

LA SEDIMENTACION CAMBRO-ORDOVICICA EN LA ZONA CANTABRICA (NO DE ESPAÑA)

C. ARAMBURU Y J. C. GARCIA-RAMOS

TRABAJOS DE
GEOLOGIA



Aramburu, C. y García-Ramos, J. C. (1993).— La sedimentación cambro-ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 19, 45-73. ISSN 0474-9588.

El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica comprende entre 2.000 y 4.000 m de sedimentos mayoritariamente siliciclásticos, con intercalaciones de carbonatos y rocas volcánicas. Está representado por las Formaciones clásicas de La Herrería, Láncara, Oville, Barrios, Luarca, Sueve y Castro, además de una unidad de asignación aún controvertida, las capas de Getino. Nuevos datos paleontológicos y la aplicación de técnicas estratigráficas y sedimentológicas han permitido obtener importantes precisiones en cuanto a su edad. En particular, la Fm. Barrios (Cuarcita Armoricana) abarca desde el Cámbrico Medio al Arenig en la mayor parte de la Zona Cantábrica, pasando gradualmente a la Fm. Oville en dirección hacia el Antiforme del Narcea. Se reconocen cuatro discontinuidades estratigráficas mayores, D1 a D4, que delimitan otros tantos «megaciclos deposicionales» (MD1 a MD4). Entre ellas, la D3 equivale a la «discordancia sárdica» de otras regiones, localizándose en la parte media de la Fm. Barrios. Estas discontinuidades son controladas fundamentalmente por fenómenos tectónicos en relación con movimientos mayores de placas, más que por cambios eustáticos. Cada MD está formado por una megasecuencia inferior transgresiva, y otra superior regresiva, originadas por variaciones en la relación subsidencia/aporte de sedimentos a la cuenca. Los sedimentos siliciclásticos del Cámbrico Medio al Ordovícico Medio, (Fms. Oville, Barrios, Luarca, Sueve y capas de Getino) fueron depositados en un sistema de «delta de llanura trenzada» (*braidplain delta*) a plataforma marina. Dentro de él se encuentran ambientes fluviales trenzados de diversos tipos, lacustres, de *lagoon*, de transición-litoral y de plataforma, tanto interna como externa, dominada por tempestades. La pendiente en la zona litoral fue muy inferior a la de los mares actuales, con una amplia zona de transición de caracteres mixtos fluvio-marinos. La distribución de facies y orientación de paleocorrientes indican un aporte de sedimentos desde el área de los Picos de Europa hacia el Antiforme del Narcea. Una tectónica distensiva de bloques dentro de la cuenca influyó notablemente en la sedimentación, estando acompañada por un vulcanismo predominantemente básico, de erupciones freatomagmáticas. Entre las rocas volcánicas se encuentran dos *tonsteins* de caolinita, de gran utilidad en la correlación estratigráfica por su amplia extensión geográfica. En el Ordovícico Medio, la alteración subaérea de parte de las rocas volcánicas originó sedimentos ferruginosos, que fueron posteriormente retrabajados y depositados como oolitas ferruginosas en zonas sublitorales. La Cuenca Cantábrica fue, durante el Cambro-Ordovícico, uno de los muchos *grabens* que surcaban la periferia norte del paleocontinente de Gondwana, poseyendo una historia geológica común, que dio origen a un registro estratigráfico comparable en todo el área circundante al Mediterráneo.

Palabras clave: Cámbrico, Ordovícico, Zona Cantábrica, discordancia sárdica, secuencias deposicionales, delta de llanura trenzada, plataforma siliciclástica, tempestades, oolitas ferruginosas, tonstein, «pizarras negras», erupciones freatomagmáticas.

The Cambro-Ordovician in the Cantabrian Zone comprises 2.000 to 4.000 m of predominantly siliciclastic sediments, with minor carbonates and volcanics. It includes the classical La Herrería, Láncara, Oville, Barrios, Luarca, Sueve and Castro Formations, along with the here named Getino beds. Important precisions about their age were obtained through palaeontological, stratigraphical and sedimentological data. In particular, the Barrios Fm. (Armorican Quartzite) ranges from Middle Cambrian to Arenig in the most of the Cantabrian Zone, grading laterally into the

Oville Fm. in the direction to the Narcea Antiform. Four major stratigraphic unconformities are recognized, D1 to D4, separating the MD1 to MD4 «depositional megacycles». One of them, D3, is assimilated to the sardic unconformity of other regions. The unconformities were fundamentally controlled by tectonics in relation to major interplate movements, more than by eustatic variations in the sea level. Each MD is composed of a lower transgressive and an upper regressive megasequences, originated by variations in the subsidence/supply rate. The Middle Cambrian to Middle Ordovician siliciclastic sediments (Oville, Barrios, Luarca, Sueve and Getino beds) were accumulated in a braidplain delta to marine shelf depositional system, including fluvial braided, lacustrine, lagoonal, transitional-litoral and shelf, storm dominated, environments. The bottom slope in the litoral zone was far smaller than that in present seas, originating a broad transitional area of mixed fluvial and marine character. Sediment transport was directed from the Picos de Europa region toward the Narcea Antiform, as shown by both the distribution of facies and the orientation of palaeocurrents. Sedimentation was perturbed by an intrabasinal fault block extensional tectonics, joined to a mostly basic vulcanism of phreatomagmatic eruptions. Among the volcanics, two kaolinite tonsteins occur, being useful for the correlation over broad areas. Subaerial alteration of some of the volcanics in the Middle Ordovician originated ferruginous sediments, which were subsequently reworked and redeposited as ferruginous oolites in sublitoral zones. The Cantabrian Basin was, during the Cambro-Ordovician, one of the many grabens placed in the northern margin of the Gondwana paleocontinent, having a common geological history, recorded in comparable stratigraphical successions in the area surrounding the Mediterranean.

Key words: Cambrian, Ordovician, Cantabrian Zone, sardic unconformity, depositional sequences, braidplain delta, siliciclastic shelf, storm deposits, oolitic ironstones tonstein, black shales, phreatomagmatic eruptions.

Carlos Aramburu y José Carlos García-Ramos, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo, España. Manuscrito recibido el 30 de septiembre de 1990; revisado el 14 de junio de 1991.

El Cambro-Ordovícico aflora en la Zona Cantábrica (ZC) en forma de estrechas bandas, generalmente en los frentes de mantos de cabalgamiento, extendiéndose por el centro de Asturias, N de León y E de Asturias (Fig. 1).

Comprende de 2.000 a 4.000 m de sedimentos mayoritariamente siliciclásticos, con intercalaciones relativamente menores de carbonatos y rocas volcánicas.

Las bases estratigráficas de estos materiales fueron establecidas por Barrois (1882) y Comte (1937, 1938, 1959), quienes definieron las Fms. La Herrería, Láncara, Oville, Barrios y Luarca. Posteriormente, Pello y Philippot (1967) dieron nombre a la Fm. Sueve, y Radig (1962) a la Fm. Castro.

Los carbonatos de la Fm. Láncara fueron estudiados en detalle en toda la ZC, en sus aspectos estratigráficos y sedimentológicos, por

van der Meer Mohr (1969) y, especialmente, por Zamarreño y Julivert (1967) y Zamarreño (1972, 1975, 1978, 1981).

Las formaciones siliciclásticas, por el contrario, sólo habían sido objeto de la misma atención en el N de León, en especial por Lotze (1958, 1961), Oele (1964), van den Bosch (1969), Vilas (1971), Gietelink (1973) y Crimes y Marcos (1976), siendo muy escasos los conocimientos que se poseían sobre la parte asturiana hasta la aparición de la Tesis Doctoral de Aramburu (1989).

Zamarreño (1983) y Julivert y Truyols (1983) ofrecen una revisión de los diferentes estudios realizados sobre estos materiales. Últimamente, Aramburu *et al.* (1992) presentan una visión de conjunto del Paleozoico Inferior, centrada especialmente en su estratigrafía.

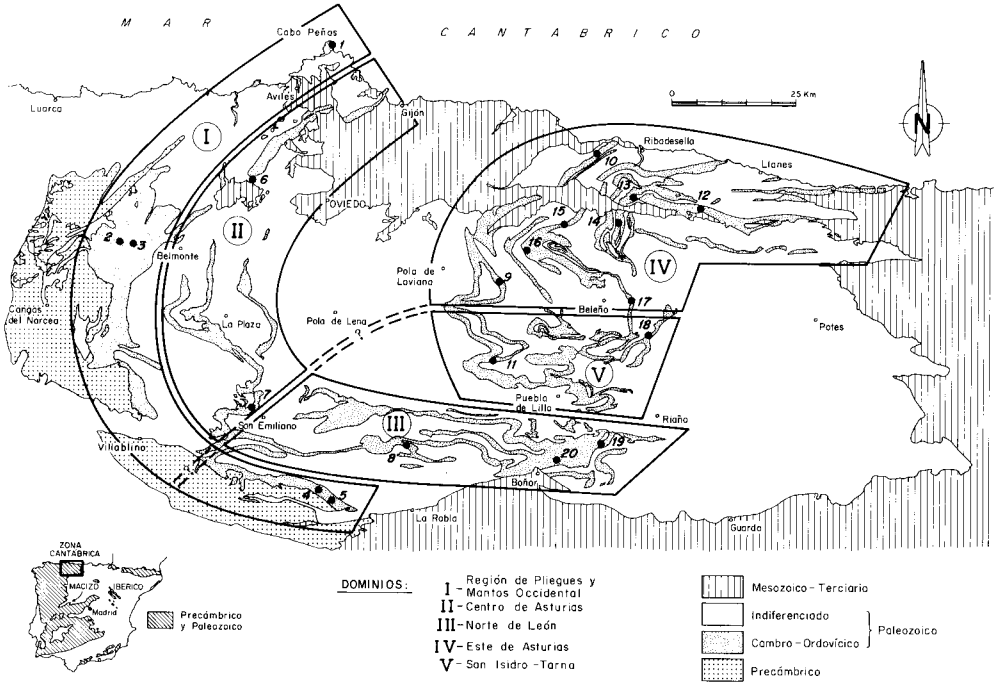


Fig. 1.- Mapa de afloramientos cambro-ordovícicos en la Zona Cantábrica, con indicación de los dominios paleogeográficos aquí diferenciados y secciones estratigráficas mostradas en los gráficos de correlación de las Figs. 7, 8 y 9. Secciones de referencia: 1. Cabo Peñas; 2. El Rodical; 3. Embalse de la Barca; 4. Barrios de Luna; 5. Portilla de Luna; 6. Peñafior; 7. La Majúa-Genestosa; 8. El Tueiro; 9. Tanes; 10. Sueve; 11. Pto. San Isidro. Otras secciones: 12. Meré; 13. Onao; 14. Tornín; 15. La Matosa; 16. Ligüeria; 17. Víboli-Viego; 18. Oseja de Sajambre; 19. Corniero; 20. Adrados-Boñar.

La escasez de fósiles en grandes tramos de estas unidades ha dado origen a considerables polémicas sobre su edad. Especialmente importante es la indefinición, aún en parte existente, sobre el límite Cámbrico-Ordovícico.

Se pretende, en este trabajo, dar una visión global de la estratigrafía, sedimentología y paleogeografía del Cambro-Ordovícico, aunque con especial énfasis en la sedimentología de la sucesión siliciclástica del Cámbrico Medio al Ordovícico Medio. Actualmente, son insuficientes los datos disponibles para establecer un modelo sedimentológico coherente para los depósitos siliciclásticos del Cámbrico Inferior (Fm. La Herrería), y para una parte del Ordovícico Superior (Fm. Castro), por lo que estas unidades únicamente serán analizadas de un modo general. Sólo será objeto de algunas

precisiones la interpretación sedimentológica presentada por van der Meer Mohr y Zamarreño, en los trabajos citados más arriba, para los carbonatos del Cámbrico Inferior-Medio (Fm. Láncara).

ESTRATIGRAFIA DOMINIOS PALEOGEOGRAFICOS

Con objeto de facilitar la descripción de las características del Cambro-Ordovícico en la ZC, se han diferenciado cinco dominios (Fig. 1), cada uno de los cuales presenta características distintivas en cuanto a las unidades litoestratigráficas que aparecen en ellos, su espesor y facies, así como su significado tectosedimentario:

I. Dominio de la Región de Pliegues y Mantos Occidental.

II. Dominio del Centro de Asturias.

III. Dominio del N de León.

IV. Dominio del E de Asturias.

V. Dominio de San Isidro-Tarna.

Los Dominios I, II y la mayor parte del III se corresponden con la Región de Pliegues y Mantos de Julivert (1967), mientras que el IV y el V equivalen a su Región de Mantos.

El Dominio I incluye los afloramientos más occidentales de Cambro-Ordovícico en la ZC, en contacto con el Precámbrico del Antiforme del Narcea, desde el área de Barrios de Luna, en la provincia de León, hasta el Cabo Peñas, en la costa cantábrica. Es equivalente a parte de la Unidad de Somiedo-Correcilla de Julivert (1971). Se caracteriza por la existencia de grandes espesores de Cambro-Ordovícico, presencia de la Fm. Luarca (Ordovícico Medio) y, a veces, de Ordovícico Superior.

Los Dominios II y III muestran espesores mucho más reducidos. Comprenden las Unidades de La Sobia-Bodón y parte de la de Somiedo-Correcilla de Julivert (1971). A lo largo de la mayor parte de este área se extienden las que hemos denominado capas de Getino, de edad incierta, desde el Ordovícico Inferior al Silúrico. El Dominio III se individualiza por la abundancia de rocas volcánicas y por los frecuentes cambios de espesor y de facies.

El Dominio IV contiene de nuevo grandes espesores de Cambro-Ordovícico, excepto cuando éste ha sido erosionado bajo el Devónico Superior. La Fm. Barrios muestra un buen desarrollo de los tres miembros en que aquí la hemos subdividido, en particular del Mb. Ligüeria. En su parte más occidental (escoma de Laviana) aparece la Fm. Sueve, del Ordovícico Medio.

El Dominio V presenta caracteres, aún no bien definidos, intermedios entre el III y el IV. Se encuentran aquí algunas rocas volcánicas. El Mb. Ligüeria está ausente.

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

A partir de datos previos de otros autores, fundamentalmente los citados en la introducción de este trabajo, y de estudios estratigráficos propios, se proponen las siguientes unidades litoestratigráficas (Figs. 2, 3, 4):

Fm. La Herrería

Es una unidad mayoritariamente areniscosa, de espesor medio en torno a los 1.000 m. Descansa, por medio de una discordancia angular, a la que denominamos D1, sobre las pizarras metamórficas de la Fm. Narcea.

El miembro inferior presenta intercalaciones de dolomías y lutitas, correspondiendo aún al Precámbrico más alto (van den Bosch, 1969; Crimes *et al.*, 1977; Dozy, 1984).

El miembro medio forma una megasecuencia granodecreciente que culmina en las alternancias de areniscas y pizarras del miembro superior, con trilobites del Cámbrico Inferior (Truyols, 1969).

Fm. Láncara

La Fm. Láncara comprende, por término medio, unos 200 m de carbonatos. El miembro inferior está formado mayoritariamente por dolomías. El miembro superior comienza por calizas grises bioclásticas glauconíticas, que pasan gradualmente hacia arriba a calizas rojas nodulosas del tipo *griotte*. Entre uno y otro miembro se sitúa una disconformidad, aquí denominada D2.

Fm. Oville

Gradualmente, o con contacto neto, se superpone la Fm. Oville, formada por alternancias de pizarras, limolitas y areniscas. En el N de León (Dominio III) contiene frecuentes *sills* de diabasas.

