un medio fluvial a deltaico, con intercalaciones marinas en los miembros inferior y superior. Según Crimes *et al.* (1977), se trataría más bien de una llanura mareal, con depósitos de playa intercalados en la parte superior.

Van der Meer Mohr (1983) sugiere que la parte inferior de la formación pudo depositarse en un ambiente fluvial trenzado, acumulándose en lagos las capas dolomíticas intercaladas; hacia arriba el ambiente pasaría a litoral, y en el techo (Capas de Barrios) a otro de mar abierto. Para Martín Parra *et al.* (1989), el conjunto de la formación habría sido depositada en un *fan delta*, correspondiendo el miembro inferior a un medio marino somero con aportes continentales, el miembro medio a depósitos aluviales de ríos trenzados (*braided*), y el superior a un ambiente marino somero.

Álvaro *et al.* (2003) indican que las “Capas de Barrios” y la parte superior del miembro medio deben de corresponder a depósitos de llanura mareal (con barras y canales mareales) y fluviales (con canales meandriformes y llanuras de inundación); dentro estos últimos interpretan tres horizontes (a los que designa como BL₅, BL₈ y BL₉) como paleosuelos de origen microbiano, formados bajo un clima semiárido tropical a subtropical. Sin embargo, dos de estos horizontes (BL₈ y BL₉) contienen trilobites, y en BL₈ ha sido hallado *Astropolichnus*, de indudable origen marino.

Los carbonatos de la **Formación Láncara** se disponen en contacto gradual sobre la Formación La Herrería, como puede observarse bien en la sección BL-2 de la Parada 2. La sucesión de esta unidad ha sido descrita en este punto por van den Bosch (1969), van der Meer Mohr (1969) y Zamarreño (1972). Se diferencian bien aquí los dos miembros (Figs. 17 y 25):

El **miembro inferior** consta de 75 m con predominio de dolomías (“miembro dolomítico” de van der Meer Mohr, 1969) al que siguen 30 m de calizas con *birdeseyes* (“miembro calcáreo” del autor antes citado). En la base del miembro inferior destaca un nivel oolítico de 2 m de espesor (Fig. 18), seguido por 24 m de dolomías de grano fino con laminaciones inorgánicas e intercalaciones de pizarras. A continuación se observa un tramo de 3 m de dolomías con estromatolitos (Fig. 19). Sobre ellas se disponen 26 m de dolomías de grano fino con laminaciones inorgánicas y algunas pizarras, 10 m de dolomías con laminaciones microbianas y 16 m de dolomías secundarias de grano grueso, compactas.

Culmina este miembro con las citadas calizas micríticas con *birdeseyes* o fenestras (Figs. 20 y 21), donde además han sido descritos algunos estromatolitos, oncoides y laminaciones microbianas; en otras localidades contiene grietas de desecación. En Los Barrios, van der Meer Mohr (1969) señala en ellas la presencia de cavidades con formas de lentes y venas de hasta 30 cm, rellenas por calcita, que atribuye a un paleokarst cámbrico (espeleotemas).

Según van der Meer Mohr (1969) y Zamarreño (1972, 1975, 1978, 1981), el miembro inferior de la Formación Láncara debió de originarse en un medio de llanura mareal. Dentro de ella, el tramo oolítico representaría un ambiente suba intermareal de alta energía, posiblemente playas (van der Meer Mohr, 1969), los estromatolitos se consideran formados en la zona intermareal, mientras las calizas con *birdeseyes* corresponderían ya a la zona intermareal superior a supramareal. Las dolomías son consideradas en su mayor parte de origen primario (dolomitización penecontemporánea) por van der Meer Mohr (1969) y Zamarreño (1972), como es común en muchos depósitos de llanuras mareales carbonáticas, tanto antiguos como presentes.

El **miembro superior**, en contacto erosivo sobre el inferior (disconformidad), consta de 5 m de calizas *grainstone* bioclásticas grises, con granos de glauconita, que pasan gradualmente hacia el techo a 21 m de calizas rojas nodulosas *packstone a wackestone* bioclásticas de trilobites, braquiópodos y equinodermos, alternando con margas del mismo color ("*griotte* cámbrica") (Figs. 22 y 23).

Este miembro superior aflora bien en la escama sur de la carretera arriba citada de Irede a Mallo (Parada 2, sección BL-2), aunque su mejor exposición se encuentra en la escama septentrional de la margen izquierda del río Luna, junto a la carretera de La Magdalena a Villablino (Parada 5, sección BL-1).

Las calizas del miembro superior han sido asignadas a un ambiente de depósito sublitoral somero de mar abierto (van der Meer Mohr, 1969; Zamarreño, 1972), representando una sucesión condensada (Zamarreño, 1972). Según Aramburu (1989), Aramburu *et al.* (1992) y Aramburu & García-Ramos (1993), representa una secuencia transgresiva de profundización, con disminución energética y ralentización de los aportes.

Las calizas rojas nodulosas de la parte media a superior de este miembro son asimilables a otras *griottes* devónico-carboníferas y a la facies *ammonitico rosso* del Mesozoico, aunque tanto en unas como en otras suele predominar la fauna pelágica, goniatites en las primeras y ammonites en las segundas, mientras en el Láncara es toda ella bentónica.

El origen de la nodulosidad característica de la *griotte* ha sido discutido por Oele (1964: 49-50), van der Meer Mohr (1969: 252) y Zamarreño (1972: 94). Aramburu *et al.* (1992) consideran que la estructura nodulosa de este tipo de calizas se debe a una litificación temprana del sedimento calcáreo fangoso,

acentuada por una disolución por presión y compactación posteriores del material arcilloso no calcáreo, en condiciones de baja tasa de sedimentación.

La **Formación Oville** presenta un buen afloramiento en esta sección, donde su espesor alcanza los 413 m. Como en toda la Zona Cantábrica, pueden reconocerse aquí bien los tres miembros diferenciados por Aramburu (1989) y Aramburu & García-Ramos (1993): Genestosa, Adrados y La Barca (Figs. 16 y 25).

El **Miembro Genestosa** está formado básicamente por 69 m de pizarras verdosas a grises con trilobites, en tránsito gradual a la Formación Láncara. Entre ellas se intercalan una capa de caliza arenosa y cinco capas de areniscas (cuarzoarenitas de grano fino con cemento calcáreo y algo de glauconita), de 1 a 14 m de espesor. Estas intercalaciones areniscosas, que sólo aparecen en este miembro en el norte de León, se amalgaman al este de Los Barrios en una sola capa de mayor espesor que fue denominada "Arenisca de *simula*" (Sdzuy 1968), por encontrarse en ella, en algunas localidades, el trilobites *Solenopleuropsis simula*, y representaría, según Sdzuy (1968) y Zamarreño (1972), un nivel isócrono, aunque este hecho se contradice con la edad Languedociense inferior de la inadecuadamente denominada "Arenisca de *simula*" en la sección de Los Barrios de Luna (sección BL-1; véase más adelante la Parada 5). Además de trilobites, el Miembro Genestosa ha suministrado, en diferentes localidades del norte de León, braquiópodos, moluscos, equinodermos, palinomorfos y escifopólipos coloniales, interpretados inicialmente como graptolitos bentónicos (Sdzuy, 1974).

El **Miembro Adrados** consiste en una alternancia rítmicamente estratificada, con 150 m de espesor, de areniscas (subarcosas a cuarzoarenitas) de grano fino a muy fino, limolitas y pizarras ordenadas en secuencias grano y estratocrecientes hacia el techo. El conjunto forma, a su vez, una secuencia grano y estratocreciente. La parte inferior del miembro no es visible en Los Barrios, aunque en otras localidades está formada por pizarras y limolitas con algunos fragmentos fósiles (trilobites entre otros). La parte media consta de una alternancia rítmica de pizarras, limolitas y areniscas (subarcosas) bioturbadas, en capas centimétricas. La parte alta está formada mayoritariamente por areniscas grises (cuarzoarenitas, frecuentemente glauconíticas), en capas decimétricas, en las que se aprecian ocasionalmente laminación paralela y *ripples*. Estas areniscas del techo del miembro forman el resalte topográfico más destacable dentro del conjunto de la Formación Oville.

El **Miembro La Barca**, de 194 m de espesor, está compuesto por una alternancia de areniscas (cuarzoarenitas) grises, y blancas hacia la parte alta, en capas de espesor muy variable, limolitas grises y pizarras grises y verdes. A diferencia del Miembro Adrados, no se aprecia, normalmente, una ordenación secuencial bien definida; sólo en ocasiones se observan secuencias tanto granocrecientes como granodecrescentes hacia el techo. Es frecuente la glauconita en la parte baja de

esta unidad. Las areniscas suelen mostrar laminación paralela y *ripples* en sus techos, siendo muy raras las estratificaciones cruzadas. Es común la bioturbación, aunque menos frecuente y más débil que en el Miembro Adrados.

El conjunto de la Formación Oville representa una somerización ligada a la progradación de un sistema deltaico (van den Bosch, 1969; Gietelink, 1973; van der Meer Mohr, 1983), del tipo delta de llanura trenzada (*braidplain delta*) según Aramburu (1989), Aramburu *et al.* (1992) y Aramburu & García-Ramos (1993), desde las facies más profundas, bajo el nivel de base del oleaje de tempestad, representadas por el Miembro Genetosa, hasta las más someras, litorales a sublitorales, del Miembro La Barca.

Fósiles y edad

Crimes *et al.* (1977) citan icnofósiles diversos en la mayor parte de la **Formación La Herrería** de las secciones de Los Barrios e Irede: *Arenicolites*, *Cruziana*, *Diplocraterion*, *Planolites*, *Rusophycus*, *Skolithos*, y *Taphrhelminthopsis* en el miembro inferior; *Arenicolites*, *Bergaueria*, *Cruziana*, *Diplichnites*, *Diplocraterion*, *Monocraterion*, *Phycodes*, *Plagiogmus*, *Planolites*, *Rusophycus*, *Skolithos* y *Teichichnus* en el miembro medio, y *Astropolithon*, *Bergaueria*, *Diplichnites*, *Diplocraterion*, *Monocraterion* y *Monomorphichnus* en el superior. El descubrimiento de "*Astropolithon*" en Los Barrios y Mora de Luna, citado como tal por Seilacher (en Lotze, 1961) y como "escifomedusas" por van der Meer Mohr y Okulitch (1967), corresponde en realidad al icnogénero *Astropolichnus* (Pillola *et al.*, 1994).

Todo el conjunto de icnofósiles presente en la Formación Herrería es indicativo de una edad Cordubiense-Ovetiense (Liñán *et al.*, 1993).

Palacios & Vidal (1992) refieren la presencia de numerosos acritarcos del Cámbrico Inferior a todo lo largo de cuatro secciones entre Irede y Los Barrios de Luna, incluyendo especies de las biozonas de *Skiagia ornata*-*Fimbriaglomerella membranacea*, *Heliosphaeridium dissimulare* - *Skiagia ciliosa* y *Volkovia dentifera* - *Liepaina plana*, que indican un rango de edad Tommotiense-Atdabaniense (equivalentes al Cordubiense-Ovetiense, sin descartar que incluyan el Marianiense según Gámez *et al.*, 1991) para la Formación La Herrería. Estos autores no citan acritarcos en la sección BL-2, pero encuentran en la parte más alta de esta formación, en su "localidad 4", la asociación de *Sterospermella* sp. y *Fimbriaglomerella minuta*, que pertenecería a la zona *Skiagia ciliosa*-*Heliosphaeridium dissimulare*, o niveles inferiores, según Moczydlowska (1991: Fig. 5) y Vidal *et al.* (1995). Por todo ello, probablemente el contacto entre la Formación La Herrería y la Formación Láncara sea diacrónico a nivel regional.

En la sección BL-2 de las **Capas de Barrios** se han localizado tres niveles de trilobites en buen estado de conservación (Lotze, 1961; Sdzuy, 1961; Truyols, 1969) (Fig. 24). El nivel 1, situado cerca de la base, contiene *Lunolenus? lotzei*. El nivel

intermedio tiene los trilobites *Lunolenus prior* y *Agraulos antiquus*. El nivel superior contiene *Lunolenus lunae*, *Dolerolenus formosus* y *Anadoxides richterorum*, así como el icnofósil *Astropolichnus hispanicus*. Los trilobites han sido asignados al Ovetiense superior (Sdzuy, 1971; Liñán *et al.*, 1993; Liñán *et al.*, 2002) pero estas especies no se han encontrado por el momento en ninguna otra región del mundo. *Astropolichnus hispanicus* sí es frecuente en las sucesiones basales del Cámbrico de España, Italia y Francia, caracterizando el Piso Ovetiense del margen oeste de Gondwana (Pillola *et al.*, 1994). Esta asociación paleontológica está presente también en otras secciones estratigráficas locales y sugiere que la parte superior de la Formación La Herrería se depositó en un medio sublitoral somero en la región de Los Barrios de Luna.

Según van der Meer Mohr (1969), los estromatolitos del miembro inferior de la **Formación Láncara** en Los Barrios de Luna están formados por una combinación de estructuras *Collenia* y *Cryptozoon* (tipos SH-C y LLH-S), con alturas comprendidas entre 10 y 50 cm (Fig. 19).

Las pizarras de la base de la **Formación Oville** en la sección BL-2 contienen trilobites del Cámbrico Medio, entre los que se han reconocido *Paradoxides pradoanus*, *Solenopleuropsis marginata* y *Peronopsis acadica*, que son típicos de la transición Caesaraugustiense Superior-Languedociense Inferior. Esta asociación fósil y su estado de conservación confirman que el miembro inferior de la Formación Oville se depositó en un medio sublitoral de mar abierto y cierta profundidad.

Un nivel de pizarras grises 10,55 m bajo el techo del **Miembro La Barca** ha proporcionado los acritarcos *Timofeevia lancarae*, *Eliasum* sp. y *Cristallinium* sp., indicativos del Cámbrico Medio (determinaciones y atribución del Dr. M. Vanguetaine, com. pers., 1985, en Aramburu, 1989).

En esta parada sólo se visitará el miembro superior de la Formación La Herrería ("Capas de Barrios"), en la sección BL-2.

Se reconocerá a continuación el nivel oolítico de la base de la Formación Láncara en la sección BL-2, para pasar inmediatamente después al techo de la unidad, donde se analizarán las características litológicas y el contenido paleontológico de la caliza *griotte* y las pizarras de la base de la Formación Oville.

En la sección BL-3 se volverá a observar el nivel oolítico de la base de la Formación Láncara para proseguir con el resto de esta unidad, cuyo techo se encuentra aquí cubierto.



Figura 14. Alternancia de pizarras, areniscas y calizas de las “Capas de Barrios” (Fm. La Herrería), en la carretera de Irede a Mallo de Luna (Parada 2, sección BL-2). Techo a la derecha.



