

Rasgos Paleogeográficos del Cámbrico Inferior y Medio del Norte de España

Lower-Middle Cambrian Palaeogeography of the Northern Spain

SDZUY, K. y LIÑAN, E.

Se analizan los datos litoestratigráficos y el contenido bioestratigráfico de la secuencia del Cámbrico Inferior y Medio en una veintena de localidades de la región Cantábrica, Sierra de la Demanda y Cadenas Ibéricas (norte de España). Estos datos indican la existencia de condiciones semejantes durante el Cordubiense y parte del Ovetiense (Cámbrico Inferior basal) en todo el área; con cuencas marinas someras de alta energía y transporte de grandes cantidades de sedimentos siliciclásticos. No obstante, una delgada plataforma carbonatada se instaló en la parte meridional de la región cantábrica durante el Cordubiense superior dando lugar a condiciones menos abiertas, a la vez que nos indica que los cambios faciales no fueron coincidentes con las directrices hercínicas actuales. La extraordinaria extensión de los sedimentos siliciclásticos, incluyendo la Montaña Negra, el espesor de los mismos y las directrices de corrientes nos indican una extensa área erosionándose hacia el N.E., que bien pudo ser un sector afín al área fuente del Macizo Central francés.

A partir del Ovetiense superior se va instalando una plataforma carbonatada en todo el área que presenta diferentes facies según las localidades estudiadas, obteniendo así un modelo paleogeográfico más complejo. Los límites de cada unidad facial serían diacrónicos como se deduce del contenido en trilobites. En la región Cantábrica se distinguen cuatro facies caracterizadas por diferentes secuencias litológicas y que se denominan: *facies Los Barrios*, *facies Beleño*, *facies Vegadeo* y *facies Alto Sil*. Las líneas de cambio entre las dos primeras facies siguen más o menos las directrices hercínicas, mientras que las otras dos son aproximadamente oblicuas. Para el Sistema Ibérico, el modelo de secuencias faciales es más homogéneo y diferente al cantábrico.

El recubrimiento por sedimentos siliciclásticos de esta plataforma acontece diacrónicamente durante el Cámbrico Medio, siendo la parte meridional de la región cantábrica la última en recibir sedimentos siliciclásticos.

Palabras clave: Paleogeografía, Cámbrico Inferior-Medio, Norte de España.

The Lower-Middle Cambrian lithostratigraphical and biostratigraphical data of twenty localities from Cantabrian region, Demanda and Iberian Chains are analyzed. Those data suggest the existence of similar conditions in the area during the Cordubian and Ovetian ages (early Lower Cambrian) which are characterized by the transport of a high volume of siliciclastic sediments and its deposit in a shallow marine shelf. Only a reduced carbonate shelf was placed in the meridional part of the Cantabrian region during the Upper Cordubian. These restricted conditions permit us to know the obliquity of the facial change lines in relation to the posterior hercynian directions. The widespread range of the exposed siliciclastic sediments, including the Montaigne Noire, their thickness and the palaeocurrent directions suggest an extensive area source forward the northeast that probably coincided with a sector adjacent to the present French Central Massif.

From the Upper Ovetian to the early Middle Cambrian a carbonate platform developed in the whole area with deposits of facial units varying in the different sequences of each locality studied resulting in a more complex palaeogeographical model. The boundaries of this facial units are diachronic as it is deduced from their content of benthic trilobites. Four lithological sequences named: *Los Barrios*, *Beleño*, *Vegadeo* and *Alto Sil facies* are distinguished in the Cantabrian region. The facies change lines between the two first facies are parallel to the hercynian structures, while the other two ones are oblique. In the Iberian Ranges, in this time, the facies are more homogenous and different from the facies in the Cantabrian region.

The disappearance of the carbonate platform happened diachronically during the Middle Cambrian, being the southern part of the Cantabrian region the last one to receive siliciclastic sediments.

Key words: Palaeogeography, Lower-Middle Cambrian, North Spain.

SDZUY, K. (Institut für Paläontologie. Pleicherwall 1. 8700 Universität Würzburg). LIÑAN, E. (Departamento de Geología. Lab. Paleontología. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza).

INTRODUCCION

Los materiales cámbricos del norte de España aparecen en afloramientos alargados en dirección N-S y NO-SE, que son paralelos a las directrices hercínicas. Dichos afloramientos se distribuyen desde Galicia hasta el sur de Aragón, constituyendo gran parte del núcleo del Sistema Cantábrico y del Sistema Ibérico, sin que exista continuidad de afloramientos entre ambas regiones montañosas. Incluso en el Sistema Ibérico, los afloramientos cámbricos se agrupan en tres áreas aisladas entre sí por sedimentos secundarios y terciarios, que son la Sierra de la Demanda, la Cadena Ibérica Oriental y la

Cadena Ibérica Occidental (Fig. 1). Esta discontinuidad de afloramientos y la intensa deformación tectónica, que es fruto de la superposición de las fases hercínica y alpina, son los mayores inconvenientes con que tropiezan las reconstrucciones paleogeográficas.