LITOLOGIA

| | | | |
|--|--|--|---|
| | ortoconglomerado silíceo | | basamento plegado |
| | paraconglomerado silíceo | | rocas intrusivas |
| | conglomerado infraformacional (cantos blandos) | | traquita |
| | brecha | | basalta |
| | brecha calcárea | | diabasa y aff. |
| | arenisca con cantos | | roca vulcanoclástica |
| | lutita con cantos | | tonstein de caolinita |
| | arenisca | | cemento ferruginoso, nódulos ferruginosos |
| | limolita | | roca oolítica ferruginosa |
| | lutita pizarra | | glauconita |
| | marga | | siderita, fosfato (cantos) |
| | caliza | | pirita diseminada y en nódulos |
| | caliza arenosa | | nódulos calcáreos |
| | caliza nodulosa | | nódulos de siderita |
| | dolomía | | nódulos de chert |
| | siderita | | |
| | dolomía siderítica | | |
| | dolomía siderítica arenosa | | |
| | arenisca dolomítica | | |
| | arenisca siderítica | | |
| | chert | | |

COLOR

| | |
|--|------------------------|
| | bianco |
| | gris claro y muy claro |
| | gris medio |
| | gris oscuro y negro |
| | verde y gris verdoso |
| | rojo |

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

INORGANICAS

| | | | |
|--|-----------------------------------|--|----------------------------|
| | laminación horizontal | | imbricación de cantos |
| | laminación cruzada de bajo ángulo | | granoselección normal |
| | estratificación cruzada hummocky | | arena sobre arena |
| | en general | | arena sobre fango |
| | planar | | laminación convoluted |
| | en surco | | estructuras almohadilladas |
| | deformada | | slumping |
| | en general | | microripples |
| | planar | | grietas de sinéresis |
| | en surco | | cone-in-cone |
| | megaripples | | estilolitos |
| | en general | | |
| | de corriente | | |
| | de oleaje | | |
| | flute marks | | |

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ORGANICAS

| | | | |
|--|--|--|--|
| | estriaciones de corriente, groove - marks | | horizontales |
| | alineación de corriente, alineación de partición | | verticales u oblicuos |
| | canal | | Skolithos |
| | superficie erosiva | | Cruziana |
| | cantos blancos | | densidad de icnofosiles (escasos, frecuentes abundantes) |

PALEOCORRIENTES

| | | |
|--|-----------------------------|---------------------------|
| | buzamiento de lámina | } estratificación cruzada |
| | eje de surco | |
| | 10% láminas agrupadas | |
| | ripples de oleaje (crestas) | |
| | alineación de partición | |
| | flute marks | |

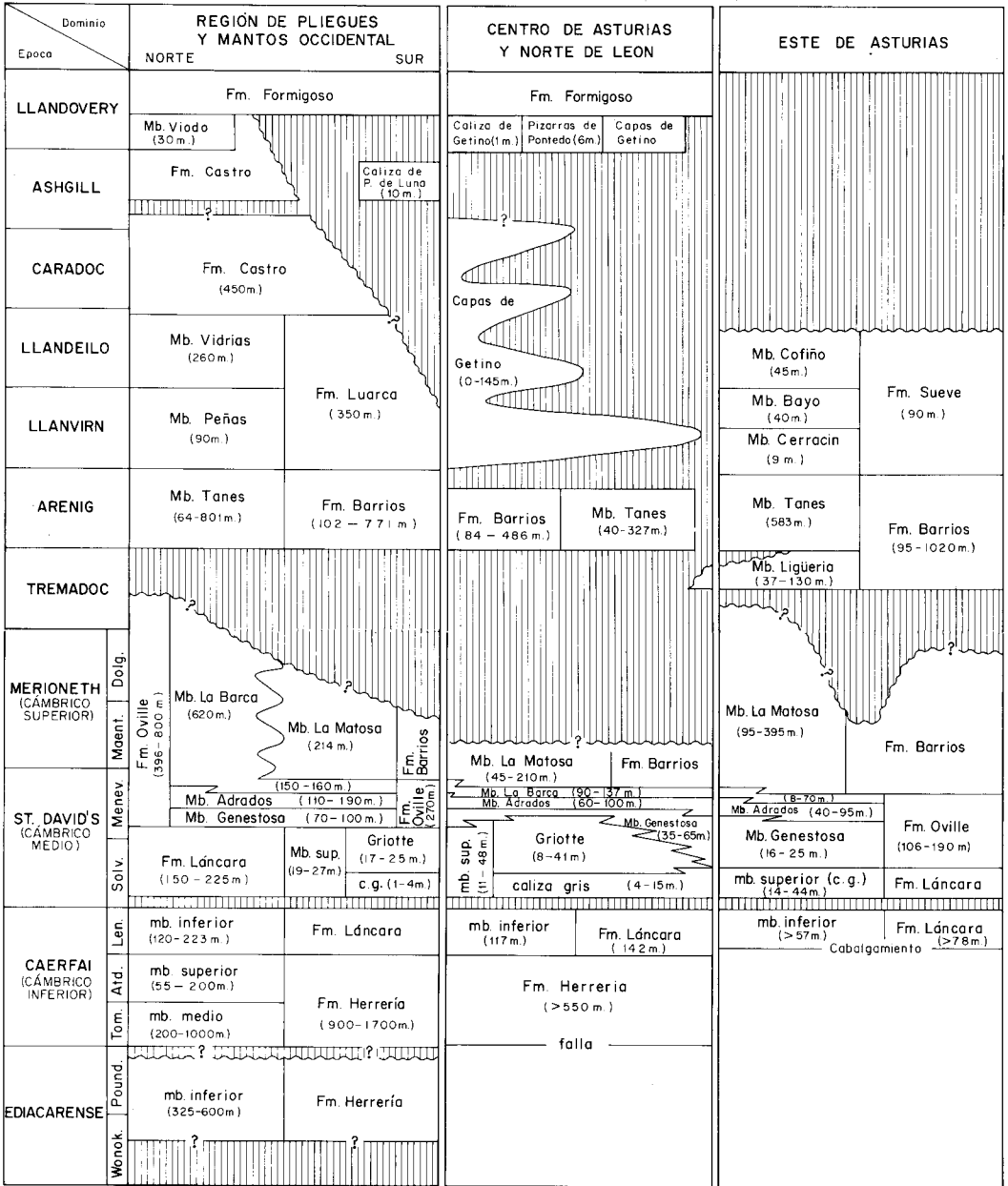
RELACIONES ESTRATIG.

| | |
|--|--|
| | secuencia grano-decreciente hacia el techo y/o de profundización; idem. probable |
| | secuencia grano-creciente hacia el techo y/o de some.rización; idem. probable |
| | discontinuidad estratig. |
| | cambio lateral de facies |

FOSILES

| | | | |
|--|--------------------------------------|--|-------------------------|
| | invertebrados en general | | gasterópodos |
| | trilobites, graptolitos braquiopodos | | equinodermos en general |
| | trilobites | | crinoideos |
| | graptolitos | | corales |
| | braquiopodos en general | | briozoos |
| | Lingúlidos | | acritarcos |
| | lamelibrancios | | quitinozoos |

Fig. 2.- Leyenda para las columnas estratigráficas.



Laguna, con ausencia de rocas por no disposición y/o erosión
 ? — Límite de unidades estratigráficas
 ? ~ Superficie erosiva
 } Con interrogante si es incierto en edad y/o tipo

Fig. 4.- Gráfico de correlación estratigráfica para el Cambro-Ordovícico en la Zona Cantábrica.

Su espesor está generalmente comprendido entre 100 y 400 m, aumentando progresivamente desde los Picos de Europa hacia el Antiforme

del Narcea (Fig. 5). Destaca, sin embargo, un área de espesor anormalmente bajo en la parte media, correspondiente al Dominio II.

| Sistema / Serie | Litología | Miembro | Formación | Megaciclo deposicional | | |
|-------------------------------|----------------------|-----------------------|------------------------|--|---------------------|------------------|
| ORDOVÍCICO | | Viedo 130 m. | Formigoso | MD4 100 - 400 m. | | |
| | | Ashgill | Castro 200 - 500 m. | D4 | | |
| | | Caradoc | | | | |
| | | Llandeilo | Vidrias 260 m. | Luarca 350 m. Sueve 90 m. Capas de Getino 0 - 145 m. | MD3 64 - 1600 m. | |
| | | Llanvirn | Peñas 90 m. | | | |
| | | Arenig | Tanes 40-801 m. | | | |
| | | Tremadoc | Ligüeria 0-130 m. | | | |
| | | CÁMBRICO | | Superior | La Matosa 45-395 m. | D3 |
| | | | | Medio | La Barca 8-620 m. | |
| | | | | Inferior | Adrados 50-160 m. | Oville 80-800 m. |
| Genestosa superior 11 - 48 m. | Láncara 150-225 m. | | | | D2 | |
| inferior 117-223 m. | | | | | | |
| superior 55 - 200 m. | Herrería 900-1700 m. | | | MD1 1000 - 2000 m. | | |
| PRECÁMBRICO | | inferior 325 - 600 m. | Narcea | D1 | | |

Fig. 3.- Columna estratigráfica generalizada del Cambro-Ordovícico en la Zona Cantábrica, mostrando la nomenclatura lito-estratigráfica utilizada en este trabajo. Columna litológica no a escala.

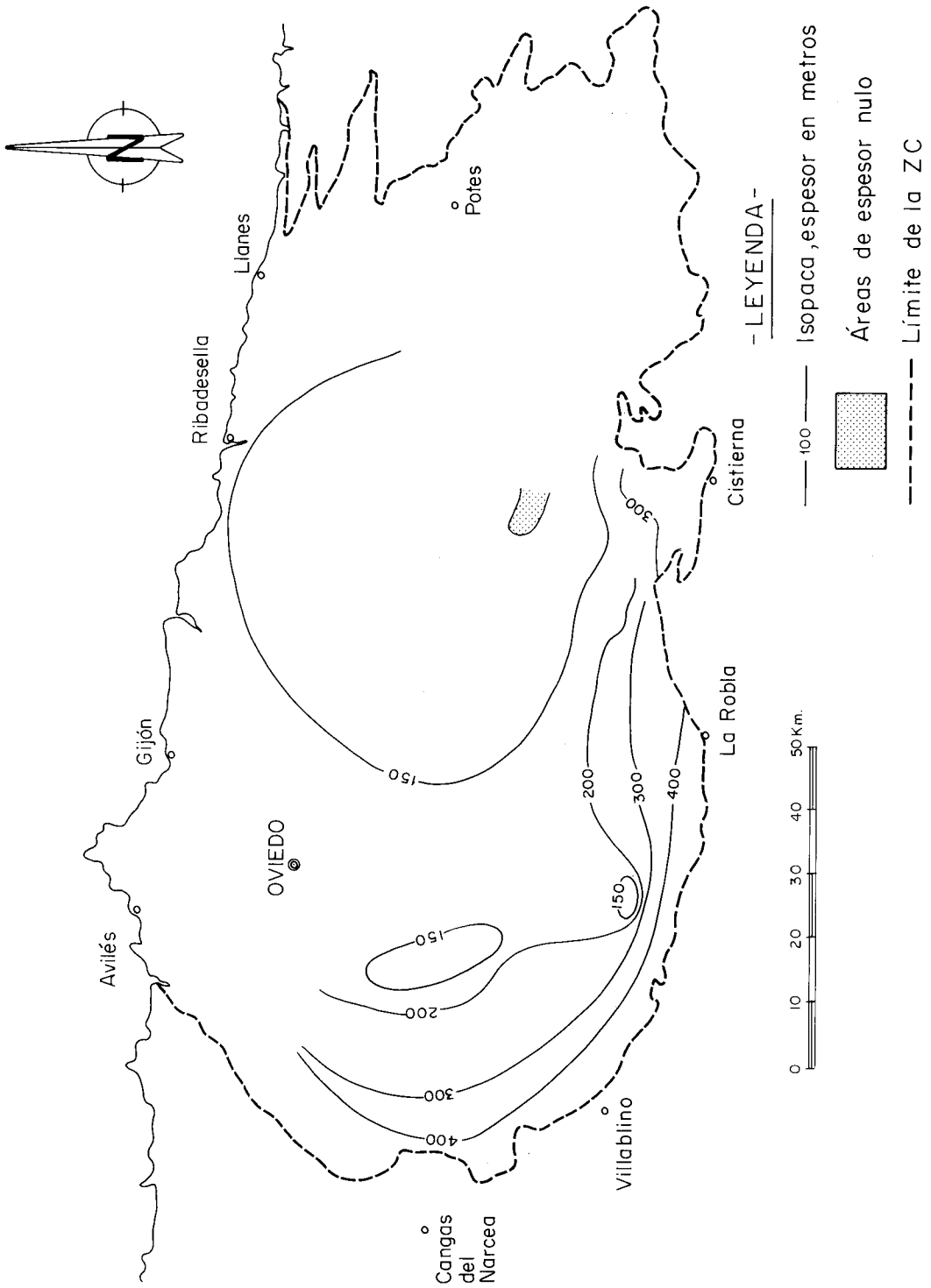


Fig. 5.- Mapa de isopacas de la Fm. Oville. El área de espesor nulo se debe a la erosión pre-Devónico Superior.

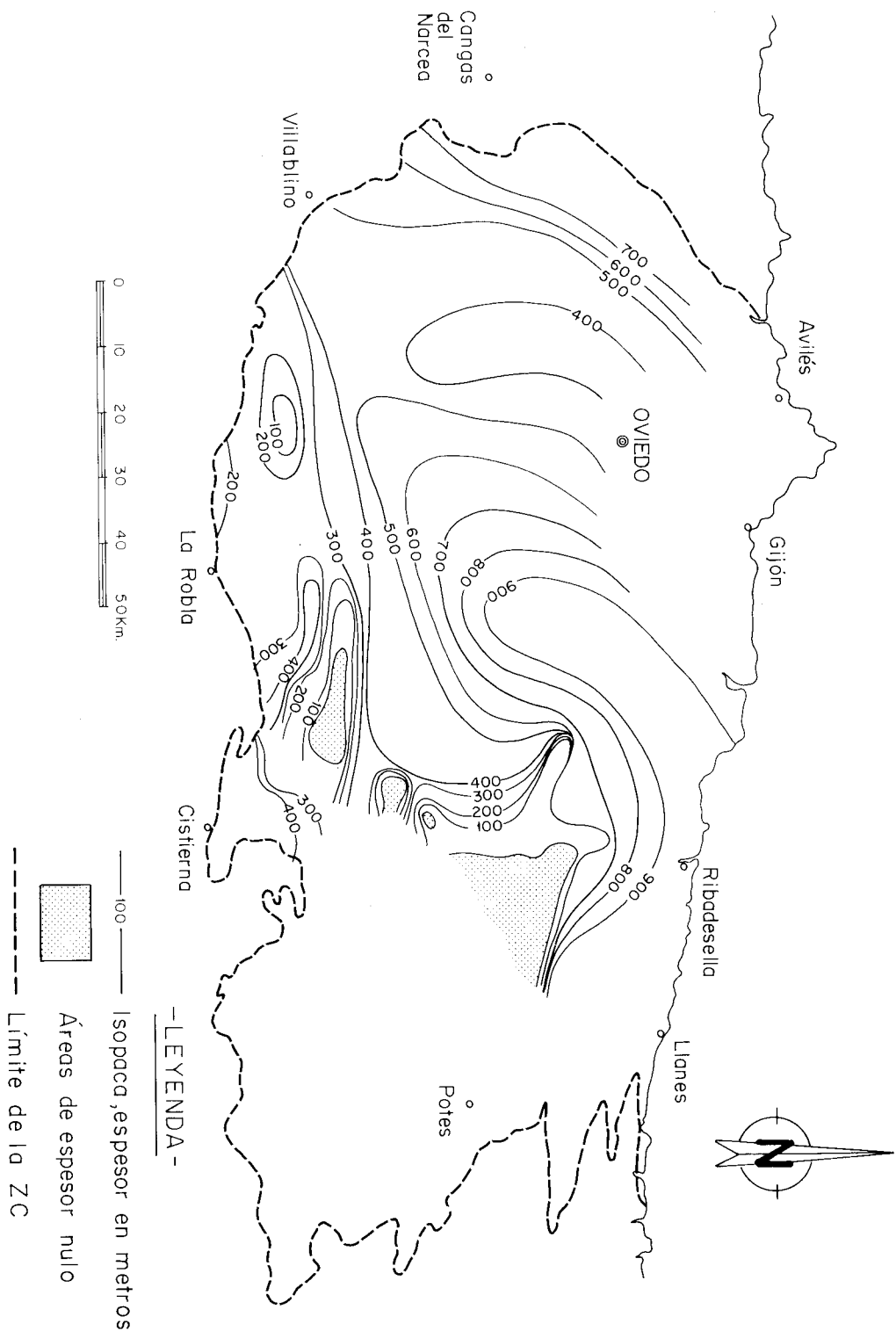


Fig. 6.- Mapa de isopacas de la Fm. Barrios. Obsérvese el efecto del umbral menos subsidente en el área central de Asturias, al SO de Oviedo. Las áreas de espesor nulo se deben a la erosión pre-Devónico Superior.