Figura 15. *Crescent mark* en el techo de una capa de arenisca en la parte inferior de las “Capas de Barrios” o miembro superior de la Formación La Herrería. Corriente hacia arriba de la foto. Carretera de Irede a Mallo.



Figura 16. Vista panorámica de la sucesión del Paleozoico Inferior en la carretera de Irede a Mallo, junto a Los Barrios de Luna (paradas 2 y 3).

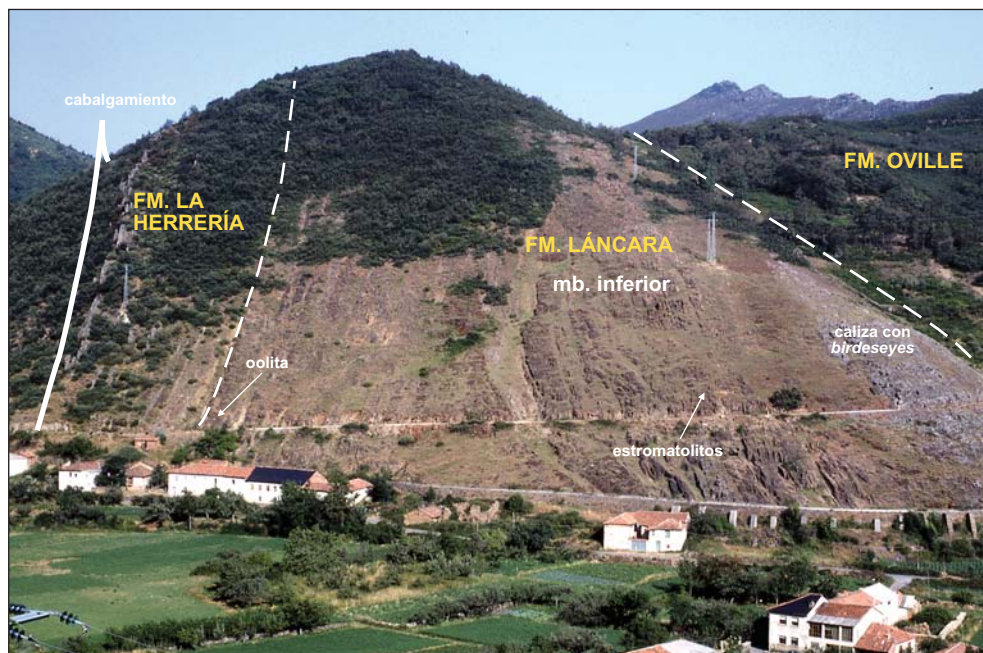


Figura 17. Vista panorámica de la Formación Láncara en la carretera de Irede a Mallo (Parada 2, sección BL-3).

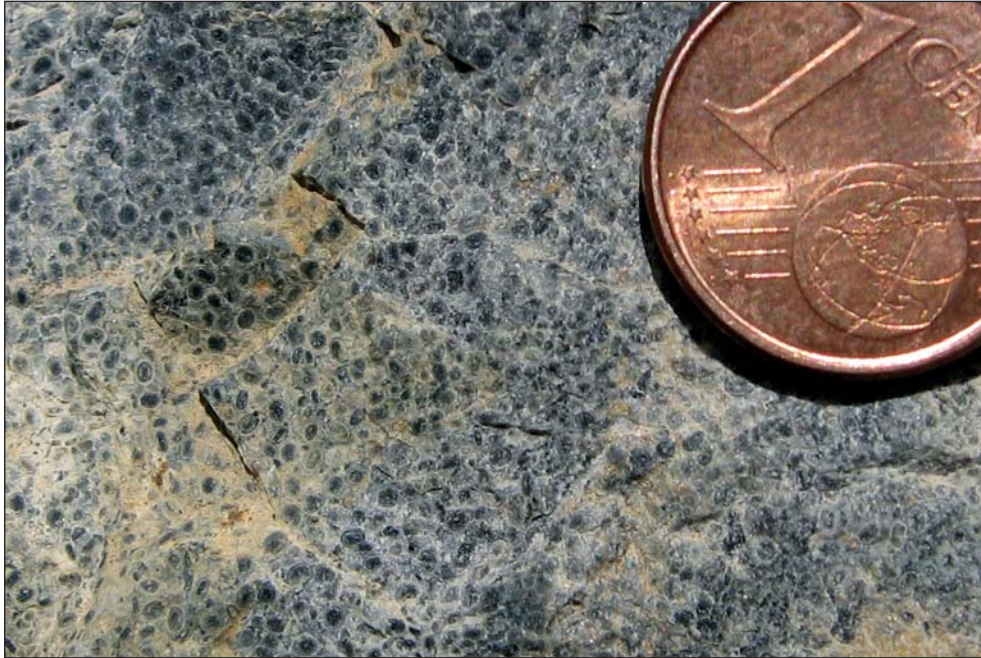


Figura 18. Dolomía oolítica en la base de la Formación Láncara. Parada 2, sección BL-2.



Figura 19. Estromatolitos en el miembro inferior de la Formación Láncara. Parada 2, sección BL-3.



Figura 20. Contacto entre las dolomías (a la izquierda) y las calizas con *birdeseyes* del miembro inferior de la Formación Láncara . Parada 2, sección BL-3.



Figura 21. Caliza micrítica con *birdeseyes* en la parte alta del miembro inferior de la Formación Láncara. Parada 2, sección BL-3.



Figura 22. Caliza *griotte*, miembro superior de la Formación Láncara. Parada 2, sección BL-2. Techo hacia la derecha.



Figura 23. Detalle de la caliza *griotte*, miembro superior de la Formación Láncara. Parada 2, sección BL-2.

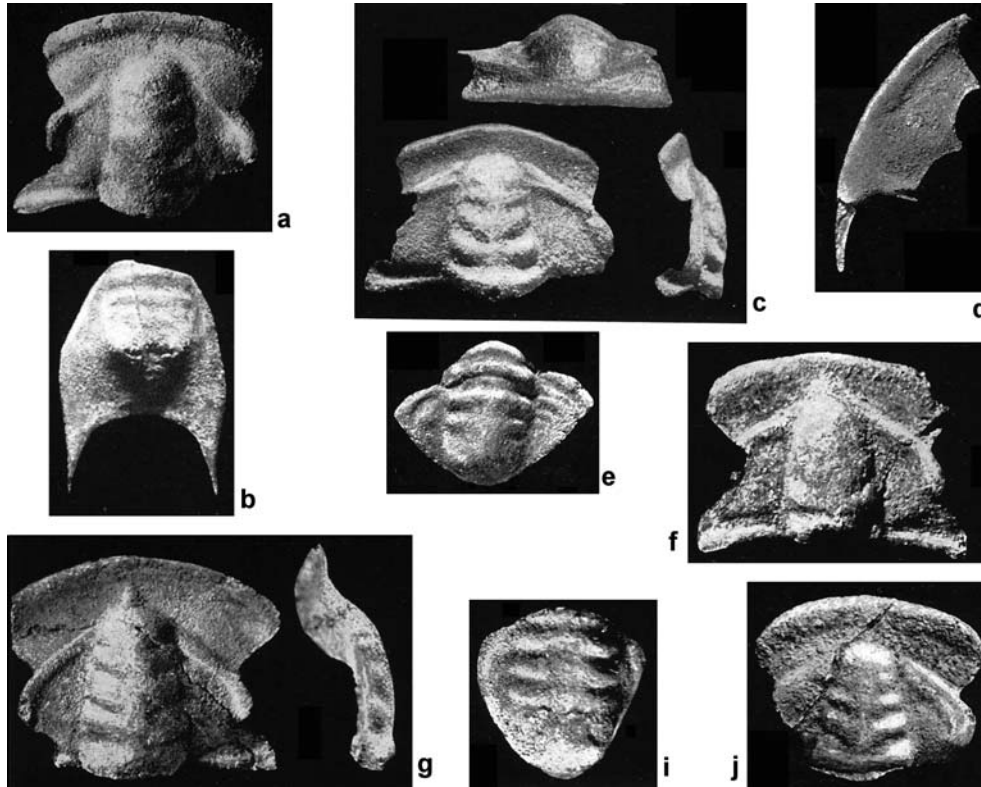


Figura 24. Trilobites del Ovetiense (Cámbrico Inferior) de Los Barrios de Luna. Todos los ejemplares están reproducidos del trabajo de Sdzuy (1961). **a-b**, *Dolerolenus formosus*; **a**, cranidio, holotipo, x2,5; **b**, pigidio, x3. **c-e**, *Anadoxides richterorum*; **c**, cranidio en vista frontal, lateral y dorsal, x1,4; **d**, librígena, x 1,7; **e**, pigidio, x2. **f**, *Lunolenus prior*, cranidio, holotipo, x3,5. **g-i**, *Lunolenus lunae*; **g**, cranidio, en vista frontal y lateral, holotipo, x2,5; **i**, pigidio, x4,2. **j**, *Lunolenus? lotzei*, cranidio, holotipo, x 2,5.

Figura 25 (página opuesta). Columna estratigráfica sintética (a la izquierda) del Cámbrico Inferior a Medio en Los Barrios de Luna, con situación de las paradas 2 y 5; a partir de datos en ambas laderas del valle, principalmente de Zamarreño (1972) y Aramburu (1989). A la derecha, distribución de los taxones de trilobites en el miembro superior de la Formación Láncara y base de Oville, sección BL-1; según datos de Sdzuy (1961, 1968) y otros nuevos obtenidos en 1995 por el Prof. Sdzuy en colaboración con dos de los firmantes de esta Guía (E.L. y R.G.).

Parada 3. La cuarcita cámbrica: Miembro La Matosa de la Formación Barrios

Situación

Unos 600 m más arriba del final de la Parada 2, por la carretera de Irede de Luna a Mallo de Luna, junto al muro de la presa del Embalse de Barrios de Luna, cerca de esta localidad (Figs. 12 y 13).

Objetivos

Observaciones sobre la Formación Barrios (Miembro La Matosa) en su estratotipo. Litoestratigrafía y ambientes sedimentarios: el *tonstein* de caolinita y el vulcanismo. Fósiles y edad: el tramo de *Skolithos*.

Litoestratigrafía y ambientes sedimentarios

El estratotipo de la **Formación Barrios**, señalado por Comte en 1937a, se sitúa en la carretera de Irede a Mallo, en torno al muro del embalse (Figs. 26 y 27). Van den Bosch (1969) dividió la unidad, en este afloramiento, en cinco miembros (A-E) y Gietelink (1973) en seis (A-F). Aramburu (1989) y Aramburu & García-Ramos (1993) diferencian dos miembros, Miembro La Matosa (miembros A-D de van den Bosch y A-E de Gietelink) y Miembro Tanes (miembro E de van den Bosch y F de Gietelink), por correlación con otros afloramientos de la Zona Cantábrica.

El **Miembro La Matosa** consta, en este punto, de 214 m de cuarzoarenitas (cuarcitas) de grano muy fino a medio bien estratificadas, de color blanco a gris claro, con algunas intercalaciones de pizarras grises y verdosas (Figs. 26 y 27). Sus características son similares a las del techo de la Formación Oville, aunque con mayor porcentaje de cuarcitas, reconociéndose un contacto neto entre ambas unidades. Como es general en toda la Zona Cantábrica, el conjunto del miembro forma una secuencia grano y estratocreciente hacia el techo. Aunque la estructura sedimentaria predominante en las cuarcitas son las laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo, son también comunes la estratificaciones cruzadas de mediana escala y los *ripples* de oleaje y de corriente (Fig. 29). Excepcionalmente, aparecen granos de glauconita dispersos en cuarcitas de la mitad del miembro. Van den Bosch (1969), Gietelink (1973) y Baldwin (1977) interpretan este miembro, en esta sección, como depositado en un delta destructivo dominado por olas y mareas, con subambientes de playa, islas barrera, *lagoons*, llanuras mareales y canales fluviales. Alternativamente, Aramburu (1989) y Aramburu & García-Ramos (1993) atribuyen este miembro al depósito en la parte litoral de un delta de llanura trenzada (*braidplain delta*).

En esta parada se visitará sólo la parte alta del Miembro La Matosa, junto a la presa.

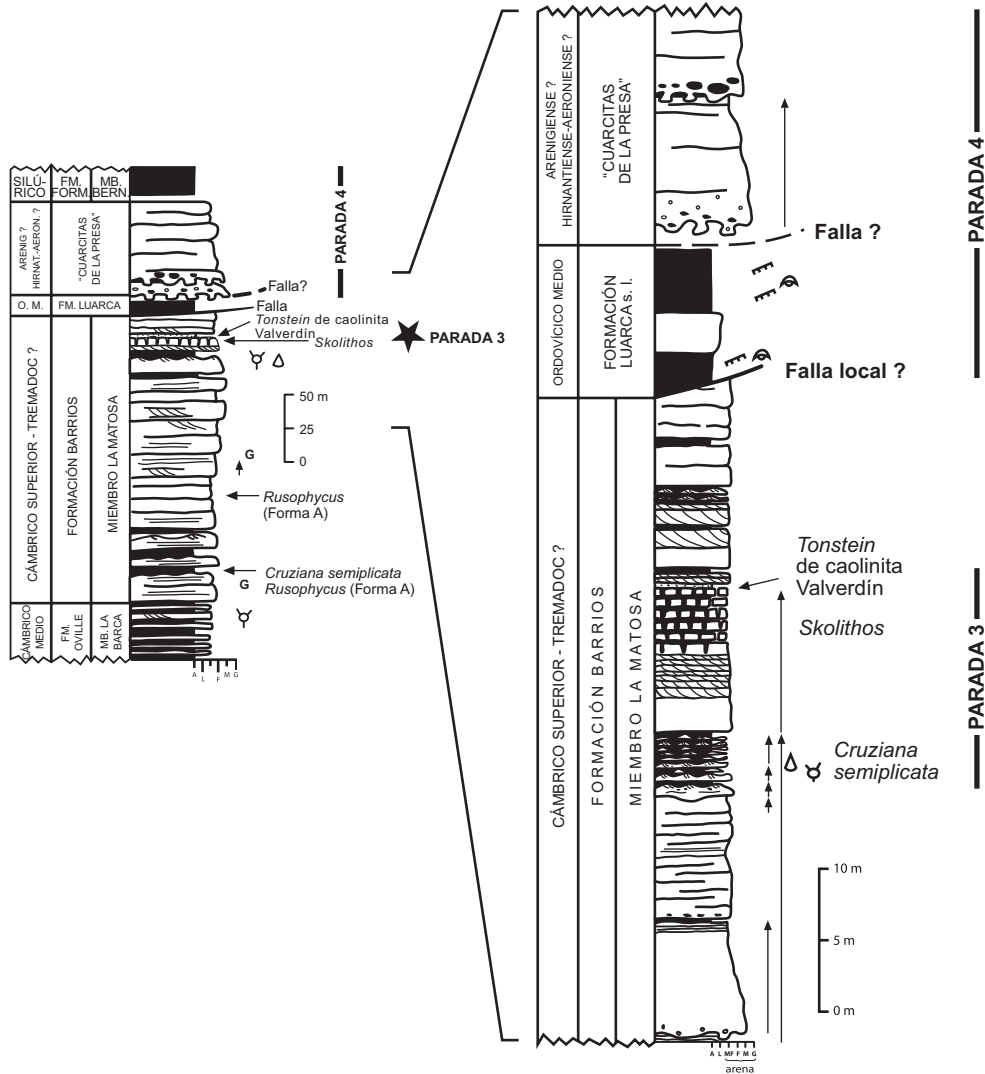


Figura 26. Columna estratigráfica sintética de la sucesión del Cámbrico Medio al Silúrico en los Barrios de Luna, con situación de las paradas 3 y 4. A partir de datos de Aramburu (1989) en ambas laderas del valle. Leyenda como en la figura 25.