LOTZE (1945) dividió la región Cantábrica en dos regiones geológicas con caracteres estratigráficos y estructurales diferentes: Zona Cantábrica y Zona Asturoccidental-Leonesa. En la Zona Cantábrica, ZAMARRIÑO (1972) distingue para el Cámbrico tres dominios con caracteres estratigráficos y tectónicos diferentes: Dominio Ponga, Dominio Sobía-Bodón y Dominio Somiedo-Correcilla (Fig. 1). En la Zona Asturocci-

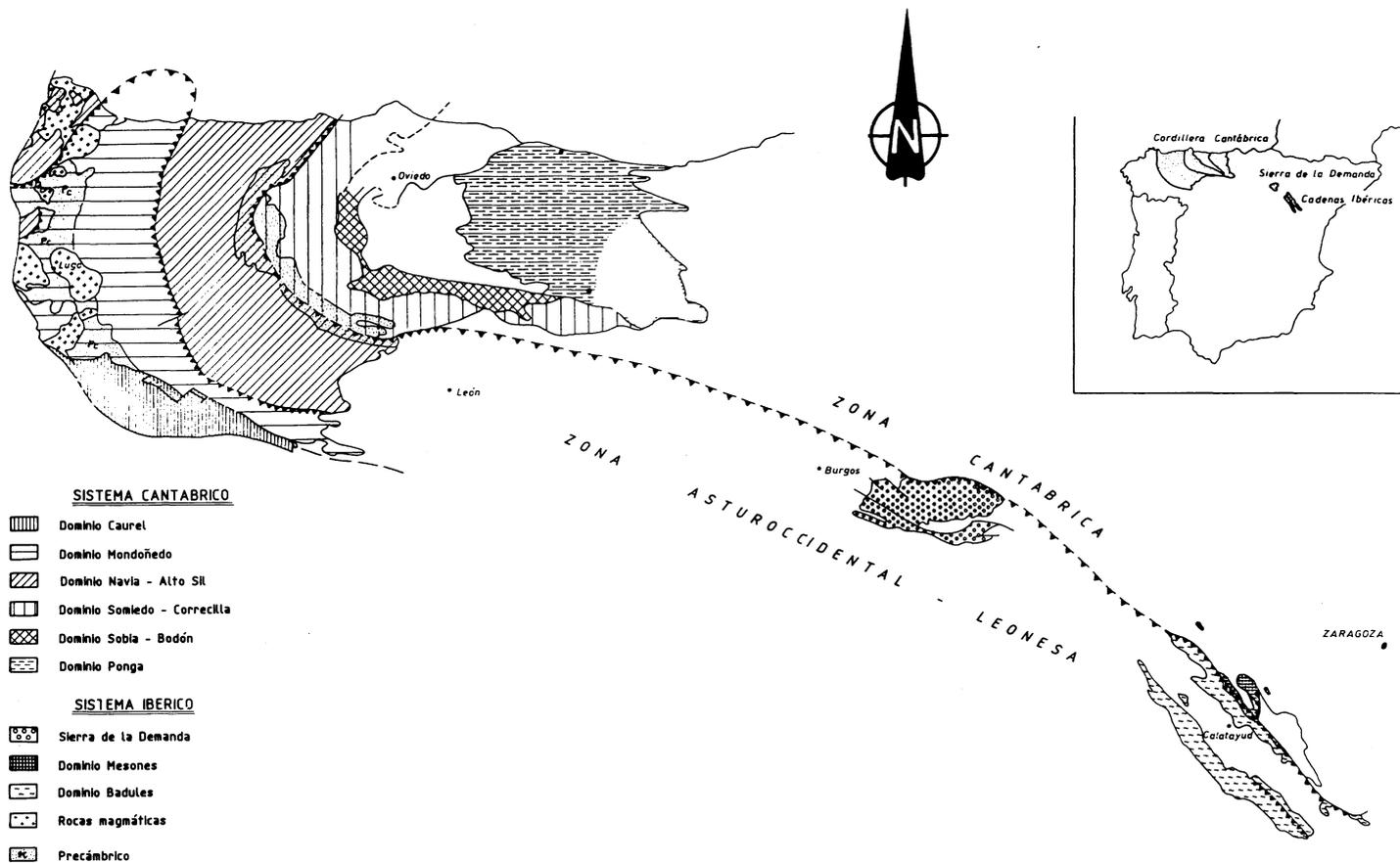


Fig. 1. Localización geográfica y geológica de los afloramientos cámbricos del norte de España.