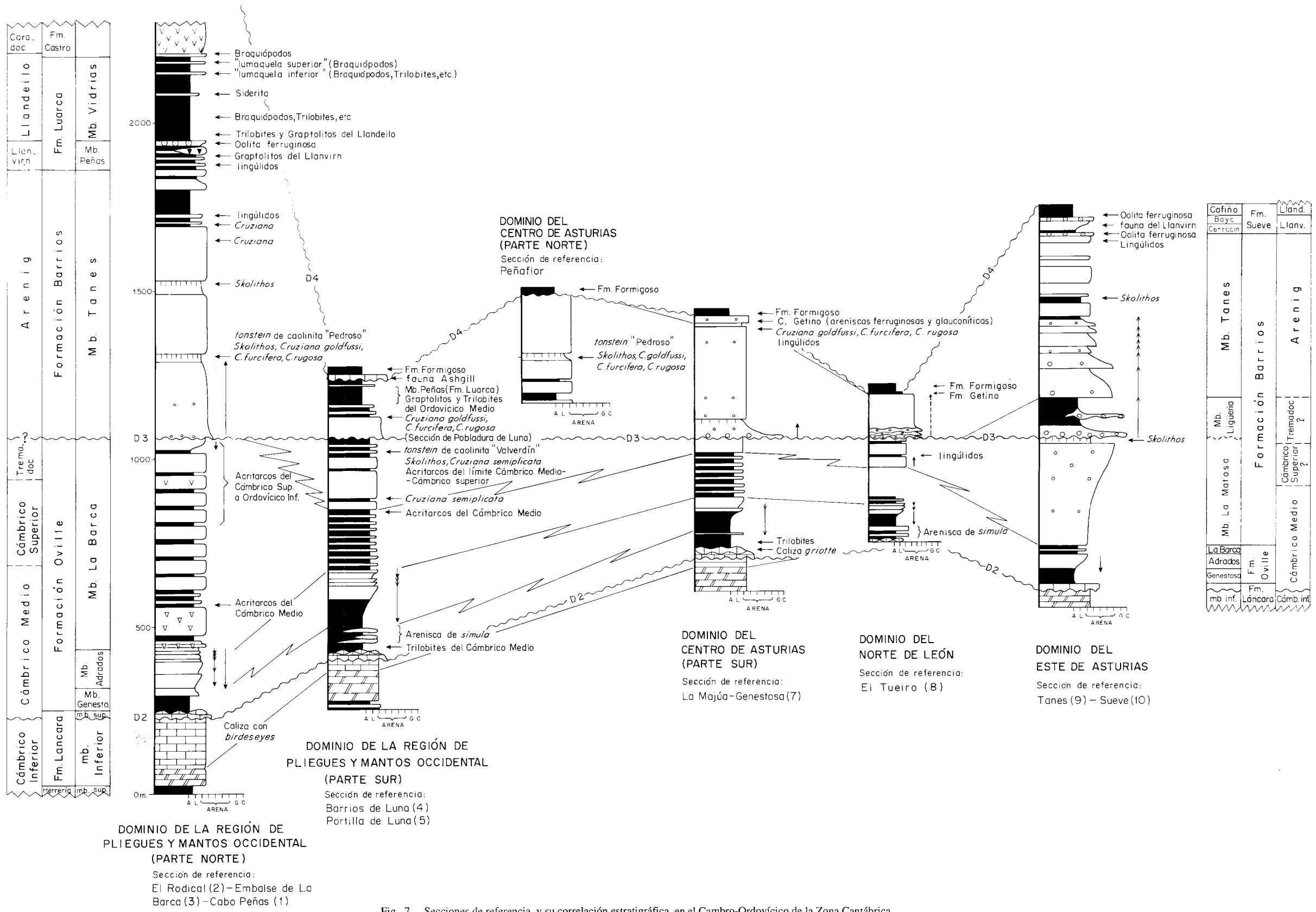


Fig. 7.- Secciones de referencia, y su correlación estratigráfica, en el Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica.

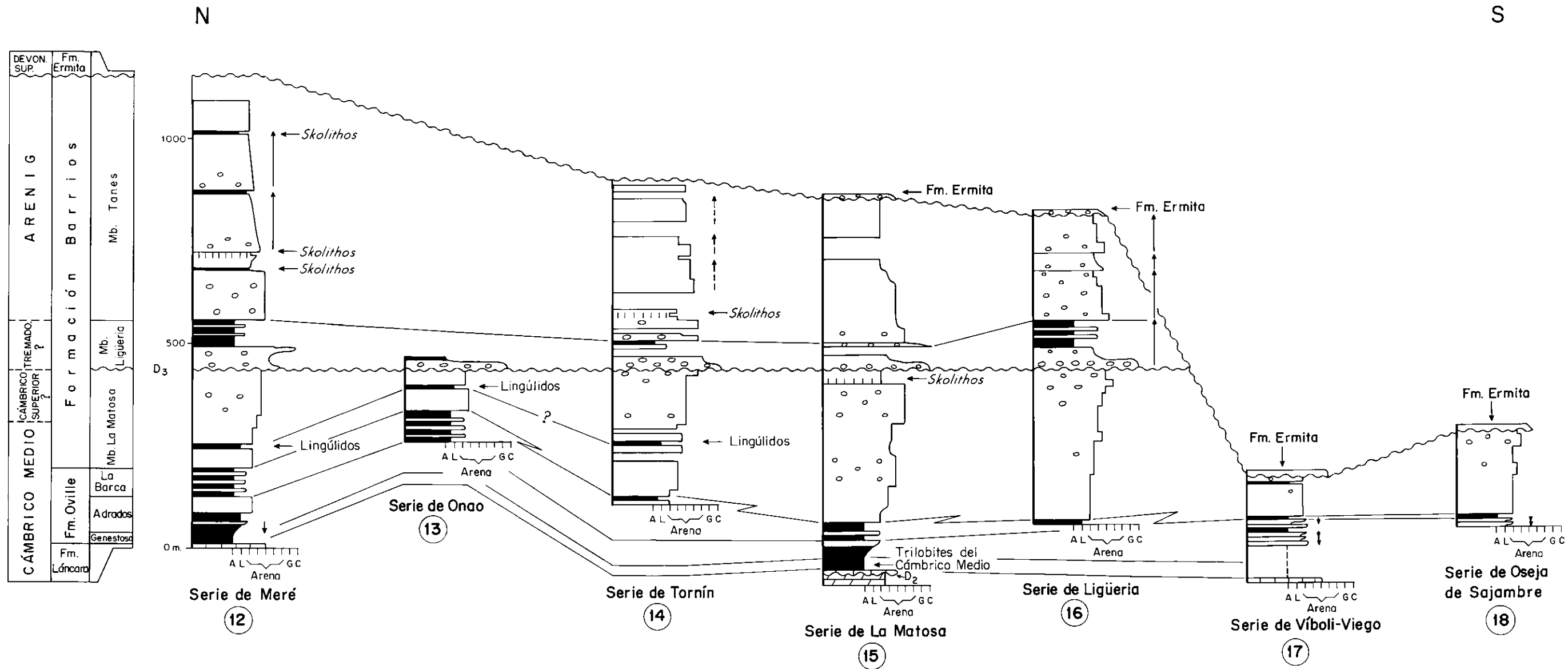


Fig. 8.- Correlación de series estratigráficas en el Dominio del Este de Asturias.

En su base, el Mb. Genestosa está esencialmente constituido por pizarras verdes con abundantes trilobites, de edad Cámbrico Medio. En el N de León se intercalan uno o varios cuerpos de arenisca conocidos como Arenisca de *simula*.

Insensiblemente, se pasa al Mb. Adrados, que consiste en una alternancia de pizarras, limolitas y areniscas glauconíticas, ordenadas en mesosecuencias y minisecuencias estrato y granocrecientes de metros a decenas de metros de espesor.

Por último, el Mb. La Barca está formado por una alternancia de pizarras, limolitas y areniscas sin una ordenación definida.

El estudio de acritarcos e icnofósiles, fundamentalmente *Cruziana*, junto con la correlación estratigráfica, sugieren que la edad del techo de la Fm. Oville asciende progresivamente desde los Picos de Europa hacia el Antiforme del Narcea, siendo Cámbrico Medio en la mayor parte de la ZC, llegando a ser Cámbrico Superior, o incluso Ordovícico más bajo sólo en el área más occidental, hacia la parte N del Dominio I (Aramburu, 1989).

Fm. Barrios

La Fm. Barrios está constituida, en su mayor parte, por cuarzoarenitas blancas. Ocasionalmente se intercalan sedimentos más finos, conteniendo a veces lumaquelas de lingúlidos e icnofósiles, entre los que destacan *Cruziana* y *Skolithos*.

En el N de León son abundantes las rocas vulcanoclásticas, bien sea rellenando chimeneas, o como «anillos» adyacentes a ellas. Muchos de los *sills* enclavados en la Fm. Oville son los equivalentes subvolcánicos de estas rocas vulcanoclásticas (Loeschke y Zeidler, 1982; Heinz *et al.*, 1985).

Los espesores de la Fm. Barrios están comprendidos generalmente entre 200 y 1.000 m (Fig. 6). Las mayores potencias se sitúan en el E de Asturias y en la región próxima al Antiforme del Narcea. Entre ambas se encuen-

tra un área de espesores reducidos, que coincide esencialmente con el de la Fm. Oville (Fig. 5). Las áreas de espesor nulo en el E de Asturias y N de León se deben fundamentalmente a la erosión pre-Devónico Superior.

Se han diferenciado 3 miembros, que se encuentran especialmente bien definidos en el E de Asturias, en donde están situadas sus localidades tipo. El Mb. La Matosa forma una megasecuencia granocreciente, desde cuarzoarenitas de grano muy fino en la base a otras de grano muy grueso con cantos en el techo. El Mb. Tanes contiene litologías similares, aunque ordenadas en una megasecuencia granodecreciente. Ambos miembros constituyen la Cuarcita Armoricana típica. Entre uno y otro, y casi exclusivamente sólo en el E de Asturias, se sitúa el Mb. Ligüeria, bien reconocible en la topografía como una depresión central. Está formado por un tramo basal de ortoconglomerados silíceos, seguido por areniscas y luego alternancias de lutitas y areniscas.

El estudio de icnofósiles, fundamentalmente *Cruziana*, y de acritarcos, así como la correlación dentro de la ZC y con otras regiones, sugieren que la edad del Mb. La Matosa es Cámbrico Medio a Superior, y quizá también Tremadoc más bajo (Aramburu, 1989).

En el gráfico de correlación estratigráfica de la Fig. 7 se observa cómo el Mb. La Matosa pasa lateralmente hacia el O al Mb. La Barca de la Fm. Oville, hasta llegar a desaparecer por completo.

El Mb. Ligüeria representa, posiblemente, el Tremadoc. El contacto con el Mb. La Matosa es una disconformidad, a la que denominamos D3, siendo equiparable a la «discordancia sárdica» de otras regiones (Aramburu y García-Ramos, 1988). Este carácter se manifiesta con claridad en algunas áreas, como al N de los Picos de Europa, donde tiene lugar un adelgazamiento notable, en pocos kilómetros, del Mb. La Matosa, con ausencia de su parte superior, bajo la D3 (Fig. 8) (Aramburu y García-Ramos, 1988). Ello supone la existencia de una discordancia angular cartográfica, o bien, más proba-

blemente, de un *horst* local emplazado previamente al depósito de los conglomerados de Ligüeria.

Todos los datos disponibles apuntan a una edad Arenig para el Mb. Tanes, el cual, a diferencia de los otros dos miembros, se extiende prácticamente por toda la ZC (Aramburu, 1989). Únicamente está ausente en algunos puntos del N de León, como en la sección de Adrados-Boñar (Fig. 9).

Fms. Luarca y Sueve

El Ordovícico Medio está representado por dos sucesiones mayoritariamente pizarrosas, la Fm. Luarca cerca del Antiforme del Narcea (Dominio I), y la Fm. Sueve en el E de Asturias (Dominio IV), que contienen una abundante y variada fauna de graptolitos, trilobites, braquiópodos, lamelibranquios, cistoideos, etc. (Juvivert *et al.*, 1968; Truyols y Julivert, 1976; Montesinos, 1981a, b; Gutiérrez Marco *et al.*, en prensa).

En ambos casos, la parte inferior, es decir el Mb. Peñas en la Fm. Luarca y los Mbs. Cerracín y Bayo en la Fm. Sueve, de edad fundamentalmente Llanvirn (Fig. 7), consiste en una alternancia de areniscas, limolitas y pizarras negras, limitada por sendos niveles de roca ferruginosa oolítica. Este tramo se corresponde en litología, y generalmente en edad, con las denominadas «Capas de Transición» de otros puntos de la Península Ibérica.

El resto de las Fms. Luarca y Sueve (Mb. Vidrias y Mb. Cofiño, respectivamente), de edad Llandeilo, está formado casi en su totalidad por pizarras negras.

Fm. Castro

Aflora únicamente en los Cabos de Peñas y Vidrias, estando constituida por unos 400 m de alternancias de rocas vulcanoclásticas, areniscas, limolitas y pizarras de edad, fundamentalmente, Caradoc y Ashgill (Gutiérrez Marco,

1986; Villas *et al.*, 1989), a las que se superponen unas decenas de metros de basaltos y, por último, 30 m de calizas y tobas volcánicas. Este último tramo es denominado Mb. Viodo, habiendo proporcionado una abundante fauna de tabulados, briozoos, crinoideos, braquiópodos, trilobites, conodontos, etc., de edad Rhuddaniense, en la misma base del Silúrico (Sarmiento *et al.*, en prensa). Más al S, en Portilla de Luna, ha sido reconocido un paquete de 10 m de calizas fosilíferas, de edad Ashgill, suprayacente a una sucesión pizarrosa comparable a la Fm. Luarca, y bajo las pizarras silúricas de la Fm. Formigoso (Gutiérrez Marco, 1986; Aramburu, 1989; Aramburu *et al.*, en prensa). Se postula la existencia de una importante discontinuidad estratigráfica, D4, en la base de estas calizas.

Capas de Getino

A diferencia de la sucesión anteriormente descrita, en gran parte del centro de Asturias y en el N de León (Dominios II y III), sin embargo, entre la Fm. Barrios y las pizarras negras de la base de la Fm. Formigoso, del Silúrico, se encuentran unos pocos metros de alternancias de areniscas, limolitas y pizarras fuertemente bioturbadas, con frecuencia glauconíticas, junto con capas ferruginosas y carbonatadas. Estos sedimentos han sido denominados por algunos autores «Capas de Transición». Sin embargo, por su litología marcadamente diferente de las así denominadas en otros puntos de la Península Ibérica, preferimos su designación como «capas de Getino».

A partir de escasos fósiles y, sobre todo, de datos sedimentológicos, creemos que se trata de sedimentos condensados, de edades variables entre el Ordovícico Inferior y el Silúrico más bajo (Aramburu, 1989; Sarmiento *et al.*, en prensa; Aramburu *et al.*, 1992). No existiría, entonces, una laguna estratigráfica completa del Ordovícico Medio y Superior, como se venía suponiendo hasta ahora.