El Tonstein de caolinita Valverdín

Intercalada entre las cuarcitas se encuentra una capa de caolín de color gris claro y 30 cm de espesor, denominada “Capa Valverdín” por Aramburu (1989) (Fig. 28). Ha sido interpretada por este autor como un *tonstein* de caolinita (o K-bentonita, bentonita caolínica), formado por la alteración diagenética temprana de una capa de cenizas volcánicas de transporte eólico. Esta misma capa se ha localizado también en las secciones de Pontedo y Getino-Valverdín, con espesores de 34 y 35 cm, respectivamente, distantes unos 30 km en línea recta hacia el este (Aramburu, 1989). En la última de las localidades citadas, donde se encuentra su estratotipo, fue objeto de explotación minera en galerías que aún pueden observarse.

Otro *tonstein* de características similares y gran extensión lateral, que se intercala en un nivel superior de la Formación Barrios (Miembro Tanes) en el centro de Asturias (García-Ramos *et al.*, 1984; Aramburu, 1989), ha sido recientemente datado como Tremadociense terminal-Arenigiense basal (Gutiérrez-Alonso *et al.*, en prensa) y es explotado actualmente para la fabricación de ladrillos refractarios. Gutiérrez-Marco & Bernárdez (2003) localizan otro *tonstein* dentro del mismo miembro en el oriente de Asturias, que correlacionan con el del centro de Asturias.

Ambas capas deben considerarse formadas en relación con el intenso vulcanismo coetáneo con la sedimentación del Paleozoico Inferior en la Cordillera Cantábrica, manifestado tanto por *sills* de rocas subvolcánicas (diabasas), como por chimeneas y cuerpos estratiformes rellenos por rocas vulcanoclásticas (tufitas, etc.) (Loeschke & Zeidler, 1982; Heinz *et al.*, 1985; Gallastegui *et al.*, 1992).

La utilidad estratigráfica de estas capas radica en su importancia como capas guía de correlación en una unidad, la Cuarcita de Barrios, donde los fósiles de interés cronoestratigráfico son muy escasos.

Fósiles y edad

Como se acaba de destacar, en el conjunto de la Formación Barrios los restos fósiles corporales son raros; los más comunes son los braquiópodos quitinofosfáticos (lingúlidos), que suelen aparecer en lumaquelas de asociaciones monoespecíficas. Así, Comte (1959) refiere el hallazgo de algunos ejemplares de *Lingulella heberti* en bloques caídos junto a Los Barrios, que atribuye a las capas de tránsito entre las formaciones Oville y Barrios. En el afloramiento a visitar, en el techo del Miembro La Matosa, se han localizado algunos lingúlidos indeterminables en una capa delgada de cuarcitas (Fig. 26).

Una muestra de pizarras inmediatamente bajo la lumaquela de Lingúlidos proporcionó los acritarcos *Timofeevia* sp. y Stelliferidae, de probable edad Cámbrico Superior (determinaciones y atribución cronoestratigráfica según el Dr. M. Vanguetaine, com. pers., 1985, en Aramburu, 1989).

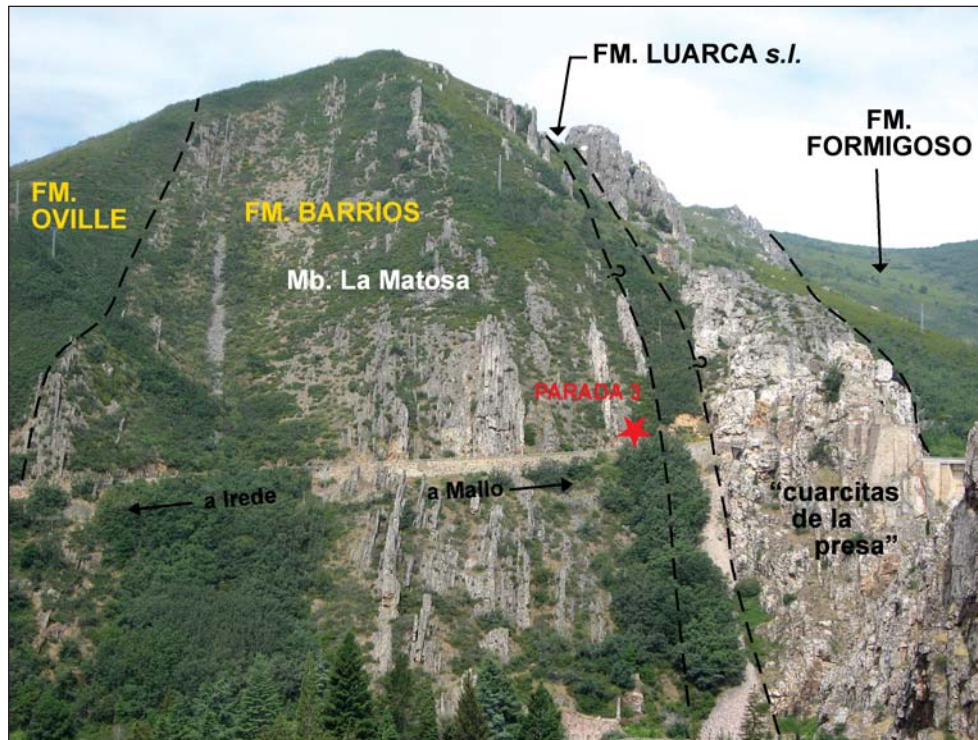


Figura 27. Panorámica de las formaciones cambro-ordovícicas en la ladera oeste del valle, con situación de la Parada 3.



Figura 28. Alternancia de cuarcitas y pizarras con *Skolithos*, y tonstein de caolinita en el Miembro La Matosa de la Formación Barrios (Parada 3). Techo a la derecha.



Figura 29. *Ripples* lingüoides en el techo de una capa de cuarcitas. Corriente hacia abajo de la foto. Miembro La Matosa de la Formación Barrios (Parada 3).



Figura 30. Anillos de Liesegang en la parte baja de las “cuarcitas de la presa”.

Esta edad parece confirmarse por el hallazgo en niveles cercanos de *Cruziana semiplicata* y *Rusophycus* Forma A (Baldwin, 1977), icnofósiles que, según este autor, cubren el rango Cámbrico Superior a Tremadociense en las Islas Británicas. No puede descartarse, sin embargo, una edad Tremadociense para los niveles más altos del Miembro La Matosa, aunque parece poco probable que esta edad pueda extenderse a todo el miembro, como sugiere Baldwin (1977).

El tramo con Skolithos

Unos metros por encima de los dos yacimientos arriba citados, e inmediatamente bajo la capa de caolín, se observa un tramo de 4,8 m de espesor de cuarcitas con intercalaciones delgadas de pizarras, con muy abundantes *Skolithos* (Fig. 28). Este tramo se ha reconocido en otras secciones del norte de León, siempre inmediatamente bajo la capa de caolín antes citada y en el techo del Miembro La Matosa. Así, en la sección de Getino-Valverdín se presenta con 4 m de espesor, y en Pontedo con 2,70 m. Un asociación análoga entre el tramo de *Skolithos* y el caolín se encuentra en el *tonstein* antes referido del centro de Asturias, sugiriendo un ambiente sedimentario tranquilo propicio para la conservación de las cenizas volcánicas precursoras del caolín.

Estos icnofósiles, atribuidos en su mayor parte a huellas de morada de anélidos poliquetos o de foronídeos, pueden encontrarse en una gran variedad de medios desde marinos profundos a someros, litorales, e incluso continentales. Son, sin embargo más característicos, sobre todo cuando su concentración es alta, como en este caso, de la zona litoral (icnofacies de *Skolithos*), habiendo sido reconocidos especialmente en la zona intermareal a submareal más somera de llanuras de mareas, y en el *foreshore* y *shoreface* de playas y barras. La tasa de sedimentación debe de ser en estos casos muy reducida para permitir una colonización orgánica tan intensa.

En el afloramiento visitado, la facies de *Skolithos* debió de acumularse en una zona marina litoral durante el inicio de etapas transgresivas de abandono aluvial, cuando los aportes continentales en una parte más o menos extensa de la cuenca fueron escasos o inexistentes (Aramburu, 1989).

La asociación del tramo de *Skolithos* y la capa de caolín refuerza el carácter de capa guía de correlación de ésta, marcando un nivel isócrono de extensión regional.

Parada 4. El Ordovícico y Silúrico de *El Ventorrillo*

Situación

Desde la Parada 3, se atraviesa el valle por la carretera que va siguiendo la cúspide de la presa, hasta llegar a los afloramientos de la ladera oriental, en torno al bar *El Ventorrillo*, en el km 12 de la carretera N-623 de La Magdalena a Villablino (Figs. 12 y 31).

Objetivos

Reconocimiento de la sucesión ordovícica y el tránsito al Silúrico. Yacimiento fosilífero del Ordovícico Medio en *El Ventorrillo*. El problema de la edad de la “cuarcita de la presa”. Vista panorámica de la sucesión del Paleozoico Inferior desde el mirador junto a *El Ventorrillo*.

Litoestratigrafía y ambientes sedimentarios

En este margen del valle aflora, aunque generalmente en peores condiciones, una sucesión cámbrica paralela a la descrita en las paradas 2 y 3, con las cuarcitas del tramo de *Skolithos* y la capa de caolín próximos a su techo (Miembro La Matosa de la Formación Barrios) (Fig. 31). Sobre estas cuarcitas se observa una pequeña sucesión de 10,6 m de pizarras negras y limolitas a areniscas de grano muy fino bioturbadas y muy fosilíferas. Estos materiales se disponen aproximadamente concordantes con las cuarcitas del Miembro La Matosa, pero el contacto es claramente tectónico, por medio de una falla de bajo ángulo que buza hacia el noreste.

El tramo pizarroso no aflora apenas en la sección clásica antes estudiada en la Parada 2, aunque recientemente uno de nosotros (E.B.) ha localizado nuevos afloramientos fosilíferos de este nivel en ambas laderas del valle. Por su litología y edad (véase más abajo), esta sucesión es atribuida a la **Formación Luarca *sensu lato*** (Aramburu, 1989; Aramburu *et al.*, 1992; Aramburu *et al.*, 1996).

A techo del tramo pizarroso, y concordante con la sucesión general, se encuentran 64 m de cuarcitas en capas espesas en la base, y algo más delgadas hacia el techo. Su tamaño de grano es generalmente de grano medio a fino, excepto en su base y en un tramo de la parte media-alta, donde llega a ser grueso. Sólo raramente se observan en ellas algunas laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo. Estas cuarcitas, a las que nos referiremos provisionalmente como “**cuarcitas de la presa**”, por anclarse en ella sus contrafuertes, afloran a ambos lados del valle, pero especialmente bien en el oeste, al norte de la Parada 2.

En la misma base de las “cuarcitas de la presa” se observan marcas de carga y porosidad de cantos blandos. En un nivel algo superior, a 9 m sobre la base, aparecen también marcas de carga (referidas como *pillows* por Bernárdez *et al.*, en

prensa, su Fig. 5B) y cantos blandos, de hasta más de un metro de diámetro (Bernárdez *et al.*, en prensa, su Fig. 5A), que localmente llegan a formar un pequeño conglomerado intraformacional, visible en la carretera que cruza la presa. En este punto se observan algunos nódulos de pirita dispersos, a los resultados de cuya alteración reciente deben atribuirse los espectaculares Anillos de Liesegang visibles en el entorno (Fig. 30). Puede observarse otro nivel de nódulos de pirita cerca del techo de la cuarcita.

Entre el techo de la sucesión pizarrosa del Ordovícico Medio y la base visible de las "cuarcitas de la presa" median 1,6 m cubiertos que, según Aramburu *et al.* (1996) "deben coincidir con otro accidente tectónico, como lo sugiere el aspecto fuertemente diaclasado de las cuarcitas superiores". Según Bernárdez *et al.* (en prensa) no existen dislocaciones tectónicas importantes en este punto, apoyándose erosivamente las "cuarcitas de la presa" sobre las pizarras del Ordovícico Medio.

Las "cuarcitas de la presa" representan, según Gietelink (1973), depósitos de playas. Alternativamente, Aramburu (1989) y Aramburu y García-Ramos (1993) las consideran originadas por avenidas de inundación fluvial (Fig. 6).

Sobre las "cuarcitas de la presa", y con intermedio de un pequeño tramo cubierto, se disponen las pizarras negras de la base de la Formación Formigoso. Hay que señalar que van den Bosch (1969), en su columna nº 8, correspondiente a Los Barrios de Luna, coloca 8 m de alternancias de limolitas y areniscas bioturbadas ferruginosas entre la unidad cuarcítica y las pizarras de Formigoso, tramo que por sus características podría corresponder a las "Capas de Getino" de Aramburu (1989) y Aramburu & García-Ramos (1993), pero que no ha sido reencontrado.

En la **Formación Formigoso** se diferencian aquí, como en todos sus afloramientos de la Zona Cantábrica, un miembro inferior formado fundamentalmente por pizarras negras (**Miembro Bernesga**) que pasa gradualmente a otro superior de alternancias de areniscas, limolitas y pizarras (**Miembro Villasimpliz**). Esta formación se reconoce fácilmente en la topografía por formar depresiones en el terreno. La colina de tonos rojizos del fondo corresponde a la unidad suprayacente, la **Formación Furada-San Pedro**. No han sido publicadas descripciones de detalle de ninguna de estas dos formaciones en el corte de Los Barrios de Luna. Las pizarras negras del Miembro Bernesga, que será la única de estas unidades que se visite en la excursión, se originaron a partir de un sedimento fangoso depositado en un medio marino somero bajo el nivel de base medio del oleaje de tempestad, correspondiendo el resto del Silúrico a ambientes marinos más someros a litorales.