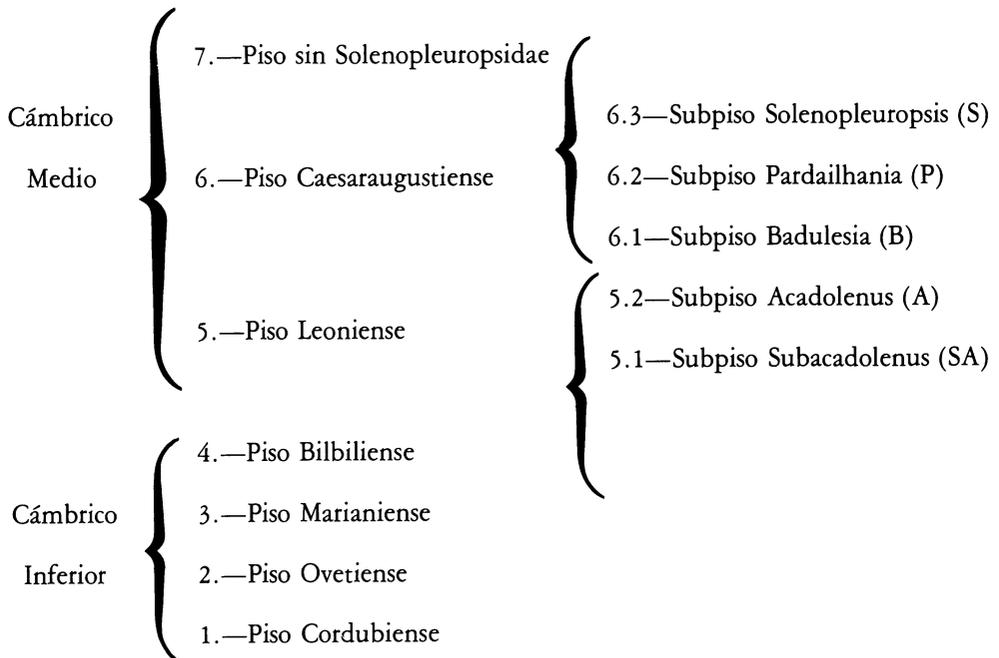
dental-Leonesa, se han distinguido otros tantos: Dominio Navia-Alto Sil (incluyendo las ventanas tectónicas de Gistral y Monte Carballosa), Dominio Mondoñedo y Dominio Peñalba-Caurel (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1978, MARTINEZ-CATALAN, 1985). Finalmente, en las Cadenas Ibéricas, se han distinguido dos unidades de rango similar: Dominio Mesones y Dominio Badules, que han sido incluidos dentro del esquema zonal de Lotze (LIÑAN & TEJERO, 1988; GOZALO & LIÑAN, 1988).

A grandes rasgos, la sucesión estratigráfica del Cámbrico del norte de España puede ser dividida, de acuerdo con LOTZE (1961), en tres litosomas: Clástico Inferior (Cámbrico Inferior), Carbonatado (Cámbrico Inferior-Medio) y Clástico Superior (Cámbrico Medio-Superior). Los litosomas clásticos son fundamentalmente terrígenos, si bien existen, en algunas áreas, niveles esporádicos de carbonatos. El litosoma Carbo-

natado suele presentar intercalaciones frecuentes de materiales siliciclásticos.

Estos tres litosomas reflejan cambios paleogeográficos importantes que analizaremos junto a otros cambios de orden menor que se producen coincidiendo con el depósito parcial de cada uno de los tres litosomas. En este trabajo sólo haremos referencia a los dos primeros litosomas, por ser los mejor conocidos y ser los que contienen la mayor información paleontológica, esencial para este tipo de estudios.

En las reconstrucciones paleogeográficas utilizaremos la nomenclatura de pisos propuesta por SDZUY (1971 a y b) revisada por LIÑAN *et al.* (en prensa) incluyendo el Piso Cordubiense (LIÑAN, 1984). El Cámbrico Medio lo trataremos a nivel de subpiso, incluyendo el Subpiso Subacadolenus para el primero del Cámbrico Medio. De este modo la escala utilizada será:



En algunos casos utilizaremos la biozonación propuesta para el Cámbrico Medio

por SDZUY (1971b) y LIÑAN & GOZALO (1986).

EL LITOSOMA CLÁSTICO INFERIOR

En el norte de España, la sucesión cámbrica presenta fuertes espesores de sedimentos predominantemente siliciclásticos: areniscas, cuarcitas y conglomerados, y a veces una intercalación dolomítica.

A esta secuencia la denominamos el Litosoma Clástico Inferior que estudiaremos separadamente en los tres grandes conjuntos de afloramientos: Cordillera o región Cantábrica, Sierra de la Demanda y Cadenas Ibéricas o región Aragonesa (sólo la esquina septentrional de las Cadenas Ibéricas pertenece a la provincia de Soria).

La región Cantábrica

En la región cantábrica, el litosoma clástico inferior aflora en todos los dominios mencionados anteriormente menos en el de Ponga donde la tectónica no deja verlo (ZAMARREÑO, 1983). En el Dominio Sobia-Bodón la base del litosoma no aflora por motivos similares. El litosoma recibe el nombre de Arenisca de Herrería en la Zona Cantábrica y de Cuarcita de Cándana en la Zona Asturoccidental-Leonesa, términos a los que haremos alusión desde ahora.

En el *Dominio Sobia-Bodón*, el depósito de la Arenisca de Herrería tuvo lugar en un medio litoral con frecuentes canales mareales y con marcada influencia fluvial en la base, mientras, hacia el techo, pudo darse algún episodio sublitoral somero (CRIMES *et al.*, 1977). No se conocen depósitos de carbonatos, bien por estar oculta la base o, bien por su proximidad relativa al área fuente de los depósitos siliciclásticos. Se ha calculado un espesor mínimo de 550 metros en el embalse del Porma, sección estudiada por los autores anteriores, y de 500-700 metros entre los ríos Porma y Bernesga (RUPKE, 1965; EVERS, 1967; MARCOS, 1967 y 1968). Se citaron pistas fósiles (CRIMES *et al.*, 1977) destacándose la aparición de *Rusophycus* a 100 m. de la base de la unidad.