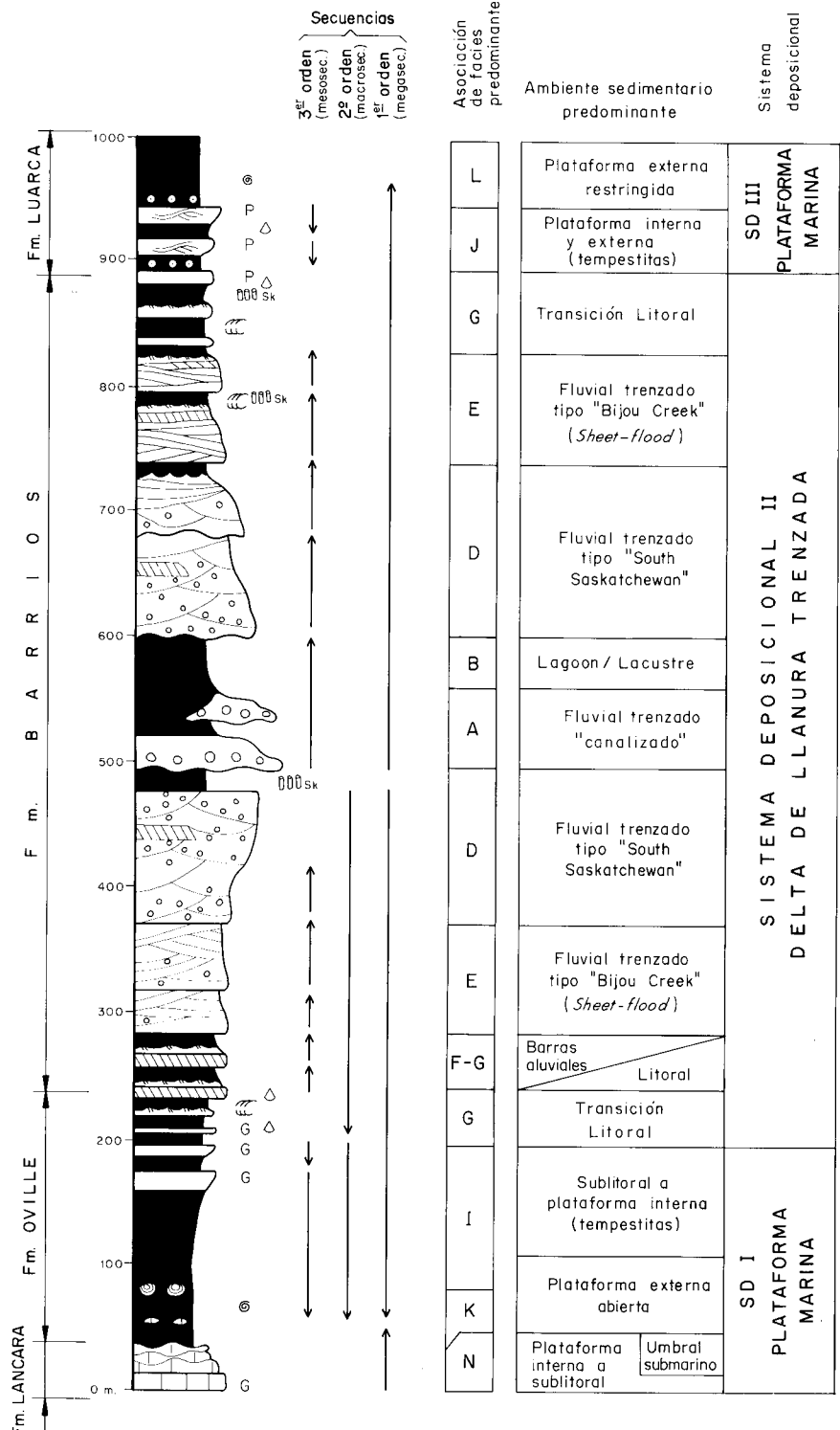


Fig. 12.- Columna estratigráfica sintética del Cámbrico Medio al Ordovícico Medio en la Zona Cantábrica. Las facies y asociaciones de facies de ésta y posteriores figuras son descritas con detalle por Aramburu (1989).

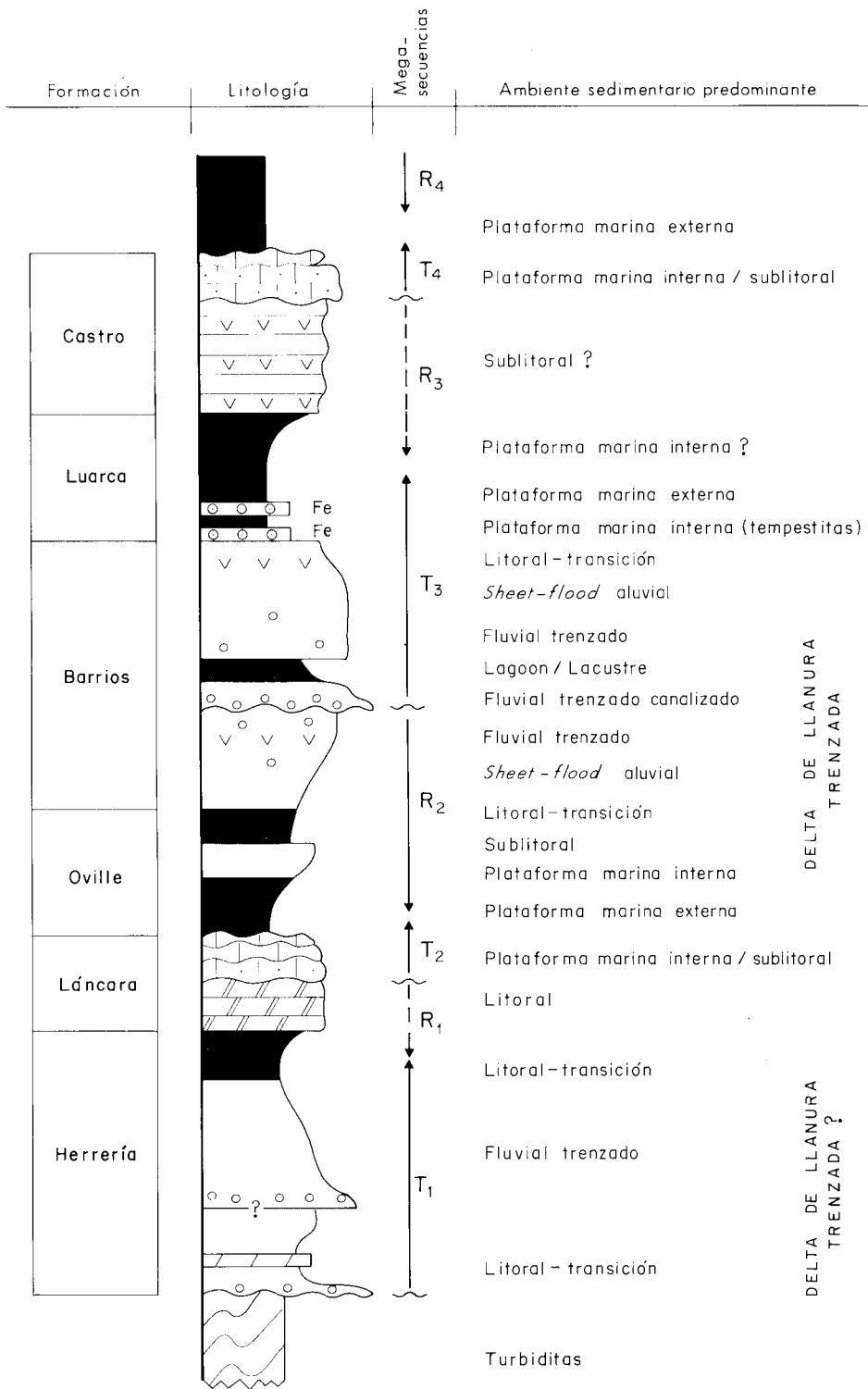


Fig. 11.- Megasecuencias transgresivas (T) y regresivas (R), y ambientes sedimentarios del Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica.

Cada uno de ellos está formado, a su vez, por una alternancia de fases activas, caracterizadas por aportes relativamente importantes a la cuenca, y fases pasivas, en las que éstos son muy reducidos o inexistentes.

Se iniciará la descripción por el SDII, que representa las facies más proximales, para finalizar con los SDI y III, correspondientes a las más distales.

**SISTEMA DEPOSICIONAL II (SDII):
DELTA DE LLANURA TRENZADA**

El sistema deposicional II comprende la totalidad de la Fm. Barrios y la parte alta de la Fm. Oville, estando caracterizado por alternancias de depósitos continentales y marinos litorales, originados en un «delta de llanura trenzada»

(*braidplain delta*: McPherson *et al.*, 1987, 1988; Nemeč y Steel, 1988; Orton, 1988) (Fig. 13).

Durante la «fase activa», en la parte más proximal de la cuenca, en el E de Asturias, se depositaron arenas gruesas con cantos sobre una extensa llanura aluvial surcada por ríos trenzados semejantes a los del tipo «South Saskatchewan» (Miall, 1977, 1978). Hacia el O tiene lugar una expansión del flujo, dando lugar a depósitos de «avenida en manto» (*sheet floods*). Están formados en este caso por arenas de grano fino, y son característicos de ríos trenzados similares a los del tipo «Bijou Creek» (Mial, *op. cit.*).

En ocasiones, en la misma línea de costa, la disminución rápida de la velocidad del flujo da lugar a la formación de bancos arenosos, que pueden sufrir retoque marino.

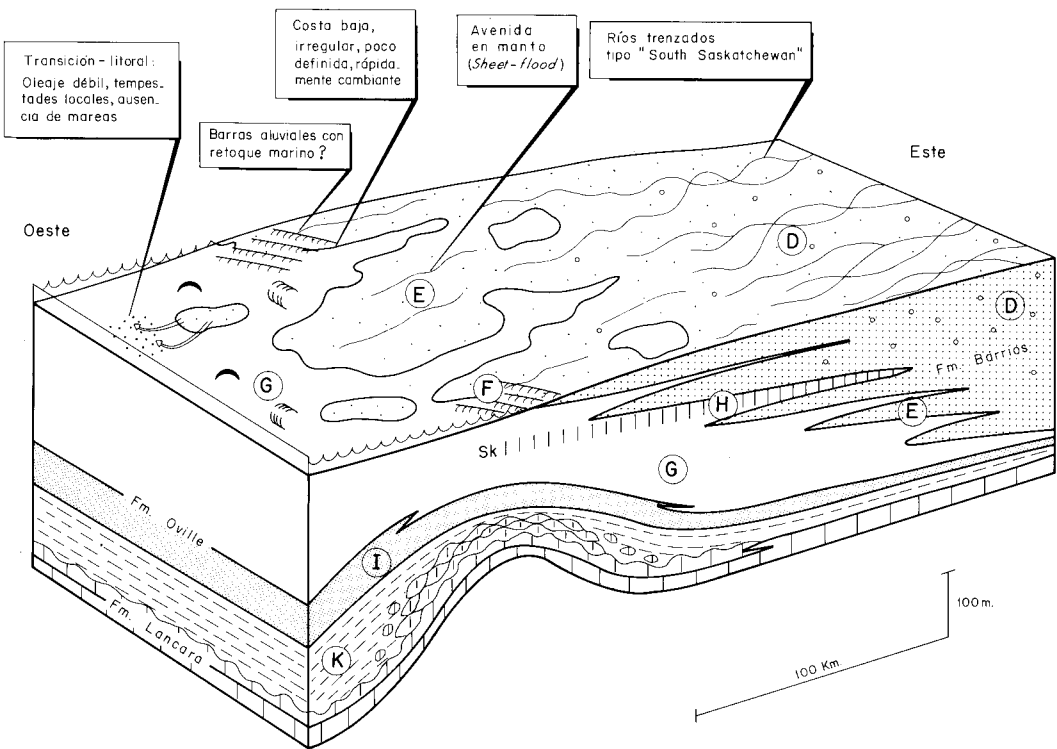


Fig. 13.- Distribución de ambientes sedimentarios en la Zona Cantábrica durante el Cámbrico Superior. El conjunto fue depositado en un «delta de llanura trenzada» (*braidplain delta*). Las letras mayúsculas representan las diferentes asociaciones de facies mostradas en la Fig. 12.

No existe una línea de costa bien definida; más bien ha de hablarse de una amplia zona de transición, con áreas de encharcamiento, cuya posición varía ampliamente con cada nuevo aporte aluvial. La parte marina, toda ella muy somera, se caracteriza por un oleaje débil y la ausencia de mareas importantes. Sólo ocasionalmente, pudo manifestarse aquí la influencia de tempestades. Se depositan en este área arenas finas y fangos, conteniendo a veces fragmentos de lingúlidos e icnofósiles, entre ellos *Cruziana*.

Durante la «fase pasiva» subsiguiente, los aportes continentales son muy escasos o inexistentes. El desequilibrio entre el aporte de sedimentos y la subsidencia da lugar a una transgresión, de manera que los sedimentos continentales son recubiertos por otros marinos fangosos con *Skolithos* muy abundantes. La pendiente del fondo de la cuenca debió de ser en esta etapa extremadamente baja, muy inferior a la de las áreas litorales de mares actuales.

En el Paleozoico y Cretácico del Sahara se han descrito ambientes litorales de características comparables (Busson, 1969; Beuf *et al.*, 1971; Bertrand-Sarfati *et al.*, 1977; Burolet y Busson, 1983) que poseen muchos de los rasgos de los modelos propuestos por Keulegan y Krumbein (1949), Shaw (1964), Irwin (1965) y Hallam (1967).

La alternancia de fases activas y pasivas da lugar al modelo de cuñas que se muestra en la Fig. 13. Un detalle de éstas se observa en la Fig. 14. La fase activa se inicia bruscamente; la rápida progradación arenosa genera en su base erosiva una disconformidad. Por el contrario, el abandono aluvial es progresivo, hasta culminar en la fase pasiva final con *Skolithos*.

En una columna estratigráfica, esto se manifiesta como una mesosecuencia granodecreciente transgresiva (Fig. 15). Sobre la discontinuidad basal se sitúan depósitos de ríos trenzados, del tipo «South Saskatchewan», constituidos por cuarzoarenitas blancas de grano grueso y medio con cantos, en las que predomina la estratificación cruzada en surco unidi-

reccional. Por encima se disponen los depósitos de avenida en manto (*sheet flood*) aluvial, formados por cuarzoarenitas blancas de grano fino, con laminación horizontal y cruzada de bajo ángulo. Estos sedimentos habían sido clásicamente considerados como depósitos de *foreshore* de playas (Oele, 1964; van den Bosch, 1969; Gietelink, 1973; Baldwin, 1977). La interpretación que aquí se sustenta está apoyada, fundamentalmente, en la estrecha asociación con las facies fluviales de grano más grueso, del tipo South Saskatchewan, existiendo un paso gradual entre ambas, tanto en sentido lateral como verticalmente, a nivel de mesosecuencias y de minisecuencias, a diferencia de la discontinuidad observable, por ejemplo, entre las facies fluviales trenzadas y las de playa en el «delta trenzado» (*braid delta*) descrito por Hine y Boothroyd (1978). Por otra parte, algunas de sus características litológicas y de estructuras sedimentarias son comparables a las de las facies fluviales más gruesas, en particular las delgadas cuñas lutíticas rojas y/o verdes, ocasionales *sets* de estratificación cruzada tabular unidireccional, con análoga orientación, minisecuencias granodecrecientes y ausencia casi total de bioturbación y de *ripples* de oleaje en las intercalaciones más finas. Por último, la escasa energía del oleaje, debido a la baja pendiente del fondo de la cuenca, impediría el desarrollo de verdaderas playas. Una exposición más detallada de estas evidencias puede verse en Aramburu (1989).

Sobre las facies de avenida en manto, se encuentran cuarzoarenitas blancas de grano fino con estratificación cruzada planar unidireccional, con *sets* de hasta más de 1 m de espesor, correspondientes a barras arenosas aluviales en la misma línea de costa.