Desde el mirador de El Ventorrillo se tiene una magnífica panorámica de toda la sucesión del Paleozoico Inferior descrita más arriba, en la ladera opuesta, oeste, del valle.

Fósiles y edad

En el tramo de **pizarras de Luarca** se han identificado numerosas formas de trilobites, graptolitos, ostrácodos, braquiópodos, moluscos y equinodermos, entre los cuales Aramburu *et al.* (1996) y Gutiérrez-Marco *et al.* (1999) mencionan (Fig. 33): *Neseuretus tristani*, *Colpocoryphe rouaulti*, *Prionocheilus mendaz*, *Phacopidina micheli*, *Zeliszella toledana*, *Nobiliasaphus nobilis*, *Ectillaenus* sp., *Eccoptochile almadenensis*, *Placoparia?* sp., *Quadrijugator marcoi*, *Lingulella displosa*, *Orthida* indet., *Redonia?* sp., *Anatifopsis* sp., restos de ofiuroides Stenurida, y fragmentos pedunculares de pelmatozoos. Los microfósiles acompañantes están mal conservados, pero entre ellos Aramburu *et al.* (1996) mencionan los acritarcos *Frankea longiuscula*, y *Veryhachium* spp., así como los quitinozoos *Desmochitina minor*, *Cyathochitina campanulaeformis*, *Rhabdochitina* sp., *Conochitina* sp. y *Belonechitina* sp. (determinaciones del Dr. R. Albani).

En cuanto a la edad del conjunto de la asociación, Aramburu *et al.* (1996) estimaron que estos niveles habría que situarlos en el Dobrotiviense inferior, por la presencia del trilobites *Z. toledana* y el ostrácodo *Q. marcoi*. Aunque el primer registro de ambas especies en la Zona Centroibérica corresponde al Dobrotiviense, el hallazgo de *Zeliszella* cf. *toledana* en el Oretaniense superior del Manto de Mondoñedo, y de *Quadrijugator marcoi* en materiales comparables de la Formación Suevo, permiten considerar como Oretaniense superior a la asociación de El Ventorrillo, en vez de referirla al Dobrotiviense inferior (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1999). Ello resultaría más acorde con la presencia del acritarco *Frankea longiuscula*, presente también en el Oretaniense Superior de la Sierra de Suevo (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996). Entre los graptolitos acompañantes, la presencia de *Eoglyptograptus* sp. 1 y de *Pseudamplexograptus distichus* es perfectamente coherente con una edad Oretaniense superior, previa a la Biozona de *H. teretiusculus*.

Las **"cuarcitas de la presa"** han sido clásicamente incluidas en la Formación Barrios (van den Bosch, 1969; Gietelink, 1973; Baldwin, 1977, etc.) y asimiladas al Miembro Tanes de esa formación, de edad Arenigiense, por su posición estratigráfica y similitud de facies (Aramburu, 1989; Aramburu *et al.*, 1992; Aramburu & García-Ramos, 1993; Aramburu *et al.*, 1996). La interposición de la Formación Luarca *sensu lato* entre las cuarcitas del Miembro La Matosa y las "cuarcitas de la presa" es atribuida por estos autores a un "pinzamiento" tectónico, insuficientemente explicado.

Sin embargo, últimamente dos de los firmantes de este trabajo (E.B. & J.C.G.-M., en Bernárdez *et al.*, en prensa) niegan la existencia de dislocaciones tectónicas importantes y asignan una edad post-Oretaniense a las "cuarcitas de la presa", proponiendo considerarlas como Hirnantiense-Aeroniense (límite Ordovícico-Silúrico), a partir de su disposición estratigráfica y por correlación con otras secciones del norte de León, donde una cuarcita similar corona las

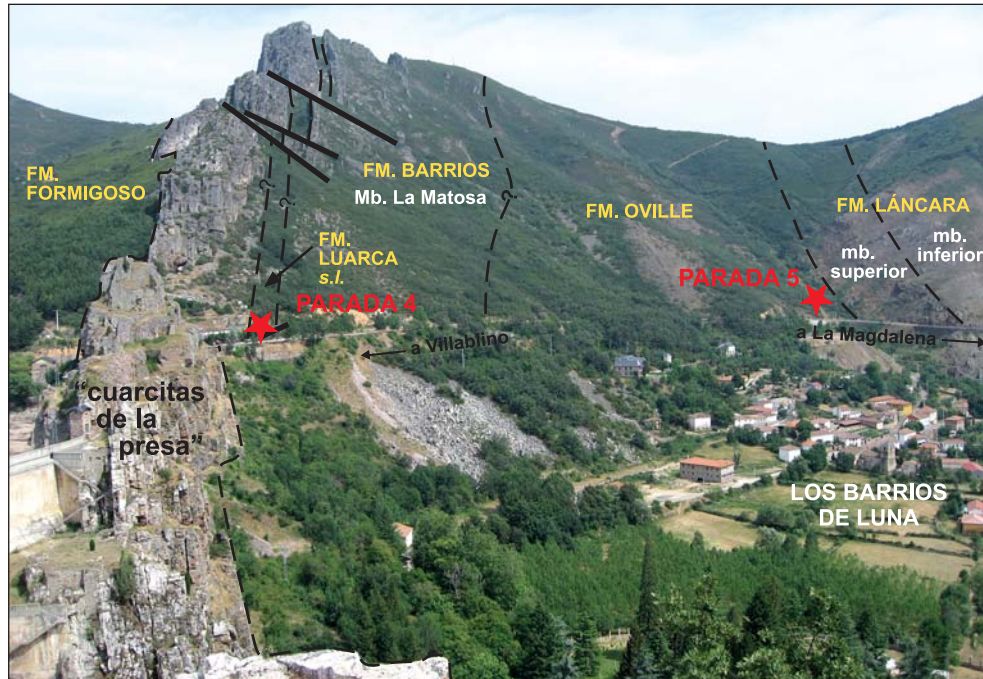


Figura 31. Panorámica de las formaciones cambro-ordovícicas en la ladera este del valle.



Figura 32. Vista del contacto entre la caliza *griotte* y la Formación Oville en la Parada 5.

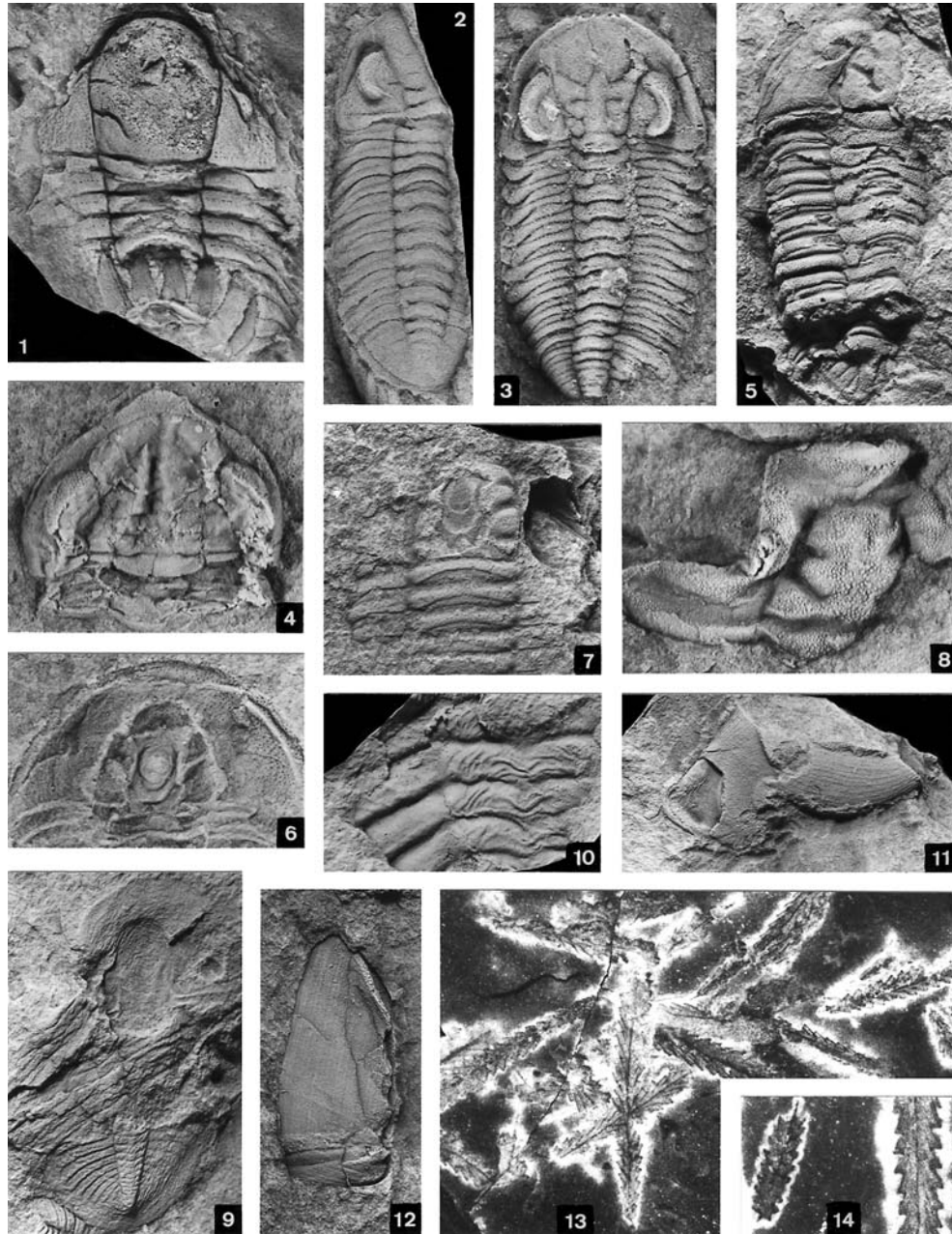


Figura 33. Fósiles del Ordovícico Medio en el yacimiento de El Ventorrillo, junto a Los Barrios de Luna (Parada 4). **1**, *Eccoptochile almadensis* - ejemplar completo, con pigidio abatido bajo el tórax, (x2,6); **2**, *Phacopidina micheli* - vaciado en látex del molde externo de un ejemplar completo (x3,6); **3-4**, *Zeliszella toledana* - vaciado en látex del molde externo de un ejemplar carente del área preglabellar (3: x4,5) y de otro ejemplar enrollado y aplastado (4: x5); **5-6**, *Prionocheilus mendax* - vaciado en látex del molde externo de un

diamictitas atribuidas al Hirnantiense por Bernárdez *et al.* (*op. cit.*).

En opinión de otro de los firmantes (C.A.), esta afirmación no está suficientemente fundamentada, y no tiene en cuenta muchos datos de la estratigrafía regional. En particular, se plantearía el problema de la ausencia en Los Barrios del Arenigiense, y seguramente también del Tremadociense, edad asignada a gran parte de la Formación Barrios en toda la Zona Cantábrica; sobre todo teniendo en cuenta su presencia, con *Cruziana goldfussi*, *C. furcifera* y *C. rugosa*, en el techo de la Formación Barrios en Pobladura de Luna, sólo 8 km al norte de Los Barrios, aunque en otra escama tectónica (Baldwin, 1977: su sección de "Láncara"), y estratigráficamente unos 40 m sobre las capas guía de caolín y *Skolithos* arriba citadas (Aramburu, 1989).

A diferencia de otras secciones de la Zona Cantábrica, donde los graptolitos son abundantes en la **Formación Formigoso**, sobre todo en las pizarras negras de su base, en Los Barrios son más bien escasos. Truyols *et al.* (1974), a partir de recolecciones propias y datos de Comte (1959) y Poll (1970), reconocen y datan en esta sección cinco niveles con graptolitos distribuidos a lo largo de la formación que, de muro a techo, son los siguientes (denominaciones genéricas actualizadas por uno de los firmantes, J.C.G.-M.):

A- En los metros basales del Miembro Bernesga, con *Pristiograptus jaculum?* y "*Monograptus*" *nodifer*.

B- Pocos metros más arriba, dentro del Miembro Bernesga, con *Stimulograptus sedgwickii*, *Monograptus distans* y "*Monograptus*" *nodifer*.

C- Hacia la parte media del Miembro Bernesga, con *Normalograptus* cf. *scalaris*, *Pristiograptus* aff. *variabilis*, *Monograptus* sp. y *Rastrites* sp.

D- En la parte alta del Miembro Bernesga, con *Pseudoplegmatozograptus obesus obesus*, *Monograptus* cf. *distans* y *Streptograptus* cf. *runcinatus*, además de *Hyolithes* sp.

E- En la parte alta del Miembro Villasimpliz (techo de la Formación Formigoso), con *Monoclimacis* cf. *vomerina*.

exuvio parcialmente desarticulado (5: x2,5) y aspecto ventral del cefalón mostrando el hipostoma (6: x5); **7**, *Colpocoryphe rouaulti* - molde interno de un cratideo más tórax con hipostoma (x3); **8**, *Neseuretus tristani* - vaciado en látex del molde externo de un cratideo, deformado por compactación (x5); **9-10**, *Nobiliasaphus nobilis* - molde interno de un ejemplar juvenil desarticulado (9: x3,5) y detalle en látex de la segmentación axial de un pigidio (10: x5); **11**, *Ectillaenus giganteus* - doblez ventral del cefalón y librigena mostrando la doblez (x1,8); **12**, *Anatifopsis* sp. - molde interno de una placa adoral (x3,7); **13**, *Eoglyptograptus* sp. - acumulación de rhabdosomas en el plano de sedimentación (x2,6); **14**, *Pseudamplexograptus distichus* en asociación con un fragmento distal de *Eoglyptograptus* sp. (a la derecha) (x3,6). Reproducida de Gutiérrez-Marco *et al.* (1999, lám. 6).

La relación de taxones aportada en los trabajos citados para los horizontes graptolíticos de la sección de Los Barrios de Luna debe de ser profundamente revisada, puesto que en los horizontes A, B y C se mezclan incomprensiblemente formas del Aeroniense terminal (*S. sedgwickii*, *M. distans*) con otras que continúan en el Telychiense (*P. jaculum*, *N. scalaris*, *Rastrites*) y en la base del Telychiense (*P. variabilis*).

La referencia a "*Monograptus*" *nodifer* hace pensar que en los niveles A y B puedan existir en realidad *Streptograptus* spp. del Telychiense, y que todas las formas del Aeroniense hayan sido confundidas con especies telychienses de *Monograptus*, *Pristiograptus*, *Rastrites* y *Metaclimacograptus*, como las que aparecen comúnmente representadas en las pizarras negras basales de la Formación Formigoso de otras muchas localidades cantábricas.