En el *Dominio Somiedo-Correcilla*, los materiales se depositaron también en un medio litoral con frecuentes depósitos de canales mareales y barras de areniscas sublitorales (CRIMES *et al.*, 1977). A este respecto, ARAMBURU *et al.* (1992) han interpretado la Formación Herrería como un depósito de transición fluvio-marino, posiblemente un delta de llanura trenzada. En este dominio se registran ya depósitos de areniscas calcáreas próximas a la base de la secuencia, junto a un aumento de los espesores visibles. En el Rodical el espesor es de 1.300 m. (JULIVERT *et al.*, 1977), igual que en el manto de Somiedo (JULIVERT *et al.*, 1968), y de al menos 860 m. en Los Barrios de Luna. En Irede de Luna, desde los primeros niveles aparecen acritarcos de tres, o posiblemente cuatro, zonas (*Skiagia ornata-Fimbriaglomerella membranacea*, *Heliosphaeridium dissimulare-Skiagia ciliosa*, *Volkovia dentifera-Liepaina plana* (PALACIOS & VIDAL, 1992), característicos del Tommotiense-Atdabaniense (Cordubiense-Ovetiense) del N. de Europa. En los Barrios de Luna, aparecen numerosas trazas fósiles en la Arenisca de Herrería (CRIMES *et al.*, 1977), destacando la aparición de *Rusophycus* desde la base (no aflora el muro precámbrico en esta sección) a 100 m.; a 800 m. de la base aparecen trilobites típicos del nivel Ovetiense, de *Dolerolenus* (SDZUY, 1961) y unos metros más arriba *Astropolichnus*, que necesariamente debe ser Ovetiense en esta sección. Ambos registros son ya típicos de un medio sublitoral.

En el *Dominio Navia-Alto Sil*, ya dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa, la Cuarcita de Cándana (equivalente a la Arenisca de Herrería) presenta espesores variables, algunos ya próximos a los 2.000 m., con una intercalación de dolomías en su parte inferior cuyo espesor varía entre 13 y 30 m. en el área noroccidental del antiforame del Narcea (RUIZ, 1971) y unos 100 m. en el área sur (PEREZ-ESTAUN, 1978). Los estudios sedimentológicos indican que, a partir de un depósito litoral, pronto apare-

cen arenas sublitorales y llanuras fangosas (CRIMES *et al.*, 1977) coincidiendo con el depósito del nivel carbonatado. Eventualmente pudo quedar más restringida el área meridional, formándose depósitos de caliza magnesiana en «lagoons» (GUILLOU, 1970). Este ciclo se repite antes de dar lugar al depósito del litosoma carbonatado del Cámbrico Inferior-Medio. El espesor de la Cuarcita de Cándana es variable; de 2.100 a 2.500 m. en el área de Cudillero-La Concha de Arredo (FARBER, 1958; LOTZE, 1961; FARBER & JARITZ, 1964, JARITZ & WALTER, 1970), de unos 1.300 m. en los alrededores de Tineo (RUIZ, 1971) y de unos 600 m. en el corte del río Sil (LOTZE, 1961; MATTE, 1968; PEREZ-ESTAUN, 1978). En la costa asturiana, entre Cudillero y La Concha de Arredo, se han descrito trazas fósiles entre las que destacan *Rusophycus* a 400 m. de la base y *Astropolichnus* a 1.150 m. de la base (FARBER & JARITZ, 1964, SDZUY, 1971 a). También existen trilobites característicos de los niveles de *Pararedlichia ovetensis*, *Anadoxides-Wutingaspis* y *Dolerolenus* típicos del Ovetiense (LIÑAN & SDZUY, 1978) que coinciden con *Astropolichnus*.

En la ventana de Gistral, el litosoma clástico alcanza los 1.600 m. de espesor y no presenta el nivel calcáreo que está desarrollado en el resto del Dominio.

En el *Dominio Mondoñedo*, el espesor de la Cuarcita de Cándan, varía entre 1.000-1.300 m. (WALTER, 1966 a y b, 1968; MARTINEZ CATALAN, 1981 y 1985). El nivel de carbonatos de la parte inferior aparece como intercalaciones esporádicas entre pizarras con un espesor total de 400 m. al norte (Mondoñedo-Bretoña-Rece-cende-Meira) y de 700 m. hacia el sur (Baralla y Este de Sarriá). En la sección más septentrional de Areoura-Foz-Insua las pizarras no contienen carbonatos (MARTINEZ CATALAN, 1985) y los únicos fósiles encontrados son trilobites de nivel *Anadoxides-Wutingaspis* procedentes de la sección de Hermida (WALTER, 1968).