La mayoría de los *sets* de estratificación cruzada de las facies precedentes muestran una orientación unimodal, en dirección hacia el centro de la cuenca, es decir, desde el área de los Picos de Europa hacia el Antiforme del Narcea. En el mapa de paleocorrientes de la

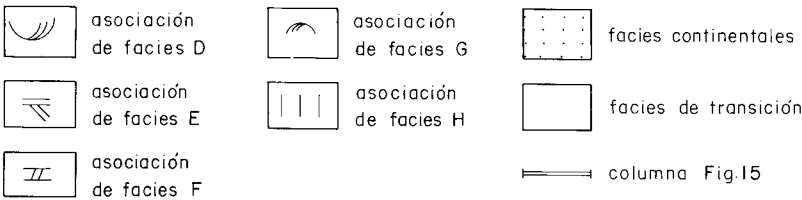
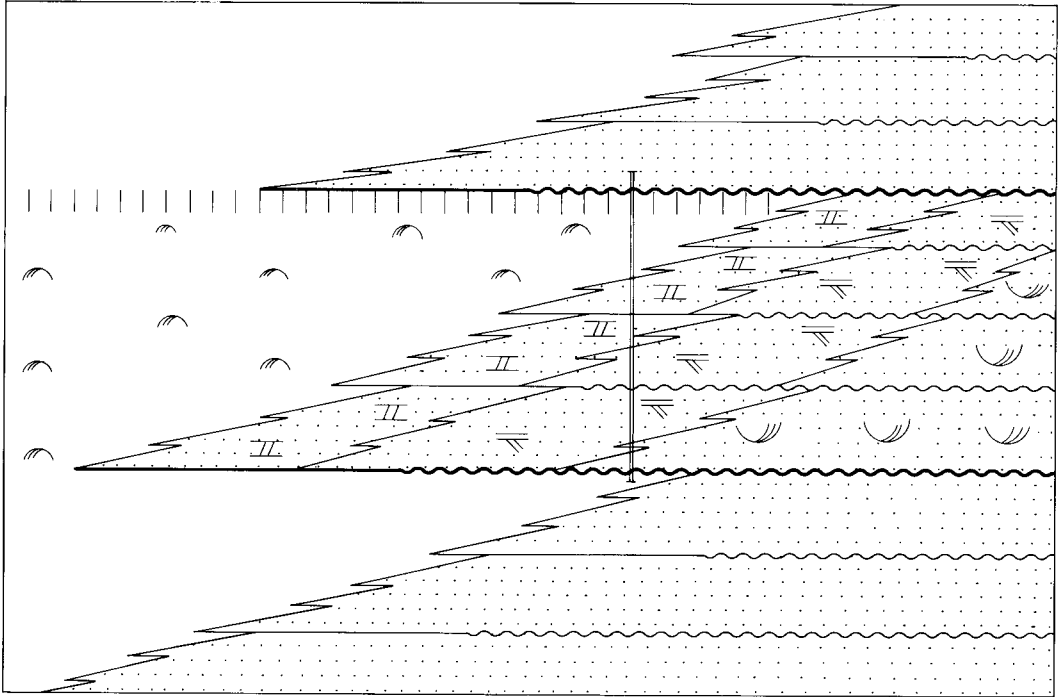


Fig. 14.- Sección estratigráfica idealizada del Mb. Tanes de la Fm. Barrios, mostrando rápidas regresiones, seguidas por transgresiones más lentas.

Fm. Barrios (Fig. 16) se observa cómo éstas, siendo generalmente unimodales en cada afloramiento, dibujan un modelo radial a escala regional. Ello es consecuencia del cierre del Arco Asturiano durante la Orogénesis Hercínica (Julivert y Arboleya, 1984). El desdoblamiento del Arco a su posición original supondría, en el Cambro-Ordovícico, una dirección general de aportes desde el E hacia el O.

Las alternancias de areniscas, limolitas y pizarras de colores grises más o menos oscuros del techo de la secuencia fueron depositadas en un ambiente marino litoral. Destaca en ellas la

presencia de lingúlidos, acritarcos y *Cruziana*. En la parte más alta, correspondiente a la fase pasiva o de abandono aluvial, son muy abundantes los *Skolithos*.

Excepcionalmente, dentro de los niveles del techo se intercalan *tonsteins* de caolinita formados por alteración diagenética *in situ* de tobas de cenizas volcánicas de transporte eólico. El más extenso, denominado «Capa Pedroso», se sitúa hacia la mitad del Mb. Tanes, cubriendo la totalidad de la región central de Asturias, sobre una superficie de unos 1800 km² (García-Ramos *et al.*, 1984).

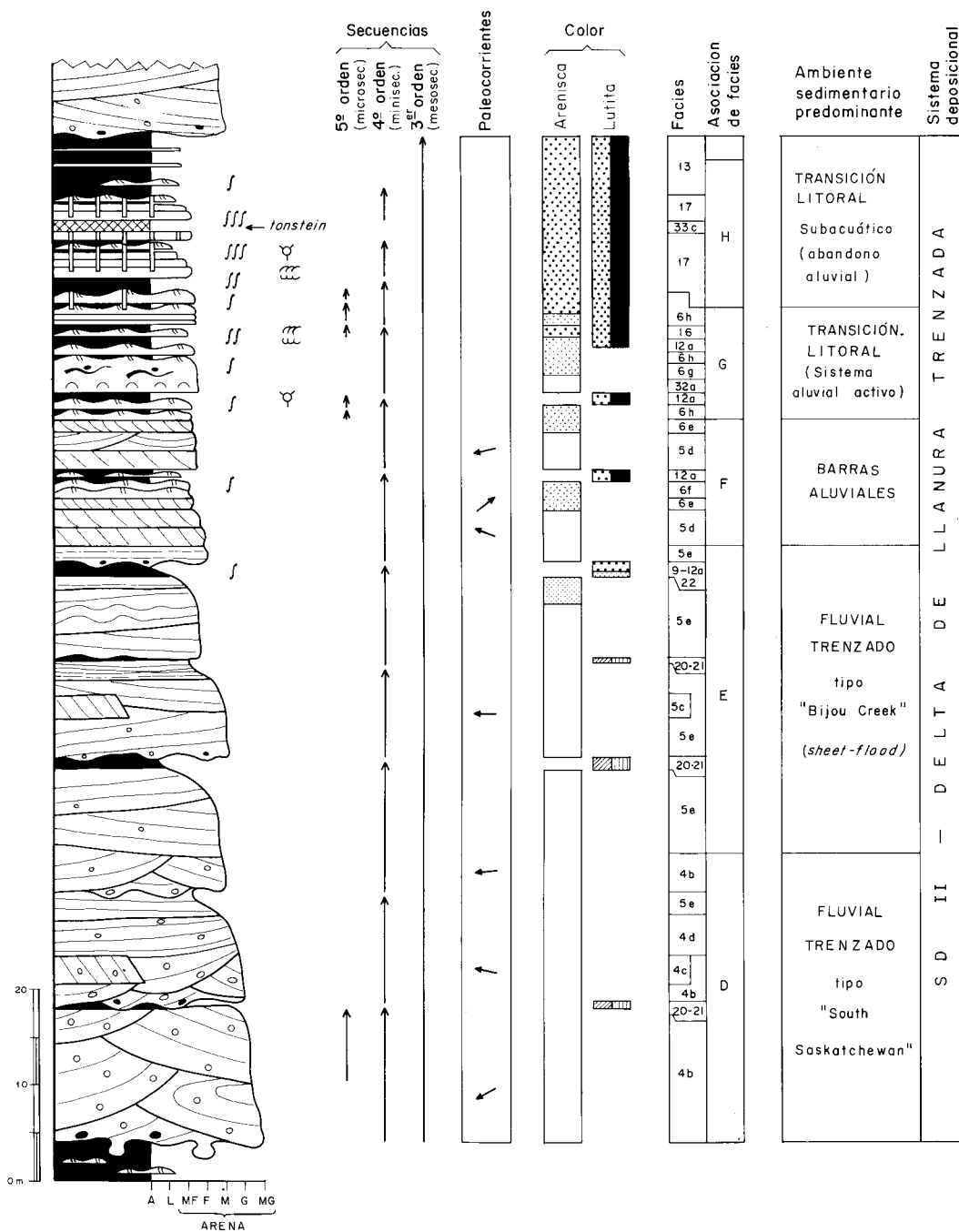


Fig. 15.- Mesosecuencia ideal transgresiva que constituye la estructura de los Mbs. La Matosa y Tanes de la Fm. Barrios.

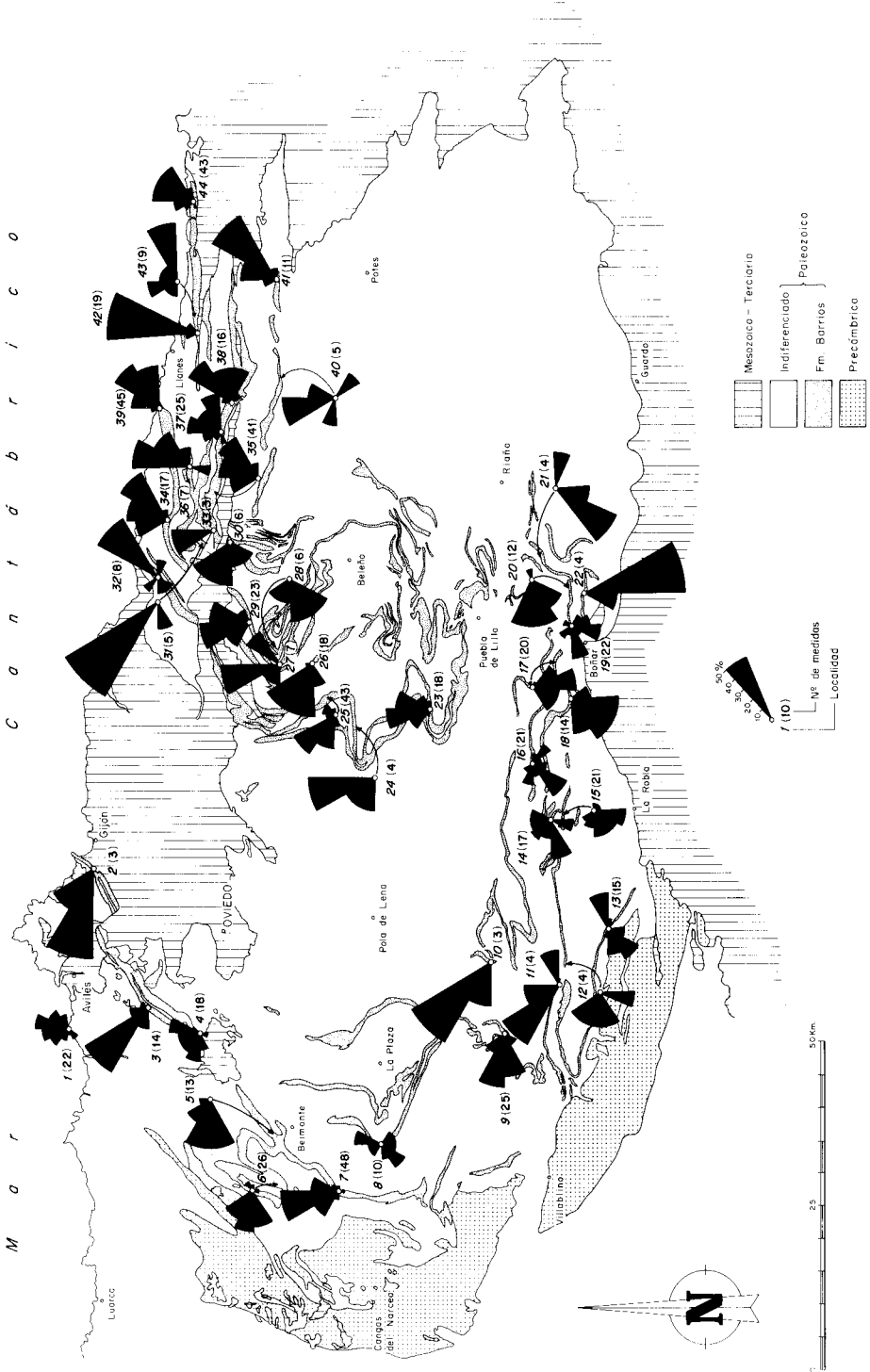


Fig. 16.- Orientación de estratificaciones cruzadas en la Fm. Barrios (Mbs. La Matosa y Tanes). Número total de medidas, 723.

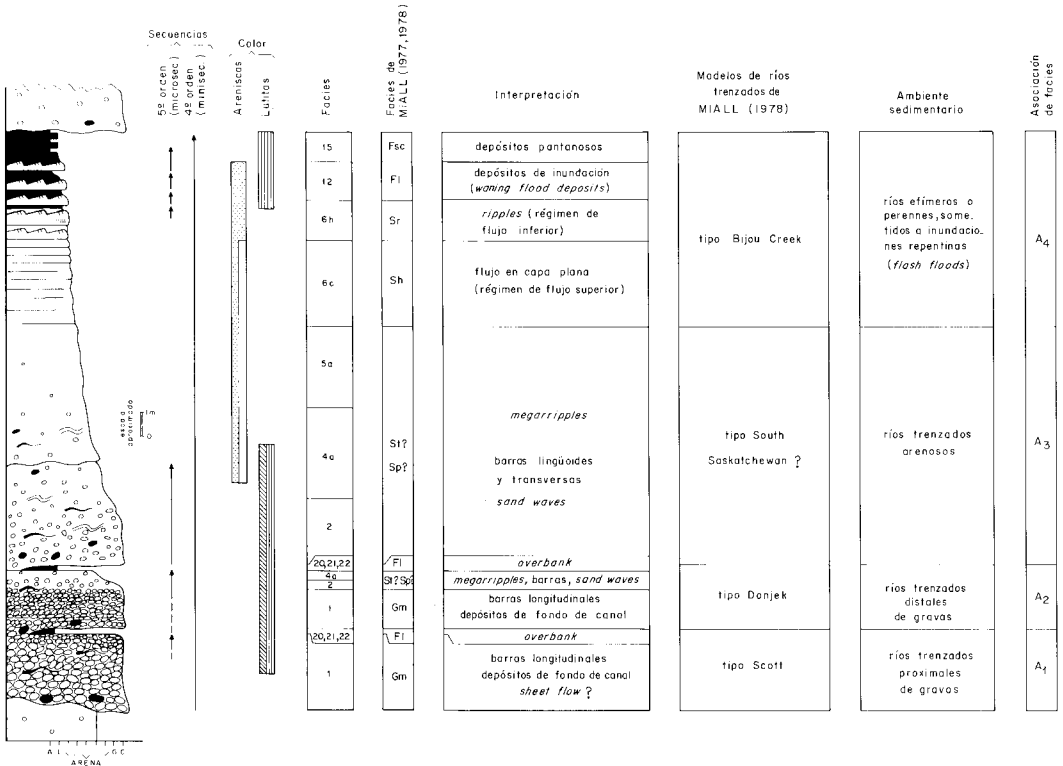


Fig. 17.— Minisequencia ideal de la asociación de facies A (Mb. Ligüeria de la Fm. Barrios).

El *tonstein* es indicio de la gran extensión lateral de algunas de las cuñas fangosas formadas en las etapas de abandono aluvial, constituyendo importantes niveles de correlación estratigráfica.

El Mb. Ligüeria de la Fm. Barrios constituye un caso de características peculiares del delta de llanura trenzada, desembocando aquí en una cuenca restringida lacustre que evoluciona hacia arriba a otra de tipo *lagoon*.

Su parte inferior está formada por varias minisequencias métricas granodecrecientes, desde conglomerados a fangos (Fig. 17). Todos estos sedimentos fueron depositados por corrientes fluviales trenzadas, correspondientes sucesivamente a los tipos «Scott», «Donjek», «South Saskatchewan» y «Bijou Creek» de Miall (1977, 1978). Esta secuencia es comparable a la

más general, antes descrita, diferenciándose en la presencia de términos de mayor energía en la base, menor madurez mineralógica y granulométrica, así como en el menor espesor del conjunto; los cambios laterales de facies son también más rápidos en este caso.