La edad de la asociación del nivel D es más problemática, pues vuelve a mezclar elementos telychienses (*St. runcinatus*, *Ps. obesus*) con formas aeronienses (*M. distans*) en una posición estratigráfica inusualmente elevada para cualquiera de ellos.

La presunta presencia de *Monoclimacis vomerina* (una forma del Telychiense superior a Sheinwoodiense) cerca del techo de la Formación Formigoso es igualmente improbable, habida cuenta de la identificación de formas silúricas mucho más jóvenes en otras localidades representativas, en una posición estratigráfica comparable a la del horizonte E.

Los aparentes saltos en edad podrían estar relacionados con perturbaciones tectónicas locales.

Por último, hay que señalar que, a 50 m bajo el techo de la **Formación Furada-San Pedro**, Comte (1959) encuentra, en una capa muy fosilífera, los trilobites *Homalonotus* cf. *roemeri* y *Acaste* cf. *downingiae*, así como los braquiópodos "*Spirifer*" *vulcani* y *Dalmanella orbicularis*, junto con crinoideos, que Truyols *et al.* (1974) asignan al techo del Ludlow (su yacimiento Barrios de Luna-G). En esta misma sección, Poll (1970) cita, en un nivel indeterminado de la misma formación, los braquiópodos *Howellella* sp. y *Mesodouvillina triculta*.

Parada 5. Yacimiento de trilobites del Cámbrico Medio al este de Los Barrios de Luna (Formación Oville)

Situación

En la vaguada que forma la ladera de la montaña junto al km. 11,3 de la carretera de N-623 de La Magdalena a Villablino, unos 700 m más abajo del bar *El Ventorrillo*, en dirección a La Magdalena (Figs. 12, 31 y 32).

Objetivos

Observación del contacto entre las Formaciones Láncara y Oville, ya reconocido en la Parada 2, y recolección de faunas de trilobites del Cámbrico Medio en la base de la última de las formaciones citadas.

Litoestratigrafía

Sobre las calizas rojas nodulosas (*griotte*) del techo de la Formación Láncara se disponen aquí 18 m de alternancias de pizarras y limolitas, con una capa de caliza arenosa de 1,3 m de espesor hacia la parte alta (sección BL-1) (Fig. 25). Las pizarras son de color rojo en la misma base, con nódulos y capas nodulosas de calizas bioclásticas, señalando un contacto gradual sobre la Formación Láncara; por encima presentan un color verde oliva, y en resto del tramo tanto las pizarras como las limolitas son de colores grises. En todo este tramo son comunes los fragmentos dispersos de trilobites, tanto en las pizarras como en las limolitas, siendo más comunes en estas últimas, donde llegan a formar lumaquelas de pocos centímetros de espesor.

Sobre estas alternancias aparece la primera capa de las impropriadamente denominadas “Areniscas de *simula*”, con 8,5 m de espesor. En las alternancias de pizarras y limolitas superiores continúan apareciendo fragmentos de trilobites, aunque ya no con la abundancia del tramo inferior.

Fósiles y edad

En esta localidad (sección BL-1), uno de los firmantes (E.L.) ha hallado restos de trilobites indeterminables en la parte alta del **miembro inferior de la Formación Láncara**.

En el **miembro superior de la Formación Láncara** de este afloramiento (Figs. 25 y 32), que no se visitará en esta excursión, Sdzuy (1968) describe 14 horizontes sucesivos con trilobites (LB 1 a LB 14) desde la base al techo de la *griotte* cámbrica, culminando en el piso de *Solenopleuropsis* (Zamarreño, 1972: 96, su Fig. 61). El primer nivel con fauna (LB 1) se encuentra en el tránsito entre las calizas grises bioclásticas y la *griotte* (“calizas rosadas”) y su edad es Leoniense, sin poderse precisar más; la presencia en el nivel más bajo de la *griotte* (LB 2) de *Peronopsella pokrovskajae* ya indica el Leoniense medio. En el nivel

LB 8 aparecen los primeros representantes del género *Badulesia*, que señalan ya una edad Caesaraugustiense inferior. Más arriba (niveles LB 10 a 13) se registran ejemplares del género *Pardailhan* (Caesaraugustiense medio) y, en el techo de la formación, Sdzuy (1961) cita *Solenopleuropsis* cf. *ribeiroi*, que apunta ya una edad Caesaraugustiense superior (Fig. 35). Además de esta importante fauna de trilobites, en estos niveles se han encontrado braquiópodos, espículas de esponjas, escleritos de celoscleritóforos, etc. Así, Sdzuy (1969) cita en la facies *griotte* los siguientes taxones de espículas y escleritos: *Protospongia?* sp. B., *Problematicum A*, *Eiffelia?* *hispanica*, y *Chancelloria* sp. En esta misma sección van den Boogaard (1983) y Fernández-Remolar (2001) refieren la presencia, muy abundante, de *Hadimoparella oezgueli*: se trata de un morfotipo de escleritos dérmicos de paleoescolécidos, un grupo que actualmente se enclava en los Nematomorpha.

Las pizarras y limolitas de la base de la **Formación Oville** contienen uno de los mejores yacimientos de trilobites del Cámbrico Medio en el NO de España (Figs. 34, 35 y 36). También se han encontrado braquiópodos y equinodermos; entre estos últimos, sólo ha sido citado hasta el momento un taxón por Friedrich (1993), y Zamora (com pers., 2006) encuentra el género *Gyrocystis* en esta localidad. En la figura 25 (sección BL-1) se ofrece la distribución estratigráfica de los taxones hallados en este yacimiento, de acuerdo con los datos de Sdzuy (1961) y otros nuevos, obtenidos por dos de los firmantes de esta Guía (E. L. y R. G.) en colaboración con el Prof. Sdzuy en el año 1995.

En la base de la Formación Oville de esta sección se han encontrado tres especies de *Solenopleuropsis*, incluida *S. simula* y *S. rubra*, que indican todavía una edad Caesaraugustiense superior. A un metro del inicio de esta formación aparece *S. thoralis*, especie que marca el inicio del piso Languedociense (Álvaro & Vizcaíno, 1998), y a cuatro metros de esta base se produce un cambio importante, con el registro de varios Conocoryphidae, entre ellos, *Bailiella barriensis*, que se encuentra asociada con la especie *Solenopleuropsis marginata*, única de este género que se encuentra en estos niveles.

La denominada "Arenisca de *simula*", arriba citada y situada a unos 18 m de la base de la Formación Oville, se encuentra en esta sección muy por encima del rango de distribución conocido para esta especie, por lo que esa denominación parece aquí inadecuada. En este nivel sólo se ha encontrado por el momento *Paradoxides* cf. *davidis* (véase Sdzuy, 1961), y su edad inferida sería Languedociense inferior.

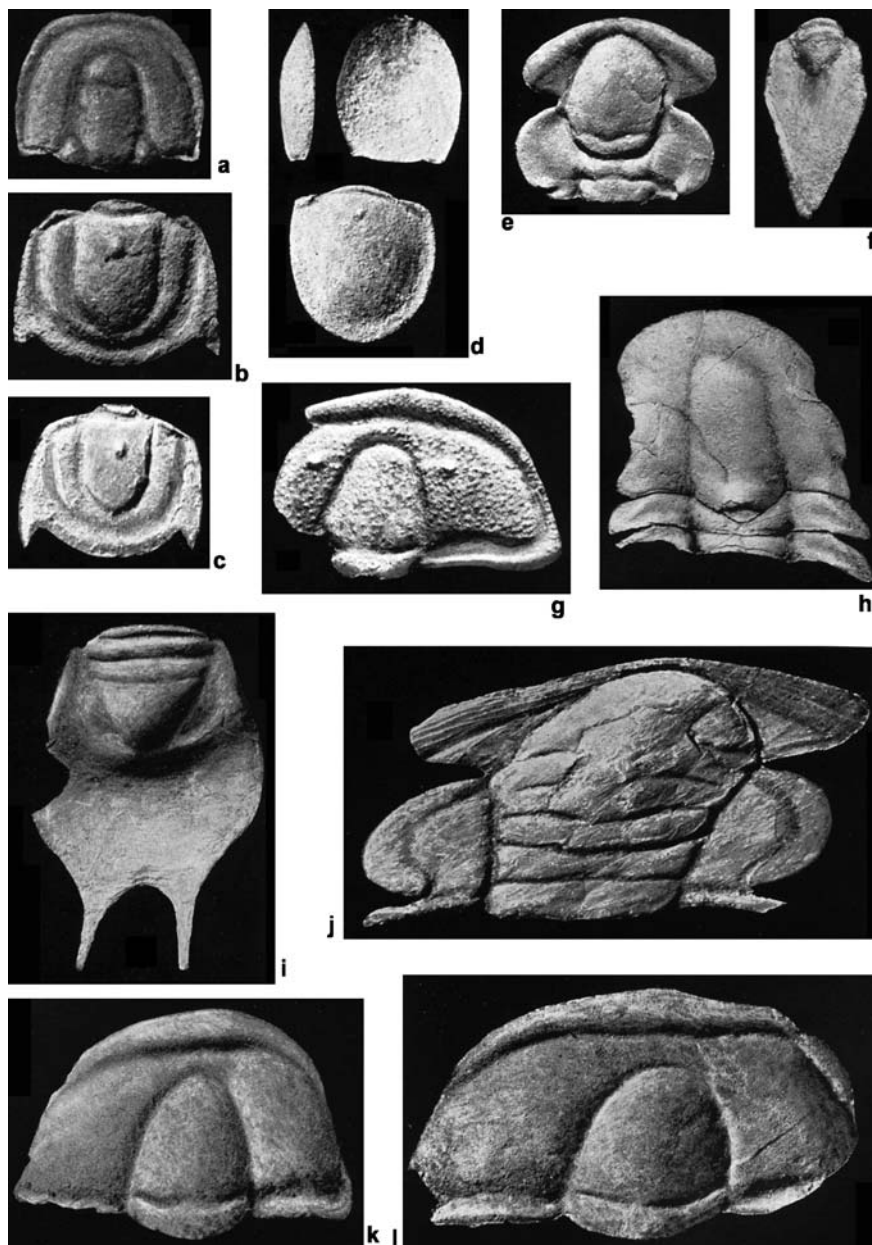


Figura 34. Trilobites del Cámbrico Medio de Los Barrios de Luna, sección BL-1. Todos los ejemplares están reproducidos del trabajo de Sdzuy (1961). **a-b**, *Peronopsis acadica*; **a**, cefalón, x5; **b**, pigidio, x5. **c**, *Peronopsis ferox*, cefalón, x7. **d**, *Leiagnostus resectus*; superior vista frontal y lateral de un cefalón, x 5; inferior, pigidio, x4. **e-f**, *Eccaparadoxides? pradoanus*; **e**, cranidio, x2,5; **f**, pigidio, x3,5. **g**, *Conocoryphe szzuyi*, cranidio, x 3. **h**, *Ellipsocephalus leonicus*, cranidio y dos segmentos torácicos, x2,5. **i-j**, *Eccaparadoxides brachyrhachis*; **i**, pigidio, x1; **j**, cranidio, x1. **k-l**, *Bailiella barriensi*; **k**, cranidio, holotipo, x1,5; **l**, cranidio, x1,5.

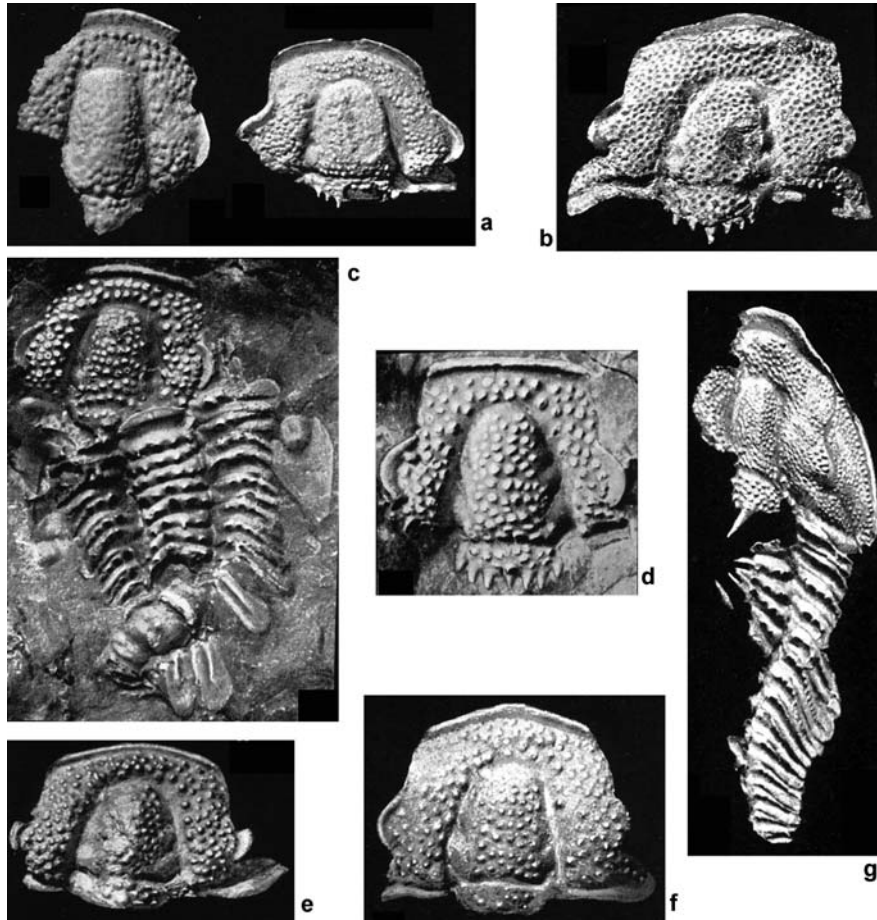


Figura 35. Los *Solenopleuropsis* del Cámbrico Medio de Los Barrios de Luna, sección BL-1. Todos los ejemplares están reproducidos del trabajo de Sdzuy (1961). **a**, *Solenopleuropsis* cf. *ribeiroi*; izquierda, cranidio, x4; derecha, cranidio, x5. **b**, *Solenopleuropsis simula*, cranidio, holotipo, x4. **c-d**, *Solenopleuropsis*; **c**, muda de un ejemplar casi completo, holotipo, se observa en la parte izquierda un pigidio de *Eccaparadoxides? pradoanus*, x3; **d**, cranidio, x5. **e**, *Solenopleuropsis marginata marginata*, cranidio, holotipo, x2,5. **f**, *Solenopleuropsis marginata angularis*, cranidio, holotipo, x2,5. **g**, *Solenopleuropsis rubra*, ejemplar con el cefalón y 14 segmentos torácicos, holotipo, x2,5.