En el *Dominio Peñalba-Caurel*, la Cuarcita de Cándana disminuye drásticamente de espesor; al este, en el área de Peñalba, alcanza 350 m. en Corullón-Sobrado; 300 m. en Mao-Santalla-Folgoso y más al oeste todavía 250 m. en Oural-Vila de Mouros-Vila-souto (MARTINEZ CATALAN, 1985), manteniéndose el nivel intermedio de carbonatos. No se tienen datos paleontológicos de este dominio.

La Sierra de la Demanda

El litosoma clástico inferior comprende por orden estratigráfico tres unidades: Conglomerado de Anguiano, Areniscas del Puntón y la parte inferior de las Pizarras de Riocabado (COLCHEN, 1974). Su composición de conglomerados, areniscas y niveles de alternancia entre lutitas y areniscas hacen a esta sucesión idéntica a la sucesión presente en las Cadenas Ibéricas. Coincidimos en la asignación dada por SCHRIEL (1930) y LOTZE (1961), quienes denominaron al litosoma con el nombre de las mismas unidades que en las Cadenas Ibéricas (Cuarcita de Bámbole y Capas de Embid). En el río Najerilla, el espesor del litosoma es de 800 m. y no presenta el nivel carbonatado característico de casi toda la región cantábrica. Las características de estos materiales sugieren que se depositaron en un régimen litoral con marcada influencia fluvial en la base, para ir pasando en la parte superior de las areniscas del Puntón (= Cuarcita de Bámbole) a un régimen sublitoral. Falta una investigación paleontológica de estos niveles, en los que aparecen pistas fósiles.

Las Cadenas Ibéricas

El litosoma está representado por la Cuarcita de Bámbole y por las Capas de Embid, conservando las características litológicas y estratigráficas generales, sin que tam-

poco exista, como en la Sierra de la Demanda, nivel carbonatado inferior.

El tipo de materiales y de estructuras sedimentarias indican un medio litoral con marcada influencia fluvial para la Cuarcita de Bámbola, pasando hacia la base de las Capas de Embid a un medio sublitoral somero. Según SCHMIDT-THOME (1973) el espesor de este litosoma en el puerto del Frasnó, donde está el contacto con el Precámbrico, es de unos 600 m. En el área de Mesones aparece en las Capas de Embid *Rusophycus* y más arriba *Astropolichnus* (VALENZUELA *et al.*, 1990). En el contacto con el litosoma carbonatado aparecen trilobites del Ovetiense (SDZUY, 1987) en la región del valle del Jalón, por lo que la posición estratigráfica de estos tres biohorizontes de aparición (*Rusophycus*, *Astropolichnus* y los primeros trilobites) es semejante a la que tienen en la Cordillera Cantábrica.

Conclusiones paleogeográficas

En el norte de España, los datos paleontológicos actuales permiten reconocer tres unidades bioestratigráficas en el litosoma clástico inferior y por lo tanto en la base del Cámbrico, separadas por dos biohorizontes de aparición que pueden ser empleados, con ciertas limitaciones, en las correlaciones de los distintos afloramientos y dominios entre sí. La secuencia cámbrica tiene como límite inferior una discordancia cartográfica y erosiva, y a continuación contiene pistas fósiles sin interés bioestratigráfico. El primer biohorizonte es el de aparición de *Rusophycus* y el segundo el de aparición de *Astropolichnus*, junto a trilobites del Ovetiense, algo más arriba.

Las dos primeras unidades, definidas por trazas fósiles, son asimilables al Cordubiense no sólo por su posición debajo de trilobites ovetienses, sino también por presentar las mismas pistas fósiles características del estratotipo del Cordubiense en la Sierra de Córdoba y en la misma posición homotá-

xica (LIÑAN, 1984; FEDONKIN *et al.*, 1985). La inclusión en el Ovetiense de *Astropolichnus* (no se ha encontrado en el sur de España), que es típico de la tercera unidad, viene no sólo apoyada por su registro estratigráfico, un poco antes que los trilobites del Ovetiense o coexistiendo con ellos, sino también por su asociación con *Bergaueria hemisphaerica* (CRIMES *et al.*, 1977) encontrada por nosotros en los niveles más altos con trilobites ovetienses de la Sierra de Córdoba.

De este modo, durante el Cordubiense y al menos una parte del Ovetiense, la semejanza de sedimentos en las tres regiones indican condiciones homogéneas: mares someros de alta energía y transporte de grandes cantidades de sedimentos groseros. En la región Cantábrica se notan importantes diferencias en la potencia de la secuencia, que disminuye a ambos lados del Dominio de Navia-Alto Sil y hacia el sur, pero ello no refleja diferencias ambientales acusadas sino en la tendencia del hundimiento del surco sedimentario. Hacia la mitad del Cordubiense, la estabilidad del fondo fue mayor en el área meridional de la región Cantábrica dando lugar a depósitos carbonatados y siliciclásticos finos, hecho que no se observa ni en la Sierra de la Demanda ni en la Cadena Ibérica (Fig. 2). Por otro lado aunque el número de estudios es aún bajo en esta región, la mayor uniformidad de potencia en las Cadenas Ibéricas (SCHMIDT-THOME, 1973) y el estilo tectónico de escamas tectónicas imbricadas, parecen indicar que sólo vemos aquí una pequeña porción de la anchura original de la plataforma.