La geometría lenticular de los depósitos recuerda a la del «estilo trenzado canalizado» (*channeled braided style*) de Cotter (1978), mientras la secuencia general es asimilable a su «estilo trenzado laminar» (*sheet braided style*).

La parte superior del Mb. Ligüeria está constituida por alternancias finamente laminadas de pizarras, limolitas y areniscas, en las que destaca la casi total ausencia de icnofauna. Atribuimos estos depósitos a un ambiente lacustre, que evoluciona hacia arriba a otro de *lagoon*, con conexión parcial al mar abierto.

Estos caracteres reflejan una cuenca tectónicamente más inestable, de menores dimensiones, y con pendientes deposicionales relativamente mayores durante el depósito del Mb. Ligüeria, respecto al resto del SDII.

SISTEMAS DEPOSICIONALES I Y III (SDI y SDIII): «PLATAFORMA MARINA»

Los depósitos de los sistemas deposicionales I y III se caracterizan, en contraposición al sistema de delta de llanura trenzada, por estar organizados en secuencias estrato y granocrecientes. Se trata de secuencias de progradación de sedimentos arenosos de línea de costa y plataforma interna sobre otros fangosos de la plataforma externa, en un ambiente dominado por tempestades.

En el SDI, que comprende las partes baja y media de la Fm. Oville, los depósitos basales, originados en la plataforma externa, están formados fundamentalmente por pizarras verdes con fragmentos de trilobites (Fig. 18). Hacia arriba se intercalan capas de limolitas y areniscas cada vez más espesas, con laminación horizontal, *ripples* y abundante icnofauna (plataforma interna). Las pizarras poseen un característico color gris. En el techo de la secuencia, los depósitos del *shoreface* están constituidos por areniscas glauconíticas con estratificación cruzada en surco y planar. Por encima, se destaca un delgado nivel muy rico en glauconita, que representa una etapa de interrupción sedimentaria previa al depósito de la secuencia siguiente. Estos depósitos de plataforma representan, muy probablemente, el equivalente mar adentro del sistema de delta de llanura trenzada antes descrito.

El SDIII se corresponde con la Fm. Luarca, siendo característica la presencia de pizarras negras. Se diferencian a su vez dos tipos de secuencias. En la parte inferior del sistema, es decir, el Mb. Peñas, encontramos mesosecuencias estrato y granocrecientes similares a las de la Fm. Oville, si bien en este caso normalmente sólo están representados los depósitos de plataforma (Fig. 19).

En la base se encuentran pizarras negras de plataforma externa. En las alternancias que siguen a continuación se desarrollan dos tipos de microsecuencias, aunque relacionadas entre sí. En el tránsito entre la plataforma externa y la interna son comunes las capas «delgadas» con gradación normal, desde areniscas con laminación horizontal, pasando por limolitas, a pizarras negras. Fueron depositadas por tempestades de poca intensidad, o en áreas periféricas al núcleo de tempestades mayores. Los episodios entre-tempestades consisten en fangos con abundante icnofauna. En la parte superior de la secuencia (plataforma interna) predominan las tempestitas «espesas», con laminación horizontal y *ripples* de oleaje, o con estratificación cruzada *hummocky*, tanto de «acreción», como de «erosión y recubrimiento». Son comunes también los *lags* de cantos de siderita, fosfato y lingúlidos, con frecuencia rellenando *gutter casts* o pequeños canales (*scours*). Se deben a tempestades de mayor energía que las que depositaron las tempestitas «delgadas», o bien fueron formadas en áreas relativamente más próximas a la parte central de una tempestad.

Sobre el techo de la secuencia más alta se sitúa una capa lenticular de mineral de hierro oolítico, de 5,9 m de potencia máxima, que debió acumularse en el *shoreface* inferior, a modo de bancos arenosos similares a los citados por van Houten y Purucker (1984), Bayer *et al.* (1985) y Bhattacharyya (1989), entre otros. Esta facies es equivalente en significado a las areniscas glauconíticas de la Fm. Oville, representando, como ellas, una disminución en los aportes terrígenos, con ocasionales interrupciones en la sedimentación.

La parte superior del SDIII, de plataforma marina, correspondiente al Mb. Vidrias de la Fm. Luarca, consta de varias mesosecuencias granocrecientes, predominantemente fangosas, con intercalaciones menores de carbonatos. En la base de una mesosecuencia ideal (Fig. 20) se observa una sucesión espesa de pizarras negras, con nódulos de pirita, depositada en la plataforma externa. Por encima, li-

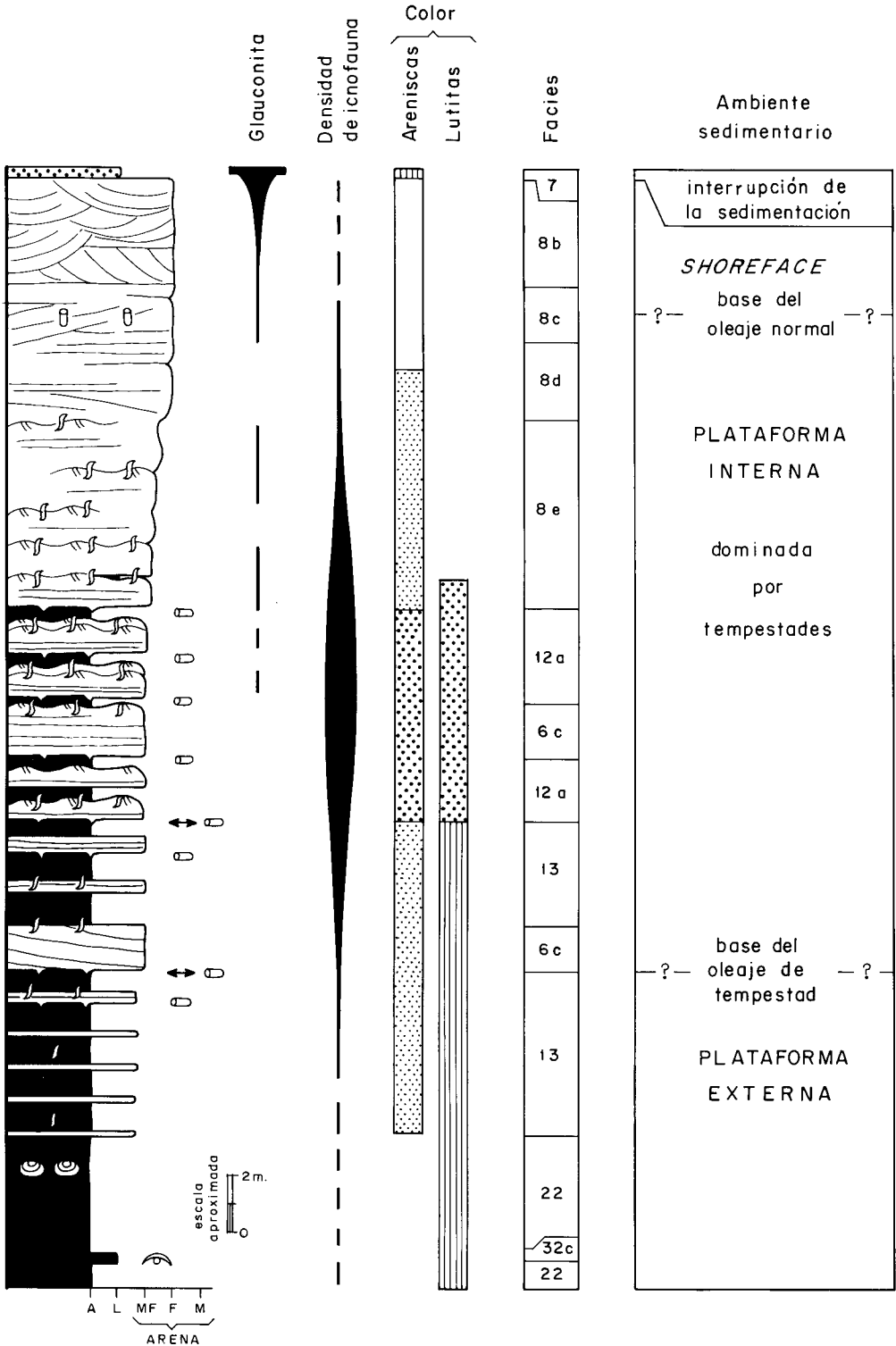
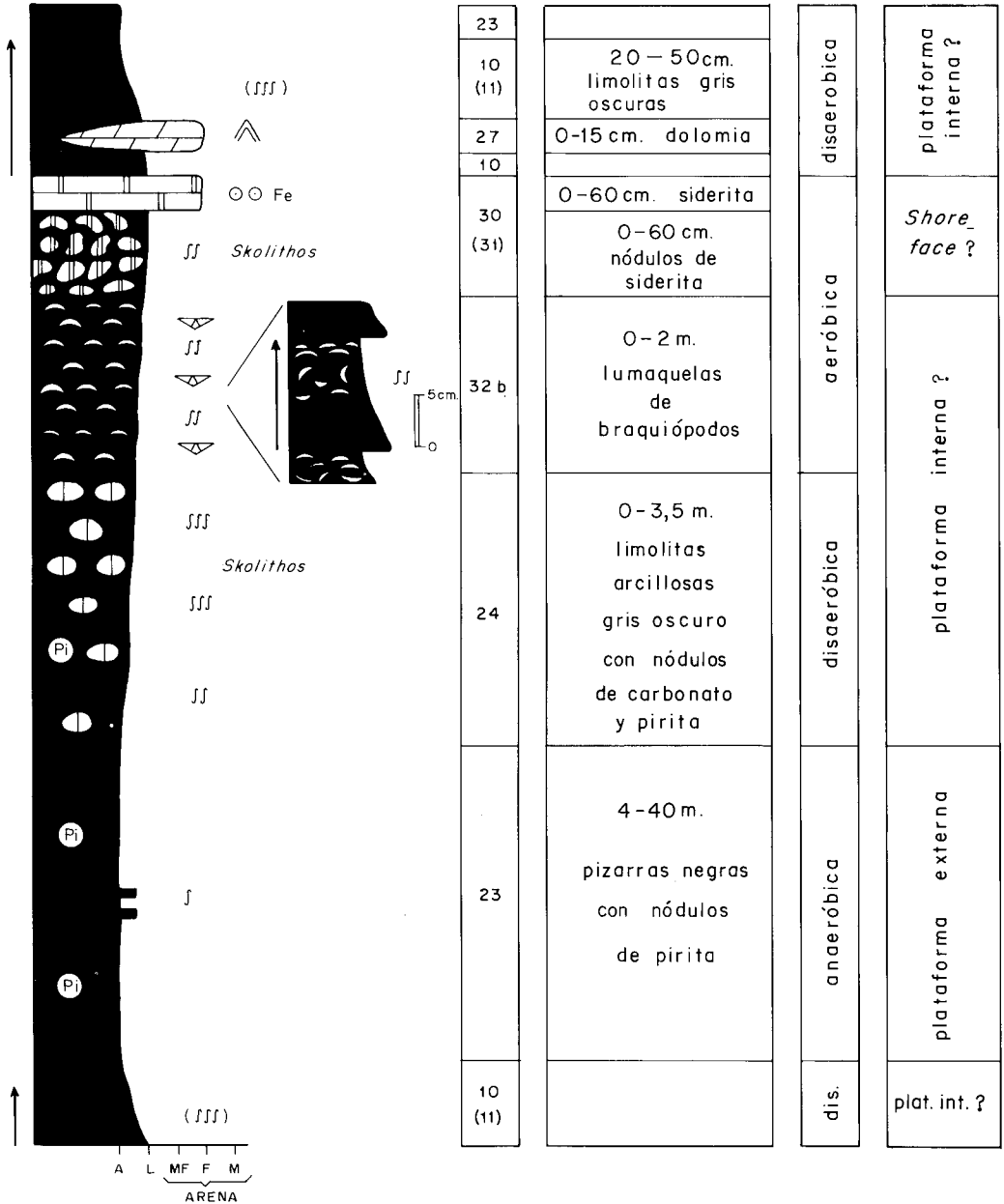


Fig. 18.- Mesosecuencia ideal de la asociación de facies I (Mb. Adrados de la Fm. Oville).



| Facies | Descripción | Biofacies dominantes BYERS (1977) | Ambiente sedimentario |
|---------|---|-----------------------------------|-----------------------|
| 23 | | | |
| 10 (11) | 20-50cm. limolitas gris oscuras | disaeróbica | plataforma interna ? |
| 27 | 0-15 cm. dolomia | | |
| 10 | | | |
| 30 (31) | 0-60cm. siderita 0-60 cm. nódulos de siderita | aeróbica | Shore face ? |
| 32 b | 0-2 m. lumaquelas de braquiópodos | | |
| 24 | 0-3,5 m. limolitas arcillosas gris oscuro con nódulos de carbonato y pirita | disaeróbica | plataforma interna ? |
| 23 | 4-40m. pizarras negras con nódulos de pirita | anaeróbica | plataforma externa |
| 10 (11) | | dis. | plat. int. ? |

Fig. 20.- Mesosecuencia ideal de la asociación de facies L (Mb. Vidrias de la Fm. Luarca).

molitas arcillosas con nódulos frecuentes de carbonato, y lumaquelas compuestas esencialmente por braquiópodos, formando microsecuencias gradadas normales que interpretamos como tempestitas; ambos depósitos debieron formarse sobre la plataforma interna. El techo de la secuencia está formado por un nivel de siderita con ooides ferruginosos y *Skolithos*, que debe corresponder al *shoreface*, siendo comparable en origen y posición estratigráfica a las rocas oolíticas antes descritas. El nuevo ciclo se reinicia por un delgado tramo de limolitas con gradación normal. Con frecuencia se observan capas de dolomía diagenética en esta posición.

El conjunto del SDIII puede considerarse como la «fase pasiva» o de abandono principal del sistema de delta de llanura trenzada. La disminución progresiva de los aportes aluviales, a escala de megasecuencia, da lugar al paso desde una línea de costa arenosa en los SDI y II, a una costa de carácter mixto arenoso-fangosa en la parte inferior del SDIII, y luego a una costa fangosa en la superior. Al mismo tiempo, tiene lugar una transgresión generalizada. Las condiciones, al menos temporalmente anaeróbicas, que dieron origen al color negro de las pizarras, deben atribuirse, por una parte, a esta situación transgresiva, que pudo favorecer el incremento en la producción de fitoplancton (Hallam y Bradshaw, 1979; Leggett, 1980; Thickpenny y Leggett, 1987). Por otra parte, debió de existir una circulación restringida, sobre una plataforma muy extensa y de bajo gradiente, que impediría el intercambio de oxígeno (Hallam y Bradshaw, 1979; Hallam, 1987), ya que la topografía de la cuenca, creada previamente durante los movimientos sárdicos, habría sido ya nivelada a lo largo de todo el Ordovícico Inferior.

TECTONICA SINSEDIMENTARIA

El depósito del sistema de delta de llanura trenzada fue perturbado por una tectónica dis-

ensiva sinsedimentaria de bloque fallados, manifestada en la que hemos denominado «Línea San Emiliano-Beleño» y, especialmente, en el «Umbral Centro de Asturias-N de León».

Este último elemento recorre toda la ZC, en dirección transversal al aporte detrítico, extendiéndose a lo largo de los Dominios II y III. Queda señalado en el registro estratigráfico, fundamentalmente, por una reducción notable en los espesores y por el depósito de facies condensadas sobre el mismo.

En la Fig. 21 se muestra una sección estratigráfica transversal, E-O, de la ZC, en su segmento asturiano. En la parte central se observa un adelgazamiento notable de los espesores. Asimismo, sobre dicha área («Umbral Centro de Asturias-N de León») se encuentran dos tipos de facies condensadas, que se suceden en el tiempo. En primer lugar, las calizas rojas nodulosas, *griotte*, del techo de la Fm. Láncara; y más tarde, los sedimentos glauconíticos y ferruginosos de las capas de Getino. En ambos casos, lateralmente a estos sedimentos condensados, se depositaron series mayoritariamente pizarrosas más espesas, encuadradas en la Fm. Oville y la Serie de los Cabos, respecto a la *griotte*, y en las Fms. Sueve y Luarca respecto a las capas de Getino.