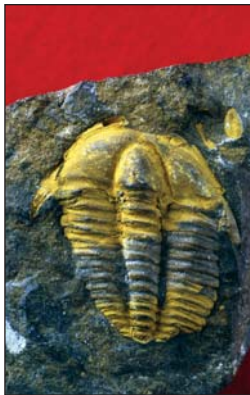


Figura 36. *Bailiella barriensis*, ejemplar casi completo de un trilobite del Cámbrico Medio en la base de la Formación Oville en la sección BL-1 (Parada 5) de Los Barrios de Luna. Longitud del ejemplar: 2,5 cm. Determinación M. Arbizu.

Parada 6. El Ordovícico Medio? y Superior en Portilla de Luna

Situación

Desde la Parada 5 se vuelve por la carretera N-623, en dirección a La Magdalena, desviándose en el mismo cruce de la Parada 1 por la carretera local hacia Portilla de Luna. El afloramiento a visitar se encuentra en el talud de la carretera, a unos 4 km de allí y aproximadamente 1 km antes de llegar a Portilla de Luna (Fig. 7).

Objetivos

Observación de la única sucesión datada del Ordovícico Superior en la Zona Cantábrica. Yacimientos fosilíferos. Comparación con otras sucesiones del Macizo Ibérico.

Litoestratigrafía y ambientes sedimentarios

En la carretera arriba indicada a Portilla de Luna se muestra un corte del Paleozoico Inferior muy completo, aunque de peor calidad de afloramientos que el estudiado en las paradas precedentes. La carretera nace en la discordancia entre el Cámbrico y el Precámbrico ya reconocida en la Parada 1; posteriormente corta a las formaciones La Herrería, Láncara, Oville y el Miembro La Matosa de la Formación Barrios. Sobre la Formación Barrios (Miembro La Matosa), y con intermedio de un amplio tramo cubierto, se dispone la sucesión objeto de esta parada, comprendiendo dos tramos (Fig. 37) (Aramburu, 1989; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996):

Una **unidad siliciclástica inferior**, formada por 65 m visibles de alternancias de pizarras negras, limolitas y areniscas de grano muy fino, ordenadas en dos secuencias grano y estratocrecientes hacia el techo (Fig. 38). Las capas de arenisca presentan comúnmente laminación horizontal y, hacia el techo de las secuencias, estratificación cruzada *hummocky*. Se aprecian también *ripples*, granoselección normal y pequeñas huellas orgánicas horizontales. Su depósito debió de tener lugar en un ambiente marino sublitoral, dominado por tempestades, bajo el nivel de base del oleaje de tiempo normal, originándose seguramente las secuencias aludidas por procesos de somerización.

Una **unidad calcárea superior**, constituida por 13,6 m de calizas bioclásticas grises con intercalaciones margosas, más frecuentes hacia la base. La unidad culmina en un nivel de 80 cm de espesor de areniscas grises bioturbadas de grano muy fino.

Inmediatamente por encima se encuentran más de 30 m de pizarras negras con algunos graptolitos que corresponden ya a la base de la Formación Formigoso.

De acuerdo con los datos publicados hasta ahora, la naturaleza de las relaciones de la unidad siliciclástica inferior con respecto al techo de la Formación Barrios no está clara, sugiriéndose en Gutiérrez-Marco *et al.* (1996) la posible existencia de una falla por el cambio de rumbo entre ambas unidades, aunque sin descartar la alternativa de una laguna estratigráfica, por comparación con otras regiones circunmediterráneas. Dos de los presentes autores (E.B. & J.C.G.-M., datos inéditos) han recartografiado los afloramientos y excluyen la existencia de la posible falla invocada por Gutiérrez-Marco *et al.* (1996), revelando, en su opinión, la existencia de una sucesión normal del Ordovícico Medio y Superior por encima de la Formación Barrios, de la que la separaría una laguna estratigráfica basal.

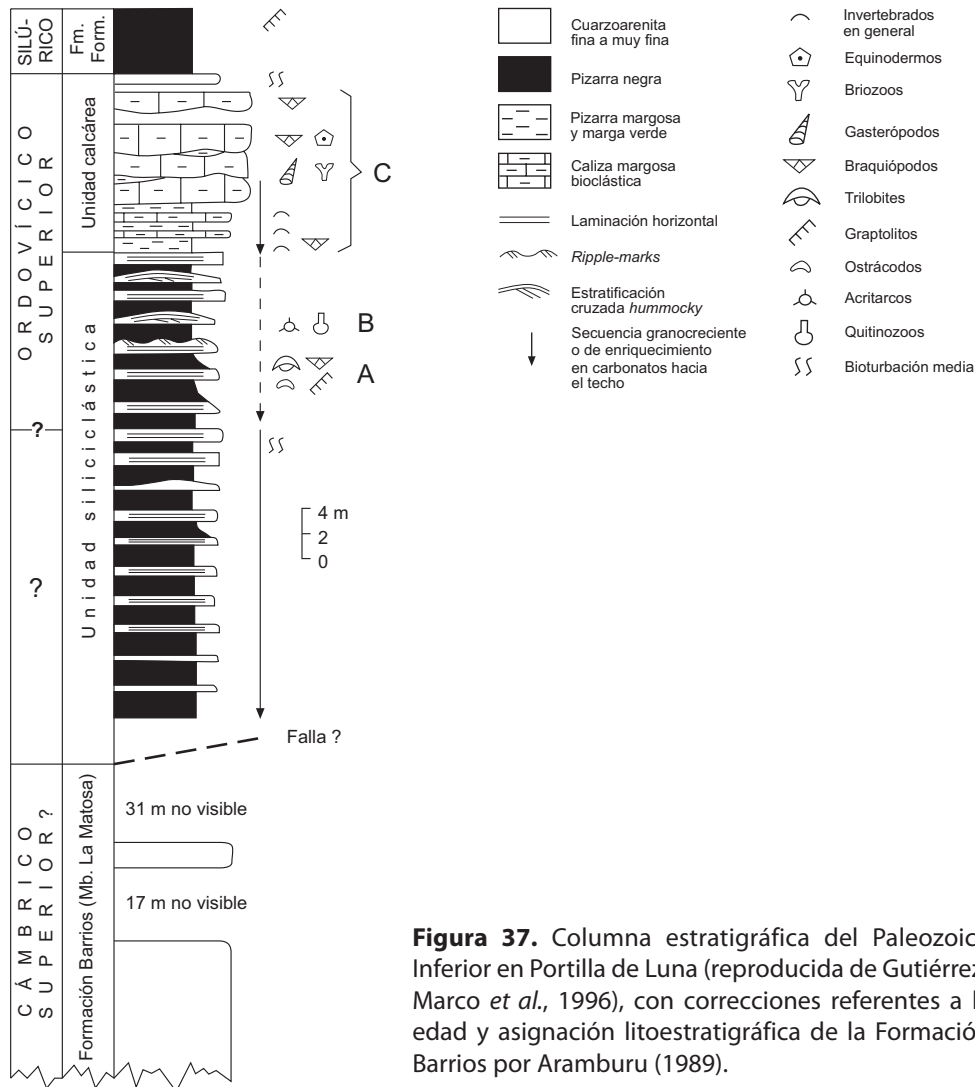




Figura 38. Alternancia de areniscas y pizarras del Ordovícico Superior en el techo de la "unidad siliciclástica inferior" en Portilla de Luna. Techo a la derecha.

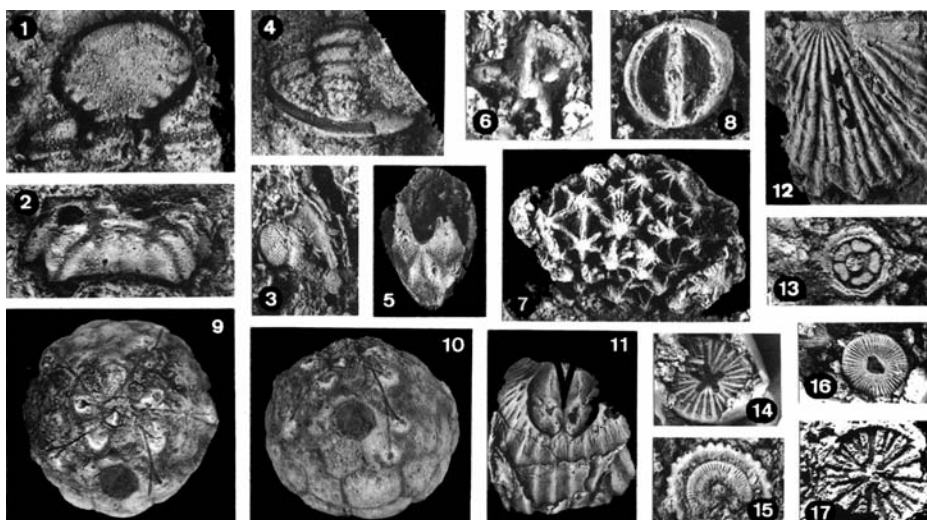


Figura 39. Trilobites, equinodermos y braquiópodos del Ordovícico Superior en Portilla de Luna. Ilustración reproducida de Gutiérrez-Marco *et al.* (1996: fig. 3). **1-3**, *Ovalocephalus tetrasulcatus*: cranidio (1), pigidio (2) y librigena (3), todos x5; **4**, *Scotiella?* cf. *taouzensis*, pigidio x4,5; **5**, *Stephanocrinidae* n.gen, n.sp., x3,5; **6**, *Caryocrinites* sp., placa aislada x5; **7**, *Heliocrinites rouvillei*, x2,5; **8**, *Ristnacrinus* sp., placa columnar x5; **9-10**, *Eucystis* n.sp. en vistas oral y lateral oblicua, respectivamente, x2,2; **11**, *Eoanastrophia pentamera*, fragmento del molde interno de una valva dorsal, x1,25; **12**, *Nicolella actoniae*, fragmento del molde externo de una valva braquial; **13**, *Conspectocrinus* (col.) *celticus*, placa columnar x7; **14**, *Cyclocharax* (col.) *paucicrenellatus*, placa columnar x3; **15**, *Aonodiscus* (col.) *spinosus*, placa columnar x5; **16**, *Trigonocyclicus* (col.) *vajgatschensis*, placa columnar x3,4; **17**, *Hexagonocyclicus* (col.) sp., placa columnar x5.

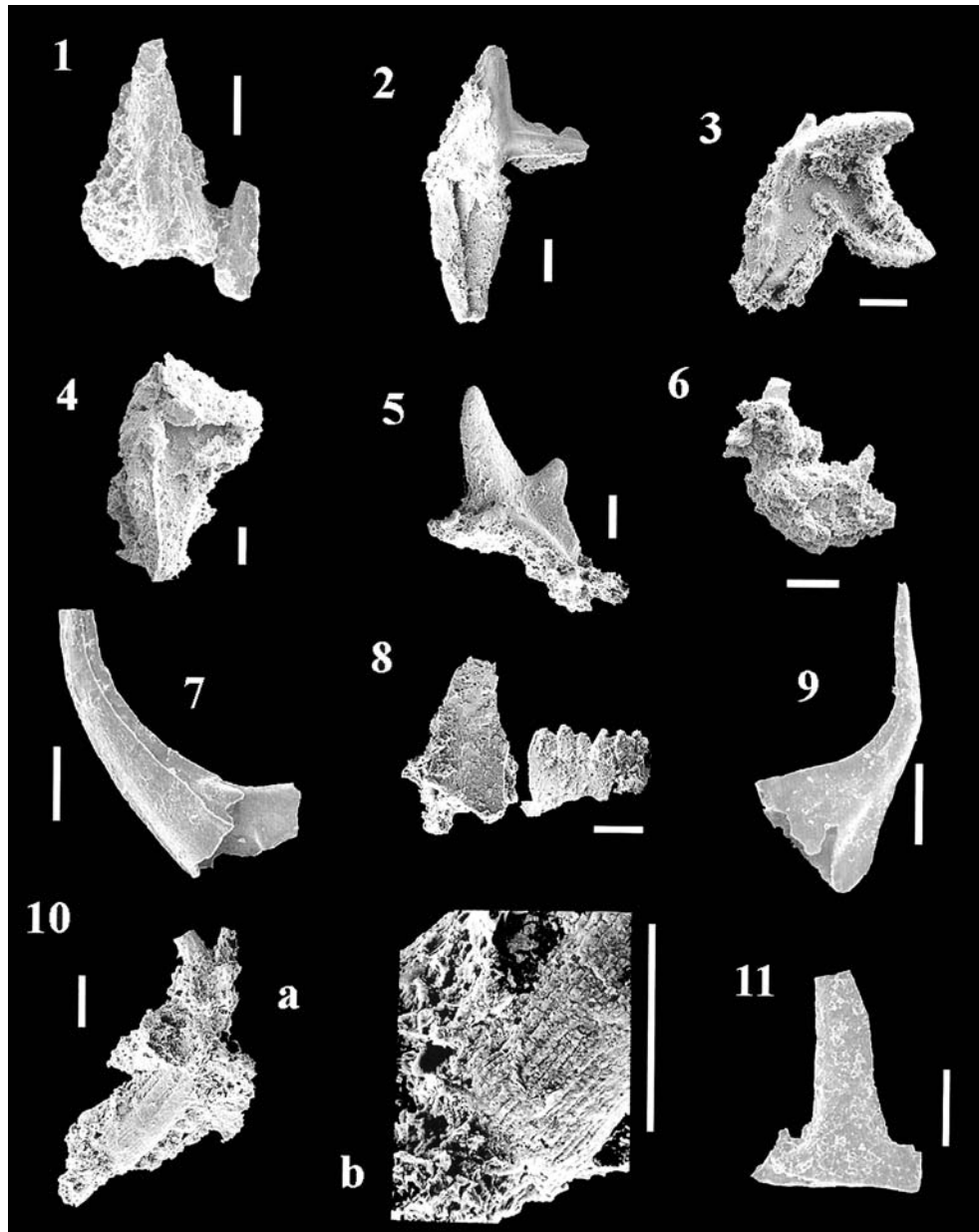


Figura 40. Conodontos del Kralodvoriense (Ordovícico Superior) de Portilla de Luna, reproducidos de Del Moral (2003: lám. 1). **1-3**, *Amorphognathus ordovicicus*, elementos M (1), Pb (2-3); **4**, *Amorphognathus* sp., elemento Pb; **5**, *Amorphognathus* sp. A, elemento Pb; **6**, *Amorphognathus?* sp., elemento S; **7**, *Scabbardella altipes* Henningsmoen, elemento a; **8**, *Birksfeldia* sp., elemento P; **9**, *Dapsilodus* sp., elemento a; **10**, *Panderodus* sp., ejemplar completo (a) y detalle de la microcostulación (b); **11**, elemento eocarniodiforme. Las escalas gráficas verticales representan 100 micras.