La cantidad acumulada de sedimentos y su procedencia del este o nordeste (JARITZ & WALTER, 1970, OELE, 1964, SCHMIDT-THOME, 1973), indican un área fuente de enorme extensión, situada en la dirección en que se haya actualmente el Macizo Central francés. Esta dirección coincide también con la de un hipotético macizo Cantabroebroico, situado al este del arco asturiano (CARLS, 1983) y que presumible-

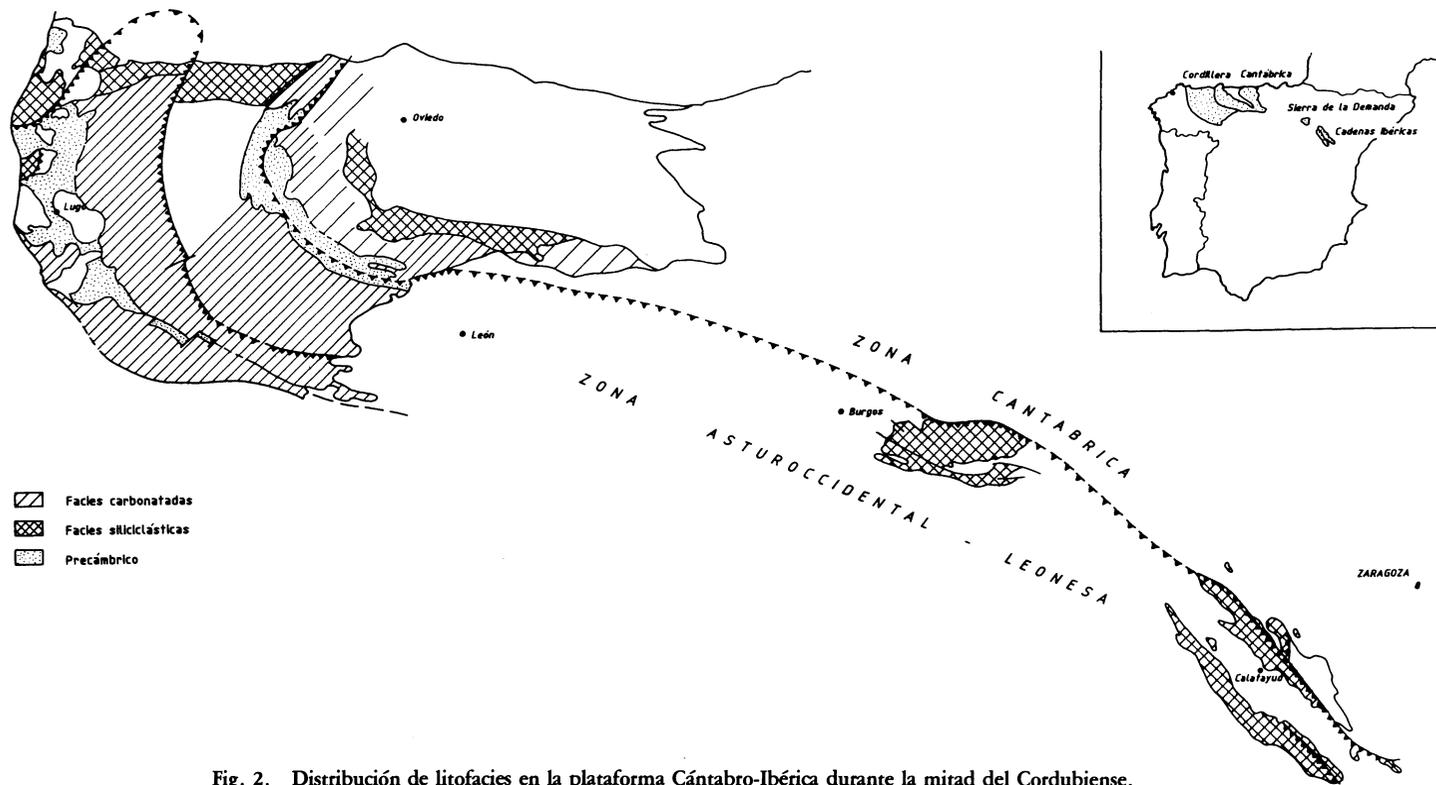


Fig. 2. Distribución de litofacies en la plataforma Cántabro-Ibérica durante la mitad del Cordubiense.

mente formaría el zócalo de la actual Depresión terciaria del Ebro.

EL LITOSOMA CARBONATADO DEL CAMBRICO INFERIOR-MEDIO

Hacia la mitad del Cámbrico Inferior se produce un cambio brusco, tanto en la región cantábrica como en Aragón. El transporte de sedimentos de grano grueso se termina y las dolomías y calizas empiezan a ser abundantes, con presencia de sales o sus pseudomorfos (GAMEZ *et al.*, 1991). Que esto se debe, por lo menos en parte, a un cambio de clima no es sugerido solamente por la naturaleza de los sedimentos sino también por la gran extensión lateral de facies similares que se dan en otras parte de la península Ibérica, Montaña Negra, Cerdeña y hasta Alemania.