El desarrollo del Umbral tuvo lugar a través de sucesivas etapas, que serán examinadas a continuación.

Los primeros movimientos conocidos se manifestaron en el Cámbrico Medio. La Fig. 22 muestra la evolución paleogeográfica de una sección de la ZC y borde oriental de la ZAOL (Zona Asturoccidental-Leonesa) en el límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio. Al final del Cámbrico Inferior, las dolomías y calizas del miembro superior de la Fm. Láncara se extienden por toda la región, sobre una rampa homoclinal con una suave inclinación hacia el O (etapa 1). Al comienzo del Cámbrico Medio tiene lugar un hundimiento de la rampa, con un basculamiento hacia el O. Se produce entonces una transgresión marina, durante la que se deposita la caliza gris bioclástica de la base del miembro superior de la Fm. Láncara, sobre una

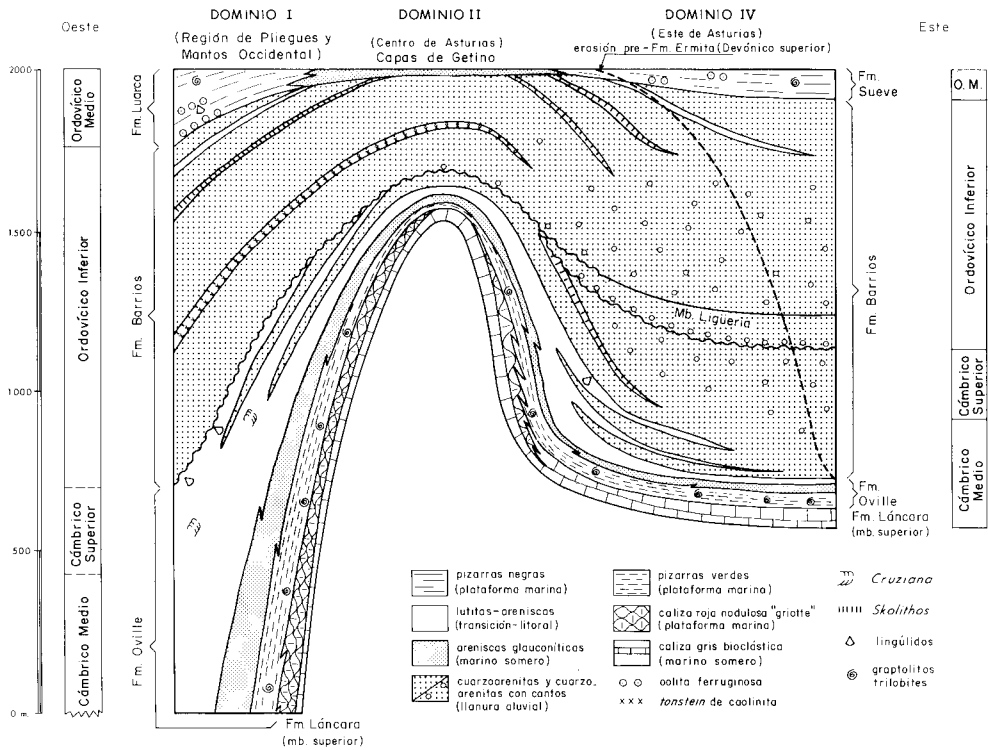


Fig. 21.- Sección estratigráfica del Cámbrico Medio al Ordovícico Medio a través de la parte central de la Zona Cantábrica (Asturias).

disconformidad basal (etapa 2). Posteriormente, se origina un abombamiento en el fondo de la rampa, como consecuencia de un proceso interno de fracturación en bloques. Sobre el Umbral Centro de Asturias-N de León se depositan entonces las facies condensadas de caliza *griotte*, dando lugar a una plataforma carbonatada «aislada», con pendientes suaves (etapa 3). Simultáneamente, las subcuencas laterales se rellenan con sedimentos, fundamentalmente arcillosos, de la Fm. Oville y Serie de los Cabos, procedentes de la erosión del recién levantado Bloque del Ebro, al E de la ZC (etapas 3 y 4). Por fin, la subsidencia regional origina un hundimiento de esta plataforma, que es recubierta por los sedimentos pizarrosos (etapa 5).

En el límite Cámbrico-Ordovícico, los movimientos sárdicos originan una reactivación

del Umbral, que se constituye en un paleoalto (Fig. 23). El E de Asturias forma entonces una cuenca interior, que es rellenada por sedimentos fluviales, lacustres y de *lagoon* del Mb. Ligüeria. El Mb. Tanes recubre la casi totalidad de la ZC («solapamiento expansivo» u *onlap*), señalando una etapa de relativa tranquilidad tectónica.

Hacia la parte final del Arenig tuvo lugar una nueva reactivación del Umbral, manifestándose inicialmente sólo como un área positiva, de menor subsidencia respecto a las adyacentes, sin que llegara a constituirse en un paleoalto. De esta manera, mientras en los Dominios I, IV y V se depositan sedimentos en gran parte continentales del tramo superior del Mb. Tanes, sobre el área del Umbral éstos no son preservados, bien por fenómenos de *bypas-*

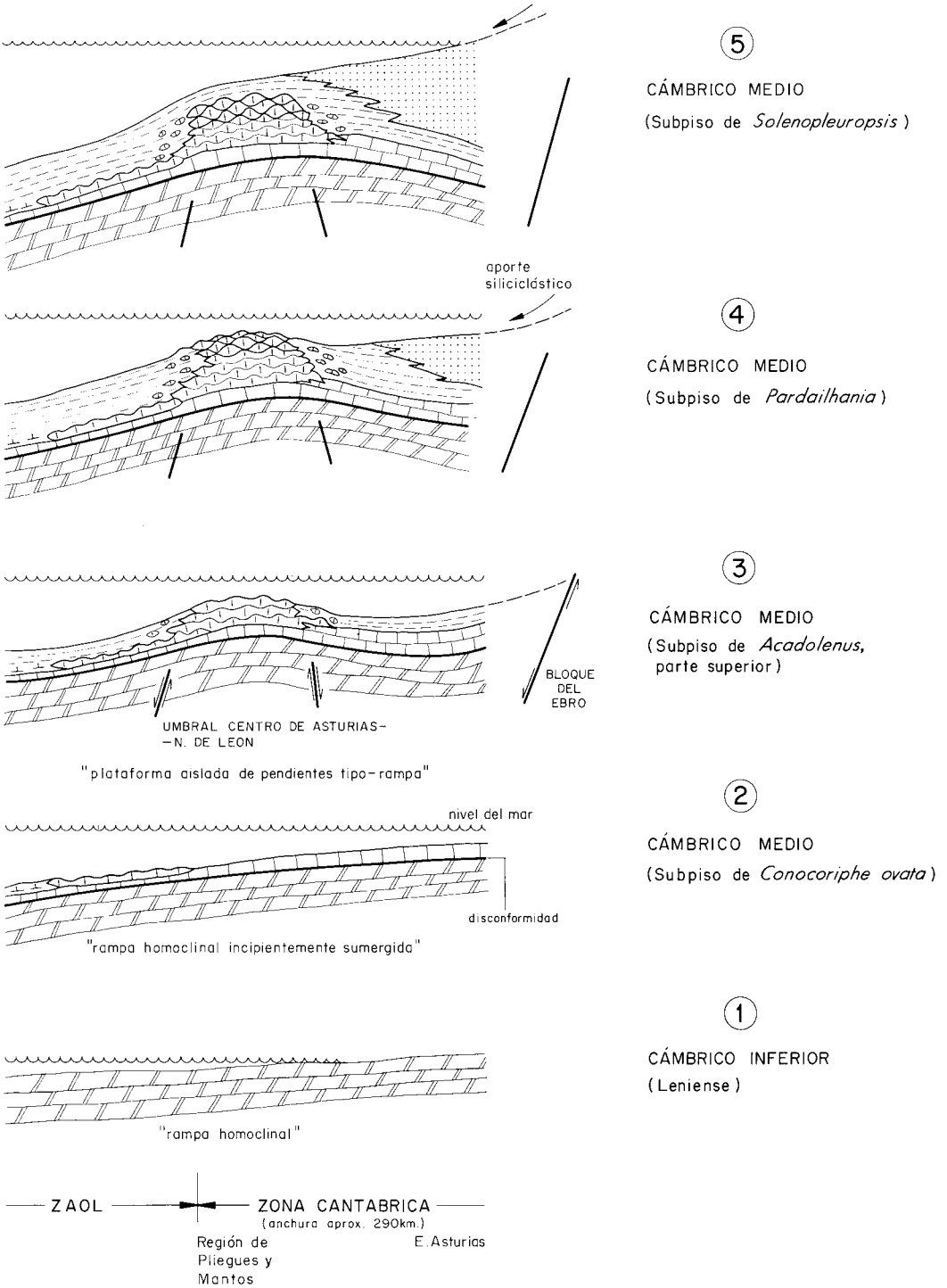


Fig. 22.— Evolución paleogeográfica en una sección de la Zona Cantábrica durante el inicio del Cámbrico Medio. Véase explicación en el texto.

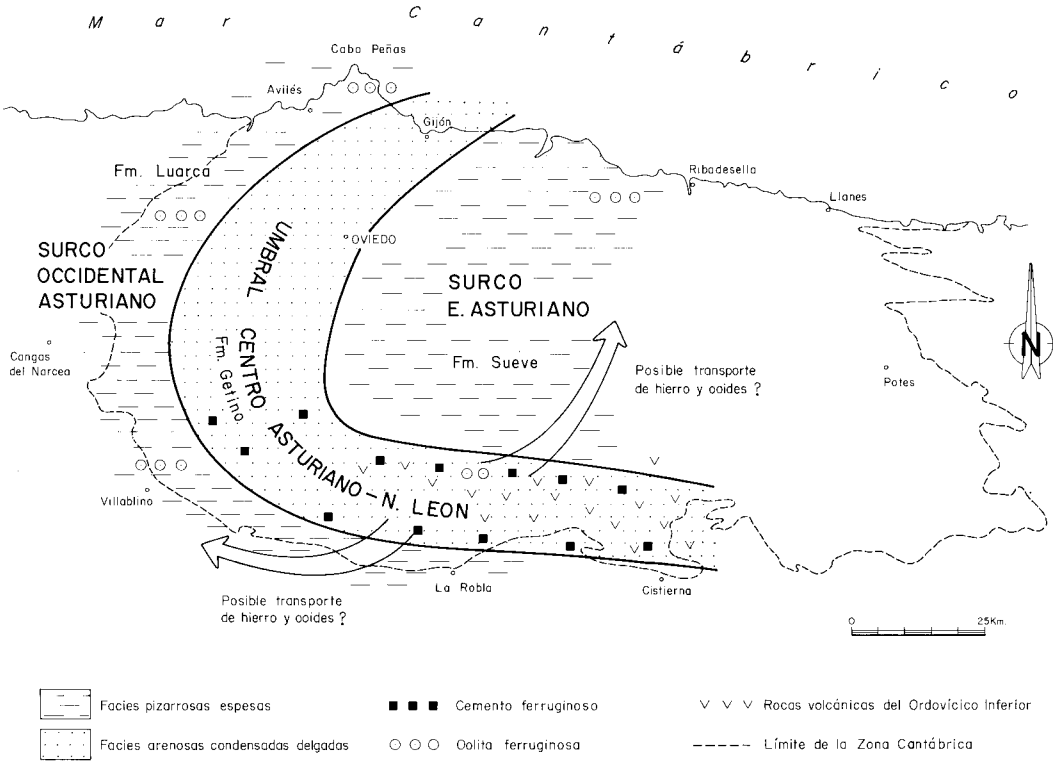


Fig. 24.- Paleogeografía de la Zona Cantábrica durante el Ordovícico Medio.

las columnas de las secciones 7 y 8 de la Fig. 7, y las 9 y 11 de la Fig. 9).

PALEOGEOGRAFIA

La estratigrafía del Cambro-Ordovícico de la ZC es estrechamente comparable a la de otras regiones del SO de Europa, Terranova, N de Africa y Oriente Próximo, cordillera del Himalaya y Sudamérica (Aramburu y García-Ramos, 1988, Aramburu, 1989).

Las discontinuidades estratigráficas mayores de muchas de estas áreas son asimilables en edad a las D1 a D4 de la ZC. En líneas generales, son también reconocibles los megaciclos transgresivo-regresivos que comprenden cada MD.

En varias de las regiones antes consideradas, desde Gales al N de Africa, se encuentran rocas oolíticas ferruginosas en los límites de series cronoestratigráficas, a lo largo de todo el Ordovícico (Young, 1989). Su posición estratigráfica corresponde al inicio de etapas transgresivas que suceden a una regresión a escala global, con la consiguiente interrupción de aportes. Como en la ZC, el origen del hierro puede atribuirse, al menos en parte, a la alteración subaérea de materiales volcánicos (García-Ramos *et al.*, 1987), tan abundantes en estas áreas durante el Ordovícico.

Las calizas del Mb. Viodo, en el límite Ordovícico-Silúrico de la ZC, tienen equivalente en la mayoría de las regiones citadas. Sin embargo, no hemos hallado por el momento ningún depósito que pueda atribuirse a la tan extendida glaciación del Ordovícico Superior.

Todas las áreas antes citadas pertenecieron, en el Cambro-Ordovícico, a varias cuencas de tipo *graben*, situadas en la periferia del paleocontinente de Gondwana, sobre una amplia plataforma de mares epicontinentales relativamente someros, con áreas localmente emergidas (Fig. 25), siendo comparable al conjunto de las cuencas mesozoico-terciarias de centro-Europa (Ziegler, 1982, 1987).

La similitud estratigráfica se explica así por una evolución paralela de todas ellas. Las discontinuidades estratigráficas mayores reflejan grandes movimientos de placas tectónicas, manifestadas en las cuencas próximas a su borde generalmente por fenómenos distensivos de tipo *rifting*.

Así, la discontinuidad D1 o discordancia «asíntica» marca el origen de las cuencas, coincidiendo con la apertura del Océano Iapetus a finales del Precámbrico Superior (Anderton, 1980, 1982; Lindsay *et al.*, 1987).

La discontinuidad D2, en el límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio, puede relacionarse con la apertura del mar de Tornquist (Feist, 1986).

La discontinuidad D3, «sárdica», del límite Cámbrico-Ordovícico, es coetánea con el inicio del cierre del Océano Iapetus (Williams, 1984; Dewey y Shackleton, 1984).

Por último, la discontinuidad D4 del Ordovícico Superior, posiblemente está en relación con el cierre del Mar de Tornquist, o con la colisión entre Laurentia y Gran Bretaña, un fragmento desgajado de Gondwana («Avalonia»), en el cierre del Océano Iapetus (Owen, 1980; McKerrow y Cocks, 1986; Fitches y Campbell, 1987; Pickering *et al.*, 1988).

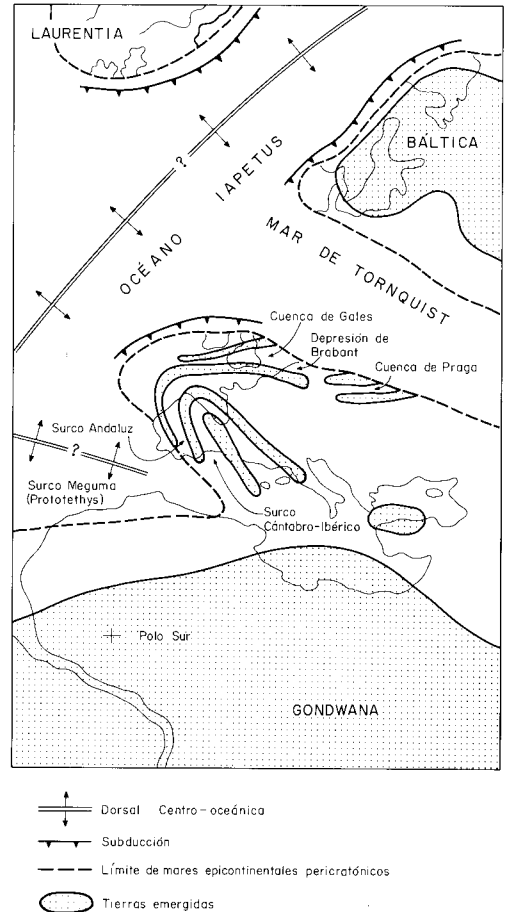


Fig. 25.- Reconstrucción paleogeográfica de Europa y áreas cercanas en el Ordovícico Inferior (Arenig). Según datos de Babin *et al.* (1980), Noblet (1984) y Pickering *et al.* (1988, 1989), fundamentalmente. La plataforma de mares epicontinentales al N de Gondwana se encuentra surcada por multitud de cuencas del tipo *graben*, en una de las cuales se sitúa la Zona Cantábrica. La Cuenca Cantábrica ha sido representada con la curvatura del Arco Herciniano con objeto de simplificar el esquema.