Fósiles y edad

Los fósiles en la **unidad siliciclástica inferior** son escasos, limitados a dos horizontes en su parte superior. Un nivel situado 5,5 m bajo su techo (Horizonte B de la Fig. 37) proporcionó acritarcos y quitinozoos indeterminados de edad ordovícica (M. Vanguetaine, com. pers., 1985, en Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996b). En un segundo nivel situado 8,5 m bajo el techo de la (Horizonte A de la Fig. 37), se hallaron restos determinables de trilobites, ostrácodos y braquiópodos, identificados respectivamente como *Scotiella?* cf. *taouzensis*, Homalonotidae indet., *Vogdesella* sp. y *Rafinesquina* sp., que indican una edad Berouniense (Ordovícico Superior) (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996). Queda abierta la duda acerca de la edad de la parte inferior de la unidad siliciclástica, donde hasta ahora no han sido localizados yacimientos fosilíferos. Recientes hallazgos fosilíferos algo más al oeste de esta sección por parte de dos de los firmantes de esta Guía (E.B. & J.C.G.-M) sugieren que su base debe ya alcanzar el Ordovícico Medio, sin que de momento sea posible realizar una comparación litoestratigráfica precisa con otras unidades cantábricas de rango Ordovícico Medio-Superior.

Por el contrario, la **unidad calcárea superior** contiene abundantes fósiles de equinodermos, briozoos y braquiópodos, junto a raros elementos de trilobites, machaeridios y gasterópodos (horizonte C de la Fig. 37; Fig. 39) (Leyva *et al.*, 1984; Aramburu, 1989; Aramburu *et al.*, 1992; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996) y algunos conodontos (Del Moral, 2003) (Fig. 40).

La asociación de braquiópodos de esta última unidad calcárea contiene al menos 18 formas distintas, reconociéndose *Nicolella actoniae*, *Dolerorthis aberensis*, *Schizophorella* sp., *Skenidioides* sp., *Epitomyonia* sp., *Saukrodictya* sp., *Bicuspina armoricana*, *Oxoplecia* cf. *luesmae*, *Leangella* (L.) *anaclyta*, L. (*Leptestiina*) *prantli*, *Aegironetes?* sp., *Eoplectodonta* (*Kozlowskites*) *ichnusae*, *Iberomena sardoa*, *Longvillia* sp., *Hedstroemina* sp., *Porambonites* (P.) *magnus* y *Eoanastrophia pentamera*.

Los restos de equinodermos constituyen, junto con los fragmentos de briozoos, el componente bioclástico principal de las calizas. Los cálices articulados de cistoideos son raros, habiéndose identificado las presencias de los rombíferos *Heliocrinites rouvillei*, *Caryocrinites* sp. y Hemicosmitida indet., así como los diploporitos *Eucystis* n.sp. y *Aristocystidae?* gen. et sp. indet.. Los blastozoos Coronata están representados por un *Stephanocrinitidae* indeterminado. Las placas columnares de pelmatozoos son muy abundantes, existiendo una gran variedad de morfotipos entre los que cabe resaltar *Trigonocyclicus* (col.) *vajgatschensis*, *Aonodiscus* (col.) *spinosus*, *Conspectocrinus* (col.) *celticus*, *Cyclocharax* (col.) *paucicrenellatus*, *Hexagonocyclicus* (col.) sp., *Pentagonocyclicus* (col.) spp., *Trilobocrinus* (col.) spp., *Cyclocyclicus* (col.) sp., *Pentagonopentagonalis* (col.) sp. y *Ristnacrinus* sp. Estos morfotipos pueden corresponder tanto a crinoideos auténticos (*Ristnacrinus*) como a rombíferos hemicosmítidos (*Trigonocyclicus*, *Trilobocrinus*),

y por ello lo más prudente es tratarlos aquí como pelmatozoos *sensu lato*.

Por último, se han podido identificar también más de una decena de restos de trilobites, pertenecientes a *Ovalocephalus* cf. *tetrasulcatus* y a *Cekovia*? sp., así como una asociación de conodontos integrada por *Amorphognathus ordovicicus*, *Amorphognathus* sp. A, *Scabbardella altipes*, *Birksfeldia* sp., *Icriodella* sp., *Dapsilodus* sp., *Panderodus* sp. y un eocarnioniforme indeterminable.

El conjunto de braquiópodos, equinodermos, trilobites y conodontos registrados en la unidad calcárea indica una edad Kralodvoriense (Ashgill pre-Hirnantense) según Gutiérrez-Marco *et al.* (1996) y Del Moral (2003).

Agradecimientos

Los autores de este trabajo desean mostrar su agradecimiento a la Dra. Esperanza Fernández y al Dr. Florentino Díaz García por sus valiosos comentarios y correcciones. Este trabajo es una aportación al proyecto de investigación BTE 2003-04997 del Ministerio de Educación y Ciencia, y al Grupo E-17 del Departamento de Ciencia y Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón y a las actividades del Grupo de Precámbrico y Paleozoico Perigondwánico de la Universidad Complutense de Madrid.

Este trabajo es una contribución a los PICG (IUGS-UNESCO) 493 , Origen y declive de la biota del Véndico y 503, Paleogeografía y paleoclimatología del Ordovícico.



Bibliografía

- Abollado y Aribau, J. 1944. Una mancha de "Cámbrico fosilífero" en la cordillera Cantábrica. Nuevo ejemplar de *Paradoxides*. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **42**, 505-511.
- Alonso, J.L., Álvarez-Marrón, J. & Pulgar, J.A. 1989. Síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **18**, 145-153.
- Alonso, J.L., Suárez Rodríguez, A., Rodríguez-Fernández, L.R., Farias, P., Villegas, F., Marquínez, J., Menéndez Duarte, R.A., Jiménez, M., Barba, P., Fernández, L.P., Gallastegui, G., Paniagua, A., Heredia, N., Martínez Álvarez, J.A. & Torres, M. 1990. *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 103 (La Pola de Gordón) del Mapa Geológico de España E 1:50.000 (2ª Serie MAGNA)*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 1-138.
- Álvarez Marrón, J. 1985. Estructura de la Unidad de Correcilla en el sector situado al este del río Luna (León, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **15**, 189-202.
- Álvaro, J.J. & Vizcaíno, D. 1998. Révision biostratigraphique du Cambrien moyen du versant méridional de la Montagne Noire (Languedoc, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, **169**, 233-242.
- Álvaro, J.J., Vennin, E., Moreno-Eiris, E., Perejón, A. & Bechstädt, T. 2000. Sedimentary patterns across the Lower-Middle Cambrian transition in the Esla nappe (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Sedimentary Geology*, **137**, 43-61.
- Alvaro, J.J., Van Vliet-Lanöe, B., Vennin, E. & Blanc-Valleron, M.-M. 2003. Lower Cambrian paleosols from the Cantabrian Mountains (northern Spain): a comparison with Neogene-Quaternary estuarine analogues. *Sedimentary Geology*, **163**, 67-84.
- Ambrose, T. 1974. The Lower Paleozoic rocks of northern Palencia. *Breviora Geologica Asturica*, **18**, 49-53.
- Aramburu, C. 1989. *El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 1-530. (Inédita).
- Aramburu, C. 2002. *Las rocas y yacimientos sedimentarios del Paleozoico Inferior y Devónico*. In: *La Geología Económica del noroeste de la Península Ibérica*. Curso de Extensión Universitaria (Dir. Florentino Díaz García). Universidad de Oviedo, 397-421.
- Aramburu, C. & García-Ramos, J.C. 1988. Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, **5**, 11-13.
- Aramburu, C. & García-Ramos, J.C. 1993. La sedimentación cambro-ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **19**, 45-73.
- Aramburu, C., Truyols, J., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Zamarreño, I., García-Ramos, J.C., Suárez de Centi, C. & Valenzuela, M. 1992. El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (Eds. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano). Universidad de Extremadura, 397-421.
- Aramburu, C., Arbizu, M., Gutiérrez Marco, J.C., Méndez-Bedia, I., Rábano, I. & Truyols, J. 1996. Primera identificación de materiales del Ordovícico Medio en la sección de Los Barrios de Luna (Zona Cantábrica, noroeste de España). *Geogaceta*, **20** (1), 7-10.

- Aramburu, C., Méndez-Bedia, I. & Arbizu, M. 2002. The Lower Palaeozoic in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, NW Spain). In: *Palaeozoic Conodonts from Northern Spain* (Eds. S. García-López & F. Bastida). Instituto Geológico y Minero de España, serie *Cuadernos del Museo Geominero*, **1**, 35-49.
- Aramburu, C., Méndez-Bedia, I., Arbizu, M. & García-lópez, S. 2004. Zona Cantábrica. Estratigrafía. La secuencia preorogénica. 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, 27-34.
- Arbizu, M. 1982. Trilobites Homalonotinae del Devónico de la Cordillera Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **12**, 243-250.
- Baldwin, C.T. 1977. The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. In: *Trace fossils 2* (Eds. T.P. Crimes & J.C. Harper). *Geological Journal Special Issue*, Liverpool, **9**, 9-40.
- Barrois, C. 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, **2** (1), 1-630.
- Bernárdez, E., Gutiérrez-Marco, J.C. & Hacar, M. en prensa. Sedimentos glaciomarineros del Ordovícico terminal en la Zona Cantábrica (NO de España). *Geogaceta*.
- Boogaard, M. van den 1983. The occurrence of *Hadimopanella oezgueli* Gedik in the Láncara Formation in NW Spain. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Series B*, **86** (4), 331-341.
- Bosch, W.J. van den 1969. Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **44**, 137-225.
- Comte, P. 1937a. La série cambrienne et silurienne du León (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **204**, 604-606.
- Comte, P., 1937b. Les grès rouges de San Pedro (León, Espagne). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **62** (13), 60-68.
- Comte, P. 1938. La succession lithologique des formations cambriennes du León (Espagne). *LXXI Congrès de la Société des Savants*, Nice 1938, Section Sciences, 181-183.
- Comte, P. 1959. Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **60**, 1-440.
- Courjault-Radé, P., Debrenne, F. & Gandin, A. 1992. Paleogeographic and geodynamic evolution of the Gondwana continental margins during the Cambrian. *Terra Nova*, **4**, 657-667.
- Crimes, T.P., Legg, I., Marcos, A. & Arboleya, M.L. 1977. ?Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. In: *Trace fossils 2* (Eds. Crimes, T.P. & Harper, J.C.). *Geological Journal Special Issue*, Liverpool, **9**, 91-138.
- Debrenne, F. & Zamarreño, I. 1970. Sur la découverte d'Archéocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne. *Breviora Geologica Asturica*, **XIV** (1), 1-11.
- Del Moral, B. 2003. Primeros conodontos kralodvorienses (Ordovícico Superior) de la Zona Cantábrica, Portilla de Luna, León (España). *Revista Española de Micropaleontología*, **35**, 275-283.
- Díaz García, F. 2006. Geometry and regional significance of Neoproterozoic (Cadomian) structures of the Narcea Antiform, NW Spain. *Journal of the Geological Society, London*, **163**, 499-508.

- Evers, H.J. 1967. Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **41**, 83-151.
- Fernández, E. & Aramburu, C. 2000. *Geología en el valle del río Luna: Guía de campo*. Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 1-71.
- Fernández Martínez, E.M., Alonso Herrero, E., Matías Rodríguez, R. & Domingo García, J.M. 1998. *Puntos de interés GeoEducativo de la provincia de León*. (Coord. E.M. Fernández Martínez). Edición de los autores, Gráficas Varona, Salamanca, 1-166.
- Fernández-Remolar, D. 2001. Nota sobre la distribución estratigráfica de *Hadimopanella* Gedik, 1977 (microesleritos de paleoscolécidos), en el Cámbrico. *Revista Española de Micropaleontología*, **33**, 113-121.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G.A. & Tubrett, M.N. 2000. New ideas on the Proterozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb ages of detrital zircon ages. *Precambrian Research*, **102**, 185-206.
- Frankenfeld, H. 1983. El Manto de Montó-Arauz, interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **13**, 37-47.
- Friedrich, W.P. 1993. Systematik und Funktionsmorphologie mittelkambrischer Cincta (Carpoidea, Echinodermata). *Beringeria*, **7**, 3-190.
- Gallastegui, G., Aramburu, C., Barba, P., Fernández, L.P. & Cuesta, A. 1992. Vulcanismo del Paleozoico Inferior en la Zona Cantábrica (NO de España). In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (Eds. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano). Universidad de Extremadura, 397-421.
- Gámez, J.A., Fernández-Nieto, C., Gozalo, R., Liñán, E., Mandado, J. & Palacios, T. 1991. Bioestratigrafía y evolución ambiental del Cámbrico de Borobia (Provincia de Soria, Cadena Ibérica Oriental). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **16**, 251-271.
- García del Canto, J., Fernández-Martínez, E.M., Barazón, N., Tomé, I. & Fernández, G.M. 2000. *El Paleozoico Inferior del valle del río Luna (Cordillera Cantábrica)*. Secretariado de Publicaciones y Medios Audiovisuales de la Universidad de León, León, Vídeo educativo, 39 minutos.
- García-Alcalde, J.L. 1995. L'évolution paléogéographique pré-varisque de la Zone Cantabrique septentrional (Espagne). *Revista Española de Paleontología*, **10**, 9-29.
- García-López, S. 2002. A stratigraphic overview of the Cantabrian Devonian (NW Spain). In: *Palaeozoic Conodonts from Northern Spain* (Eds. S. García López & F. Bastida). Instituto Geológico y Minero de España, Serie Cuadernos del Museo Geominero, **1**, 51-59.
- García-Ramos, J.C., Aramburu, C. & Brime, C. 1984. Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **14**, 27-33.
- García-Ramos, J.C., Suárez de Centi, C., Paniagua, A. & Valenzuela, M. 1987. Los depósitos de hierro oolítico del Paleozoico de Asturias y N de León, ambiente de depósito y relación con el vulcanismo. *Geogaceta*, **2**, 38-40.
- Gietelink, G. 1973. Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **49**, 125-144.