La región Cantábrica

Características Generales. En la parte baja de la serie se dan condiciones al parecer muy homogéneas en toda la región: dolomías y calizas depositadas en un ambiente litoral (Dolomía de Láncara, Caliza de Vegadeo; véase ZAMARREÑO & JULIVERT, 1968; ZAMARREÑO *et al.*, 1975). Pero insistimos, sin embargo, en que no es cierto que la base de la serie sea realmente sincrónica en toda la región.

En la parte superior de este litosoma se notan diferencias importantes entre áreas distintas no sólo de la región Cantábrica sino del norte de España, y por lo tanto LOTZE (1961) distinguió entre un tipo cantábrico de sucesiones, un tipo asturoccidental y un tipo ibérico; el segundo, depositado en la zona Asturoccidental-Leonesa del geosinclinal hercínico.

Estas unidades fueron adoptadas por otros autores y aún son válidas. Sin embargo, para los fines de nuestra discusión hay que diferenciar en la zona Cantábrica entre sucesiones estratigráficas en facies Beleño (ZAMARREÑO & JULIVERT, 1968), representada en el Dominio Ponga, y sucesiones en facies los Barrios que caracteriza los dominios La Sobia-Bodón y Somiedo-Correcilla (ZAMARREÑO, 1972).

Entre las diferentes sucesiones del tipo asturoccidental-leonés se notan también diferencias de facies y se puede distinguir entre la facies Alto Sil (que aflora en la parte meridional del Dominio Navia-Alto Sil) y la facies Vegadeo que se encuentra en la parte septentrional del Dominio Navia-Alto Sil y en el Dominio Mondoñedo.

Las unidades litológicas y el medio sedimentario. La sucesión más completa es la de la facies Los Barrios, que comprende las unidades litológicas siguientes según ZAMARREÑO (1972):

- | | |
|--|-----------|
| f) Alternancia de areniscas y pizarras | Formación |
| e) Pizarras verdosas | |
| d) Pizarras verdosas con nódulos calcáreos | Oville |
| c) Caliza roja, nodulosa («griotte») | Formación |
| b) Caliza esparítica de colores claros | |
| a) Dolomía y caliza gris | Láncara |

Un estudio sedimentológico de estas unidades puede verse en ZAMARREÑO (1975, 1978 y 1981) y ARAMBURU-ZABALA (1989).

Para la unidad a) existen amplias pruebas de que el medio sedimentario era un ambiente muy somero y con frecuentes exposiciones subaéreas (OELE, 1964; ZAMARREÑO, 1972). Según ZAMARREÑO (1972), la formación Oville (unidades d-f) se depositó en un medio somero, y para la «griotte» (unidad c) habría que tener en cuenta la posibilidad de que se depositara en un medio más profundo, posiblemente en la zona batial más alta. Sin embargo, los datos paleontológicos apoyan que la «griotte» se depositara en un medio menos profundo que el de la Formación Oville. En el tiempo de los subpisos Pardailhania y Sole-nopleuropsis, la sedimentación de la «griotte» se dispuso en una banda entre áreas donde al mismo tiempo se depositaban sedimentos de la Formación Oville o sedimentos parecidos (al sur de la banda). Si se hubiera tratado de un surco profundo entre áreas someras, éste se hubiera colmatado en seguida con sedimentos clásticos. Si, al contrario, estos últimos no llegaban a la banda donde se depositaba la «griotte» se puede concluir que se trataba de un área relativamente más elevada que las áreas vecinas. Además, el estado de los fósiles de la «griotte» indica deposición en agua agitada (en contraste con sedimentos similares como el «ammonitico rosso»), pues las piezas de trilobites y de equinodermos se encuentran casi siempre aisladas y los ejemplares mayores a menudo se presentan fragmentados.

En conclusión se puede decir que la sucesión desde a) hasta f) representa el cambio de un medio muy somero a otro cada vez más profundo, aunque pensamos que sería una profundidad no muy superior a los cien metros.

Características y distribución especial y temporal de las facies. Se emplea aquí el término «facies» en un sentido no estricta-