BIBLIOGRAFIA

- Anderton, R. (1980).— Did Iapetus start to open during the Cambrian? *Nature*, 286, 706-708.
- (1982).— Dalradian deposition and the Late Precambrian-Cambrian history of the N Atlantic region: a review of the early evolution of the Iapetus Ocean. *Jl. geol. Soc. Lond.*, 139, 421-431.
- Aramburu, C. (1987).— Descubrimiento de graptolitos arenigiosos en la escama de Rioseco (Zona Cantábrica, N de España): Discusión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 221-223.
- (1989).— El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (N.O. de España). *Tesis Doctoral*, Univ. Oviedo, 530 pp. (Inédito).

- y García-Ramos, J. C. (1988).— Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, 5, 11-13.
- Aramburu, C.; Truyols, J.; Arbizu, M.; Méndez-Bedia, I.; Zamarreño, I.; García-Ramos, J. C.; Suárez de Centi, C. y Valenzuela, C. (1992).— El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. En: I. Rábano, J. C. Gutiérrez Marco y J. Saavedra (Eds.), *El Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Ed. Univ. Extremadura, Badajoz, 397-421.
- Babin, C.; Cocks, L. R. M. y Walliser, O. H. (1980).— Faciès, faunes et paléogéographie antécambrienne de l'Europe. En: J. Cogné y M. Slansky (Eds.), *26th Congr. Geol. Intern., Coll. C6: Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens. Mém. BRGM*, 108, 191-202.
- Baldwin, C. T. (1977).— The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain. En: T. P. Crimes y J. C. Harper (Eds.), *Trace fossils 2, Geol. J. Spec. Iss.*, 9, 9-40.
- Barrois, C. (1882).— Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie. *Mém. Soc. Géol. Nord*, 2, 630 pp.
- Bayer, U.; Altheimer, E. y Deutschle, W. (1985).— Environmental evolution in shallow epicontinental seas: Sedimentary cycles and bed formation. En: U. Bayer, y A. Seilacher (Eds.), *Sedimentary and Evolutionary Cycles*, Springer-Verlag, Berlin. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 1, 347-381.
- Bertrand-Sarfati, J.; Fabre, J. y Moussine-Pouchkine, A. (1977).— Géodynamique des aires sédimentaires cratoniques: quelques exemples sahariens. *Bull. Centres Rech. Explor.-P rod. Elf-Aquitaine*, 1, 217-231.
- Beuf, S.; Biju-Duval, B.; Charpal, O.; de Rognon, P.; Gariel, O. y Bennacef, A. (1971).— *Les grès du Paléozoïque Inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton*. Publ. Inst. Français du Pétrole. Technip, Paris. *Coll. «Science et technique du pétrole»*, 18, 464 pp.
- Bhattacharyya, D. P. (1989).— Concentrated and lean oolites: examples from the Nubia Formation at Aswan, Egypt, and significance of the oolite types ironstone genesis. En: T. P. Young y W. E. G. Taylor (Eds.), *Phanerozoic Ironstones. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 46, 93-103.
- Bosch, W. J. van den (1969).— Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 44, 137-225.
- Burollet, P. F. y Busson, G. (1983).— Plates-formes et bassins. Danger d'un actualisme exagéré. *N. et Mém., C.F.P.*, 18, 9-16.
- Busson, G. (1969).— Sédimentation, transgression et paléogéographie sur les grandes plates-formes du Mésozoïque: l'exemple du Cénomanién-Turonien du Nord-Est de la plate-forme saharienne et de Berbérie. *Bull. Soc. géol. France (7)*, 11, 687-703.
- Byers, Ch. W. (1977).— Biofacies patterns in euxinic basins: a general model. En: H. E. Cook y P. Enos (Eds.), *Deep-water Carbonate Environments. SEPM Spec. Publ.*, 25, 5-17.
- Comte, P. (1937).— La série cambrienne et silurienne du León (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 204, 604-606.
- (1938).— La sucesion lithologique des formations cambriennes du León (Espagne). *LXXIème Congr. Soc. Savantes*, Nize, 1938, *Sect. Sciences*, 181-183.
- (1959).— Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. IGME*, 60, 440 pp.
- Cotter, E. (1978).— The evolution of fluvial style, with special reference to the Central Appalachian Paleozoic. En: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, 361-383.
- Crimes, T. P.; Legg, I.; Marcos, A. y Arboleya, M. L. (1977).— Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. En: T. P. Crimes y J. C. Harper (Eds.), *Trace Fossils. Geol. J. Spec. Iss.*, 9, 91-138.
- Crimes, T. P. y Marcos, A. (1976).— Trilobite traces and the age of the lowest part of the Ordovician reference section for NW Spain. *Geol. Mag.*, 113, 350-356.
- Dewey, J. F. y Shackleton, R. M. (1984).— A model for the evolution of the Grampian tract in the early Caledonides and Appalachians. *Nature*, 312, 115-121.
- Dozy, J. J. (1984).— A Late Precambrian Ediacara-type fossil from Galicia (NW Spain). *Geol. Mijnbouw*, 63, 71-74.
- Feist, R. (1986).— Late Cambrian trilobite biogeography of the Western Mediterranean area: relationship between Southern Europe and Gondwana. *Intern. Conf. on Iberian Terranes and Their Regional Correlation*, Univ. Oviedo, sept. 1986. *Resúmenes*, 50.
- Fitches, W. R. y Campbell, D. G. (1987).— Tectonic evolution of the Bala Lineament in the Welsh Basin. *Geol. J.*, 22, 131-153.
- García-Ramos, J. C.; Aramburu, C. y Brime, C. (1984).— Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 14, 27-33.
- Suárez de Centi, C.; Paniagua, A. y 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 Geol. Meded.*, 49, 125-144.
- Gutiérrez Marco, J. C. (1986).— Graptolitos del Ordovícico español. *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense, Madrid, 701 pp. (Inédito).
- Gutiérrez Marco, J. C.; Albani, R.; Aramburu, C.; Arbizu, M.; Babin, C.; García-Ramos, J. C.; Rábano, I.; Truyols, J. y Vannier, J. (en prensa).— Biostratigrafía de la Formación Pizarras del Suevo (Ordovícico Medio) en el sector septentrional de la escama de Laviana-Suevo (Zona Cantábrica, N de España). *Rev. Esp. Paleontol.*
- Hallam, A. (1967).— The depth significance of shales with bituminous laminae. *Mar. Geol.*, 5, 481-493.
- (1987).— Mesozoic marine organic-rich shales. En: J. Brooks y A. J. Fleet (Eds.), *Marine Petroleum Source Rocks. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 26, 251-261.

- y Bradshaw, M. J. (1979).— Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions. *Jl. geol. Soc. Lond.*, 136, 157-164.
- Heinz, W.; Loeschke, J. y Vaura, G. (1985).— Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains. *Geol. Rdsch.*, 74, 623-639.
- Hinc, A. C. y Boothroyd, J. C. (1978).— Morphology, processes, and recent sedimentary history of a glacial-outwash plain shoreline, southern Iceland. *Jour. Sed. Petrology*, 48, 901-920.
- Houten, F. B. van y Purucker, M. E. (1984).— Glauconitic pebbles and chamositic ooids -Favorable factors, constraints, and problems. *Earth-Sci. Rev.*, 20, 211-243.
- Hubbard, R. J.; Pape, J. y Roberts, D. G. (1985).— Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential on a passive continental margin. En: O. R. Berg y D. G. Woolverton (Eds.), *Seismic Stratigraphy II. An Integrated Approach. AAPG Mem.*, 39, 79-91.
- Irwin, M. L. (1965).— General theory of epeiric clear water sedimentation. *AAPG Bull.*, 49, 445-459.
- Julivert, M. (1967).— La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 1, 59-76.
- (1971).— Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Am. Jour. Sci.*, 270, 1-29.
- y Arboleya, M. L. (1984).— Curvature increase and structural evolution of the core (Cantabrian Zone) of the Ibero-Armorican Arc. *Sci. Géol. Bull.*, 37, 5-11.
- y Truyols, J. (1983).— El Ordovícico en el Macizo Ibérico. En: Comba, J. A. (Coord.), *Geología de España*. Libro Jubilar J. M. Ríos, IGME, Madrid, 1, 192-246.
- Marcos, A.; Philippot, A. y Henry, J. L. (1968).— Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Brev. Geol. Astur.*, 12, 1-4.
- Keulegan, G. H. y Krumbein, W. H. (1949).— Stable configurations of bottom slope in a shallow sea and its bearing on geological processes. *Trans. Am. Geophys. Union*, 30, 855-861.
- Leggett, J. K. (1980).— British Lower Paleozoic black shales and their paleo-oceanographic significance. *Jl. geol. Soc. Lond.*, 137, 139-156.
- Lindsay, J. F.; Korsch, R. J. y Wilford, J. R. (1987).— Timing the breakup of a Proterozoic supercontinent: Evidence from Australian intracratonic basins. *Geology*, 15, 1061-1064.
- Loeschke, J. y Zaidler, N. (1982).— Early Paleozoic sills in the Cantabrian Mountains (Spain) and their geotectonic environment. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1982, 419-439.
- Lotze, F. (1958).— Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, 7, 727-750 (Trad. en *Not. y Com. IGME*, 61, 131-164).
- (1961).— Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abh. math. naturw. Kl.*, 6, 1-216 (Trad. en *Mem. IGME*, 75, 1-256).
- McKerrow, W. S. y Cocks, L. R. M. (1986).— Oceans, island arcs and olistostromes: the use of fossils and environments around the Iapetus Ocean. *Jl. Geol. Soc. Lond.*, 143, 185-191.
- McPherson, J. G.; Shanmugam, G. y Muiola, R. J. (1987).— Fan deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, 331-340.
- (1988).— Fan deltas and braid deltas: conceptual problems. En: W. Nemeč y R. J. Steel (Eds.), *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie, Glasgow, 14-22.
- Miall, A. D. (1977).— A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, 13, 1-62.
- (1978).— Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. En: A. D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, 597-604.
- Mohr, C. G. van der Meer (1969).— The stratigraphy of Cambrian Láncara Formation between the Luna river and the Esla river in the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 233-316.
- Montesinos, J. R. (1981a).— El Ordovícico Medio en el área de Cabo Peñas. Correlación con Cabo Vidrias (Asturias, N. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 175-185.
- Montesinos, J. R. (1981b).— Las Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio) en el área de Cabo Vidrias (Asturias, N. España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 187-193.
- Nemeč, W. y Steel, R. J. (1988).— What is a fan delta and how do we recognize it? En: W. Nemeč y R. J. Steel (Eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie, Glasgow y London, 3-23.
- Noblet, C. (1984).— La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana: La Formation du Grès Armoricaín et ses équivalents. *Tesis Doctoral*, Univ. Rennes, 138 pp.
- Oele, E. (1964).— Sedimentological aspects of four Lower-Paleozoic Formations in the Northern Part of the Province of León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 30, 1-100.
- Orton, G. J. (1988).— A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. En: W. Nemeč y R. J. Steel (Eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie, Glasgow y London, 23-49.
- Owen, T. R. (1980).— United Kingdom. 2: Structural outline of Britain. En: J. Dercourt (Ed.), *Geology of the European Countries: Austria, Federal Republic of Germany, Ireland, The Netherlands, Switzerland, United Kingdom*. 26th Intern. Geol. Congr. Dunod, 334-337.
- Pello, J. y Philippot, A. (1967).— Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (zone orientale des Asturies, N.O. de l'Espagne). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 4, 156-157.
- Pickering, K. T.; Bassett, M. G. y Siveter, D. J. (1988).— Late Ordovician-early Silurian destruction of the Iapetus Ocean: Newfoundland, British Isles and Scandinavia -A discussion. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 79, 361-382.

- Pickering, K. T.; Bassett, M. G. y Siveter, D. J. (1989).— Erratum: Late Ordovician-early Silurian destruction of the Iapetus Ocean: Newfoundland, British Isles and Scandinavia - A discussion. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 80, 69.
- Radig, F. (1962).— Ordovizium/Silurium und die Frage prävariszischer Faltungen in Nordspanien. *Geol. Rdsch.*, 52, 346-357 (Trad. en *Not. y Com. IGME*, 72, 263-276).
- Sarmiento, G.; Méndez-Bedia, I.; Aramburu, C.; Arbizu, M. y Truyols, J. (en prensa).— Lower Silurian conodonts from the Cantabrian Zone, NW Spain. *Geobios*.
- Shaw, A. B. (1964).— *Time in Stratigraphy*. Mc Graw-Hill, New York, 365 pp.
- Thickpenny, A. y Leggett, J. K. (1987).— Stratigraphic distribution and palaeo-oceanographic significance of European early Paleozoic organic-rich sediments. En: J. Brooks y A. J. Fleet (Eds.), *Marine Petroleum Source Beds. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 26, 231-247.
- Truyols, J. (1969).— Un nuevo hito en el Georgiense de la Cordillera Cantábrica. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 53, 57-60.
- y Julivert, M. (1976).— La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 8, 5-30.
- Vilas, L. (1971).— El Paleozoico Inferior y Medio de la Cordillera Cantábrica entre los ríos Porma y Bernesga (León). *Mem. IGME*, 80, 169 pp.
- Villas, E.; Gisbert, J. y Montesinos, R. (1989).— Brachiopods from volcanoclastic Middle and Upper Ordovician of Asturias (Northern Spain). *J. Paleontol.*, 63, 554-565.
- Wagoner, J. C. van; Posamentier, H. W.; Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Sarg, J. F.; Loutit, T. S. y Hardenbol, J. (1988).— An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: C. K. Wilgus et al. (Eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach. SEPM Spec. Publ.*, 42, 39-45.
- Williams, H. (1984).— Miogeoclines and suspect terranes of the Caledonian-Appalachian Orogen: Tectonic patterns in the North Atlantic region. *Can. J. Earth Sci.*, 21, 887-901.
- Young, T. P. (1989).— Eustatically controlled ooidal ironstone deposition: Facies relationships of the Ordovician open shelf ironstones of Western Europe. En: T. P. Young y W. E. G. Taylor (Eds.), *Phanerozoic Ironstones. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 46, 51-63.
- Zamarreño, I. (1972).— Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 5, 118 pp.
- (1975).— Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. En: R. N. Ginsburg (Ed.), *Tidal deposits: A casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer-Verlag, Berlin, 323-332.
- (1978).— Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España. En: *Geología de la parte Norte el Macizo Ibérico*, t. hom. I. Parga Pondal. Ed. del Castro, La Coruña, 287-311.
- (1981).— Lower Cambrian stromatolites from northwest Spain and their palaeoenvironmental significance. En: C. L. Monty (Ed.), *Phanerozoic Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, 5-18.
- (1983).— El Cámbrico en el Macizo Ibérico. En: J. A. Comba (Coord.), *Geología de España*. Libro Jubilar J. M. Ríos, IGME, Madrid, 117-191.
- y Julivert, M. (1967).— Estratigrafía del Cámbrico del Oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 1, 135-163.
- Ziegler, P. A. (1982).— *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell Intern. Petrol. Maats. B.V. The Hague, 130 pp.
- (1987).— Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *AAPG Mem.*, 43, 198 pp.