- Gietelink, G. 1978. Diagenetic and metamorphic evolution of Cambro-Ordovician sediments in northwestern Spain. *Geologie en Mijnbouw*, **57**, 65-76.
- Gozalo, R., Álvaro, J.J., Liñán, E., Szalay, K. & Truyols, J. 1993. La distribución de *Paradoxides* (*Acadoparadoxides*) *mureroensis* SDZUY, 1958 (Cámbrico Medio basal) y sus implicaciones paleobiogeográficas. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **18**, 217-230.
- Gozalo, R., Mayoral, E., Gámez Vintaned, J. A., Dies, M. E., & Muñiz, F. 2003. A new occurrence of the genus *Tonkinella* in northern Spain and the Middle Cambrian intercontinental correlation. *Geologica Acta*, **1**, 121-126.
- Gozalo, R., Dies, M. E. & Liñán, E. 2005. Trilobites del Bilbiliense (Cámbrico Inferior) en la sección de Valdoré (provincia de León, Cordillera Cantábrica). *XXI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Sevilla*, 88-89.
- Gozalo, R., Liñán, E., Dies, M.E., Gámez Vintaned, J. A. & Mayoral, E. en prensa. The Lower-Middle Cambrian boundary in the Mediterranean subprovince. In: *The Geology of Peri-Gondwana: the Avalonian-Cadomian Belt, adjoining Cratons and the Rheic Ocean* (IGCP 497). (Ed. U. Linnemann). *Geological Society of America, Special Paper*.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Jenner, G.A., Tubrett, M.N., Cox, R. & Jackson, S.E. 2003. Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long lived active margin. *Tectonophysics*, **365**, 221-232.
- Gutiérrez-Alonso, G., Blanco, J.A., Macfarlane, A. & Fernández-Suárez, J. 2004a. Paleometeorización y paleoalteración en la superficie de discordancia Proterozoico-Cámbrico en el Antiforme del Narcea. *Geogaceta*, **36**, 7-10.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J. & Jeffries, T.E. 2004b. Age and setting of the Upper Neoproterozoic Narcea Antiform volcanic rocks (NW Iberia). *Geogaceta*, **35**, 79-82.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Marco, J.C., Corfu, F., Murphy, B. & Suárez, M. en prensa. U-Pb depositional age for the upper Barrios Formation (Armorican Quartzite facies) in the Cantabrian Zone of Iberia: Implications for stratigraphic correlation and paleogeography. In: *The Geology of Peri-Gondwana: the Avalonian-Cadomian Belt, adjoining Cratons and the Rheic Ocean* (IGCP 497). (Ed. U. Linnemann). *Geological Society of America, Special Paper*.
- Gutiérrez-Marco, J.C. & Bernárdez, E. 2003. *Un tesoro Geológico en la Autovía del Cantábrico. El Tunel Ordovícico del Fabar, Ribadesella, Asturias*. Ministerio de Fomento, Madrid, 398 pp.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Aramburu, C., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., & Villas, E. 1996. Rasgos estratigráficos de la sucesión del Ordovícico Superior en Portilla de Luna (Zona Cantábrica, noroeste de España). *Geogaceta*, **20** (1), 11-14.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Aramburu, C., Arbizu, M., Bernárdez, E., Hacer Rodríguez, M.P., Méndez-Bedia, I., Montesinos López, R., Rábano, I., Truyols, J. & Villas, E. 1999. Revisión bioestratigráfica de las pizarras del Ordovícico Medio en el noroeste de España (zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa y Centroibérica septentrional). *Acta Geologica Hispanica*, **34**, 3-87.
- Heinz, W., Loeschke, J. & Vaura, G. 1985. Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains. *Geologische Rundschau*, **74**, 623-639.
- Jahnke, H., Henn, A., Mader, H. & Schweineberg, J. 1983. Silur und Devon im Arauz-Gebiet (Prov. Palencia, N.-Spanien). *Newsletters on Stratigraphy*, **13**, 40-66.

- Julivert, M. 1967. La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **1**, 59-76.
- Julivert, M. 1971. Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *American Journal of Science*, **270**, 1-29.
- Julivert, M. & Martínez García, E. 1967. Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica y el papel del Precámbrico en la orogénesis herciniana. *Acta Geologica Hispanica*, **2** (5), 107-110.
- Julivert, M. & Truyols, J. 1983. El Ordovícico en el Macizo Ibérico. In: *Geología de España*, t.1 Libro Jubilar J.M. Ríos (Coord. J.A. Comba), Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 192-246.
- Julivert, M., Marcos, A. & Truyols, J. 1972. L'évolution du Nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, Collection Ordovicien-Silurien*, **C-IV**, 1-7.
- Kent, D.V. & van der Voo, R. 1990. Palaeozoic palaeogeography from palaeomagnetism of the Atlantic-bordering continents. In: *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography* (Eds. W.S. McKerrow & C.R. Scotese). *Geological Society Memoir*, **12**, 49-56.
- Krans, T.F., Guit, F.A. & van Ofwegen, L.P. 1982. Facies-patterns in the Lower Devonian carbonates of the Lebanza Formation (Cantabrian Mountains, Province of Palencia, NW Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **163**, 192-230.
- Leyva, F., Matas, J., Rodríguez Fernández, L.R., García-Alcalde, J., Arbizu, M., García-López, S. & Lorenzo Arias, P. (1984) *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 129 (La Robla) del Mapa Geológico de España E 1:50.000 (2ª serie MAGNA)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1-98.
- Liñán, E., Perejón, A. & Sdzuy, K. 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, **130** (6), 817-833.
- Liñán, E., Gozalo, R., Palacios, T., Gámez Vinaned, J. A., Ugidos, J.M. & Mayoral, E. 2002. Cambrian. In: *The Geology of Spain* (Eds. W. Gibbons & T. Moreno). The Geological Society, London, 17-29.
- Liñán, E., Dies, M. E. & Gozalo, R., 2003. A review of the genus *Kingaspis* (Trilobita, Lower Cambrian) from Spain and its biostratigraphical consequences for correlation in the mediterranean subprovince. *Revista Española de Paleontología*, **18**, 2-14.
- Loeschke, J. & Zeidler, N. 1982. Early Paleozoic sills in the Cantabrian Mountains (Spain) and their geotectonic environment. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte*, **1982**, 419-439.
- Lotze, F. 1945. Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschung*, **6**, 78-92 (Traducción en *Publicaciones Extranjeras de Geología de España*, **5**, 149-166).
- Lotze, F. 1958. Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, **7**, 727-750 (Traducción de J. Gómez de Llarena en *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **61**, 131-164).
- Lotze, F. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil I, Stratigraphie. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur. Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse*, **6**, 1-216 (283-498) (Traducción en *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **75**, 1-256).

- Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C. & Pérez-Estaún, A. 2004. Zona Asturoccidental-leonesa: Estratigrafía y paleogeografía. 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, 49-52.
- Martín Parra, L.M., Enrile Albir, A., González Lastra, J., Maymo Asses, A., Bardají, M.T., Corretjé Castañón, L.G., Brime, C., Bea, F., Gutiérrez-Marco, J.C., Lorenzo Arias, P., Palacios Medrano, T., Pérez-Estaún, A., Aramburu Higuera, C. & García Ramos, J.C. 1989. *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 128 (Riello) del Mapa Geológico de España E 1:50.000 (2ª serie MAGNA)*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 1-119.
- Meer Mohr, C.G. van der. 1969. The stratigraphy of the Cambrian Láncara Formation between the Luna river and the Esla river in the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **43**, 233-316.
- Meer Mohr, C.G. van der. 1983. The lower Palaeozoic of the Leonides and Pisuerga-Carrión Province in the Cantabrian zone of northwest Spain. *ITC Journal*, **1983** (3), 205-213.
- Meer Mohr, C.G. van der & Okulitch, V. J. 1967. On the occurrence of *Scyphomedusa* in the Cambrian of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Geologie en Mijnbouw*, **46**, 361-362.
- Moczydlowska, M. 1991. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. *Fossil and Strata*, **29**, 1-127.
- Nutsch, F.M. 1974. *Zur Paläogeographie des Ordoviziums der Iberischen Halbinsel*. Tesis Doctoral, Freien University, Berlin, 1-58. (Inédita).
- Oele, E. 1964. Sedimentological aspects of four Lower-Paleozoic Formations in the northern part of the Province of León (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **30**, 1-100.
- Owen, G. 1994. Current crescents from the Herrería Formation (Lower Cambrian) of northern Spain. *Sedimentology*, **41**, 211-213.
- Palacios, T. & Vidal, G. 1992. Lower Cambrian acritarchs from northern Spain: the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications. *Geological Magazine*, **129**, 421-436.
- Parga, J.R. & Luque, C. 1971. Las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica. *Boletín Geológico y Minero de España*, **82**, 310-320.
- Perejón, A. & Moreno-Eiris, E. 2003. Arqueociatos del Bilbiliense (Cámbrico Inferior) del manto del Esla, Cordillera Cantábrica, Norte de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **98**, 51-71.
- Pérez-Estaún, A. 1973. Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo sur del Antiforme del Narcea (NW de España). *Breviora Geológica Asturica*, **17** (1), 5-16.
- Pérez-Estaún, A. 1978. Estratigrafía y estructura de la rama sur de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **92**, 1-150.
- 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. & 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.

- Pillola, G.L., Gámez-Vintaned, J.A., Dabard, M.P., Leone, F., Liñán, E. & Chauvel, J.-J. 1994. The Lower Cambrian ichnospecies *Astropolichnus hispanicus*: palaeoenvironmental and palaeogeographic significance. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, spec. vol. **2**, 253-267.
- Poll, K. 1970. Stratigraphie und Tektonik an der Wende Silurium/Devon im westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Physikalisch-medizinische Sozietät Erlangen, Sitzungsberichte*, **83-84**, 32-113, 146-176.
- Prado, C. de, Verneuil, E. de & Barrande, J. 1860. Sur l'existence de la faune primordiale dans la chaîne cantabrique (suivie de la description des fossiles par MM. de Verneuil et Barrande. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2^{ème} série, **17**, 516-554.
- Richardson, J.B., Rodríguez, R.M. & Sutherland, S.J.E. 2001. Palynological zonation of Mid-Palaeozoic sequences from the Cantabrian Mountains, NW Spain: Implications for inter-regional and interfacies correlation of the Ludford/Pridoli and Silurian/Devonian boundaries and plant dispersal patterns. *Bulletin of the Natural History Museum, Geology*, **57**, 115-162.
- Robardet, M. 1996. Early Paleozoic paleogeography of North-Gondwanan Europe. In: *El Paleozoico Inferior en el Noroeste de Gondwana* (Eds. B. Baldis & F.G. Aceñolaza). Actas del II Encuentro Internacional de Rabat, Marruecos, 1994. Serie *Correlación Geológica*, **12**, 167-180.
- Sáenz García, C. 1942. Un nuevo yacimiento de fauna primordial en la provincia de León: Barrios de Luna. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **40**, 185-187.
- Sarmiento, G., Méndez-Bedia, I., Aramburu, C., Arbizu, M. & Truyols, J. 1994. Lower Silurian conodonts from the Cantabrian Zone, NW Spain. *Géobios*, **27**, 507-522.
- Schweineberg, J. 1987. Silurische Chitinozoen aus der Provinz Palencia (Kantabrisches Gebirge, N. Spanien). *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, **28**, 1-94.
- Sdzuy, K. 1958. Neue Trilobiten aus dem Mittelkambrium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, **39**, 235-253.
- Sdzuy, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse*, **1961** (7-8), 499-690 (217-408).
- Sdzuy, K. 1967. Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **1**, 77-134.
- Sdzuy, K. 1968. Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **2**, 45-67.
- Sdzuy, K. 1969. Unter- und mittelkambrische Porifera (Chancelloriida und Hexactinellida). *Paläontologische Zeitschrift*, **43**, 115-147.
- Sdzuy, K. 1971. La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España. *Actas I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, **1** (2), 769-782.
- Sdzuy, K. 1974. Mittelkambrische Graptolithen aus NW-Spanien. *Paläontologische Zeitschrift*, **48**, 110-139.

- Sdzuy, K. 1995. Acerca del conocimiento actual del Sistema Cámbrico y del Límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio. In: *Memorias de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología: "La expansión de la vida en el Cámbrico". Libro homenaje al Prof. Klaus Sdzuy* (Eds. J. A. Gámez Vintaned & E. Liñán). Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 253-263.
- Sdzuy, K. & Liñán, E. 1993. Rasgos Paleogeográficos del Cámbrico Inferior y Medio del Norte de España. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **18**, 189-215.
- Sitter, L. U. de 1961. The structure of the southern slope of the Cantabrian mountains: explanation of a geological map with sections scale (1:100.000). *Leidse Geologische Mededelingen*, **26**, 255-264.
- Staalduinen, C. J. van. 1973. Geology of the area between the Luna and Torío rivers, southern Cantabrian mountains, NW-Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **49** (1), 167-205.
- Suárez de Centi, C. 1988. *Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de la Formación Furada/San Pedro. Zona Cantábrica (NW España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 1-530. (Inédita).
- 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., Suárez Rodríguez, A., Gallastegui, G., Paniagua, A., Galán, L., Martínez Álvarez, J.A., Torres Alonso, M., Gutiérrez Claverol, M., López, Díaz, F., Villa, E., Salvador González, C. & Bravo Fernández, I. 1990. *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 102 (Los Barrios de Luna) del Mapa Geológico de España E 1:50.000 (2ª serie MAGNA)*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España Madrid, 1-130.
- Truyols, J. 1969. Un nuevo hito faunístico en el Georgiense de la Cordillera Cantábrica. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **53**, 57-60.
- Truyols, J. & Julivert, M. 1983. El Silúrico en el Macizo Ibérico. In: *Geología de España*, t.1, Libro Jubilar J.M. Ríos (Coord. J.A. Comba), Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 246-265.
- Truyols, J., Philippot, A. & Julivert, M. 1974. Les formations siluriennes de la Zone Cantabrique et leurs faunes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7^{ème} série, **16**, 25-35.
- Truyols, J. Aramburu, C., Arbizu, M., Gutiérrez Marco, J.C., García-Ramos, J.C., Méndez-Bedia, I., Rábano, I., & Villas, E. 1996. La Formación vulcanosedimentaria del Castro (Ordovícico-Silúrico) en el Cabo Peñas (Zona Cantábrica, NO España). *Geogaceta*, **20** (1), 15-18.
- Vidal, G., Moczydlowska, M. & Rudavskaya, V.R. 1995. Constraints on the early Cambrian radiation and correlation of the Tommotian and Nemakit-Daldynian regional stages of eastern Siberia. *The Journal of the Geological Society of London*, **152**, 499-510.
- Zamarreño, I. 1972. Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **5**, 1-118.
- Zamarreño, I. 1975. Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. In: *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts* (Ed. R.N. Ginsburg), Springer-Verlag, Berlin, 323-332.

- Zamarreño, I. 1978. Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España. In: *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico*, Edición homenaje I. Parga Pondal. Ediciones de Castro, *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*, **27**, 287-311.
- Zamarreño, I. 1981. Lower Cambrian stromatolites from northwest Spain and their paleo-environmental significance. In: *Phanerozoic Stromatolites* (Ed. C.L. Monty), Springer-Verlag, Berlin, 5-18.
- Zamarreño, I. 1983. El Cámbrico en el Macizo Ibérico. In: *Geología de España*, t.1, Libro Jubilar J.M. Ríos (Coord. J.A. Comba), Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 117-191.

Notas de Campo



Notas de Campo



Notas de Campo



Notas de Campo