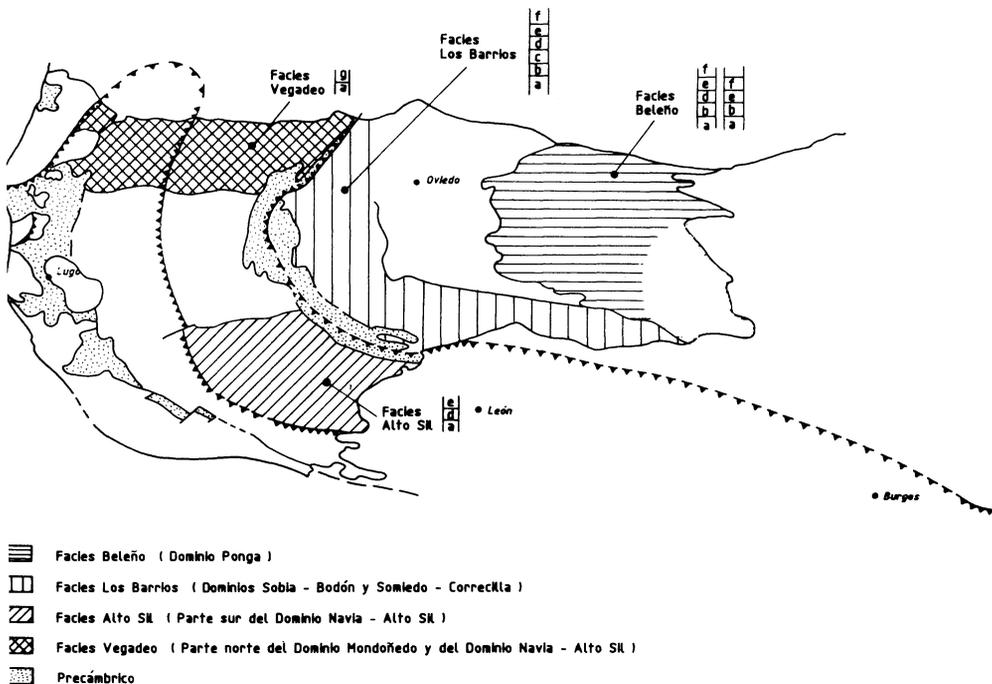
mente original de Gressly, sino más bien como sucesiones de unidades litológicas, cada una de ellas en su combinación distintiva y típica. La distribución de cada facies y sus características secuenciales pueden verse en la Fig. 3.

La facies Los Barrios. La sucesión de las unidades a)-f), enumeradas antes, es típica para definir esta facies, pero se notan variaciones (véase ZAMARREÑO, 1972). Existen cortes donde falta la unidad d), y en otros existe una transición desde c) hasta d); así que el emplazamiento del límite entre las dos unidades es algo subjetivo. Este es el caso, por ejemplo, del corte de Valdoré. Más al sur, en el corte de Verdiago, se nota una variación interesante: encima de la «griotte» típica siguen arcillas de grano fino y de un color fuerte, parecida a la «griotte», pero sin nódulos de caliza o con muy pocos. Es, pues, un sedimento parecido a los sedimentos que se disponen encima de la unidad a) que veremos posteriormente.

Otro corte de la facies Los Barrios (aunque las características no sean tan típicas de aquella facies) es el de Rodical cerca de Tineo, en el Oeste. Allí, el contenido en calizas como en fósiles de la unidad c) es menor que el de la «griotte» típica y podría tratarse de un sedimento de transición entre las facies Los Barrios y Vegadeo.

Para la distribución espacial véase ZAMARREÑO & JULIVERT (1967), ZAMARREÑO (1972) y la Fig. 3. Los afloramientos se encuentran en una banda que se corresponde bien con la directriz del Arco Cantábrico.

Respecto a la edad de cada unidad litológica, véase la Fig. 4. La unidad a) está datada con arqueociatos en algunas localidades (DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1970, 1975; ZAMARREÑO & PEREJON, 1976), pero la red de observaciones no es lo bastante densa para una reconstrucción de la distribución temporal de la unidad. El límite entre a) y b) está datado en solamente dos localidades: Valdoré y presa del Porma. En



La facies Beleño. Esta facies se distingue de la facies Los Barrios por la falta de la «griotte», y, en términos generales, se puede caracterizar por la sucesión a)-b)-d)-e)-f) o la a)-b)-e)-f). Su distribución espacial está recogida por los autores citados al principio y en la Fig. 3. En la parte oeste dos localidades con facies Beleño son Ricabo y Cueto Negro, por la razón de que allí no existe la «griotte» roja (MARCOS, 1968). Es verdad que las calizas tienen un aspecto distinto de las de la unidad b) típica, pero por el momento parece lógica la atribución a la facies Beleño de las capas aflorantes en las dos localidades. El hecho de que en Cueto Negro se encuentre esta facies dentro de un área donde afloran normalmente rocas en la facies Los Barrios se explica fácilmente por su situación en una ventana tectónica dentro del manto de Bodón (MARCOS, 1968).

En la Fig. 4 se observa que el techo de la unidad b) tiene aquí un diazonismo más acentuado que en la facies Los Barrios, pero que el techo de la unidad c) es menos dia-crónico que en la facies de Los Barrios; observándose que la sedimentación de caliza, ni se termina tan temprano como en algunos afloramientos de la facies Los Barrios, ni tan tarde como en otras.

La facies Alto Sil. La sucesión expuesta en el área del Alto Sil pertenece al tipo asturoccidental, que no está estudiado aún en gran detalle (LOTZE, 1961; MATTE, 1968; PEREZ-ESTAUN, 1978) porque debido a su metamorfismo no es muy favorable para estudios detallados.

La discusión siguiente se basa en observaciones hechas cerca de Cuevas del Sil. Encima de una dolomía compacta siguen pizarras con nódulos calcáreos de color gris, ocasionalmente de un tinte rojizo. Más arriba siguen pizarras grises sin nódulos. La litología de los sedimentos encima de la dolomía es parecida a la de las unidades d) y e) y por consecuencia se puede caracterizar la facies Alto Sil por la sucesión a)-d)-e). Los fósiles encontrados cerca de Cuevas del Sil inclu-

yen *Pardailhanía hispanica* y *Solenopleuropsis*. El primer taxón se encontró en la parte alta del paquete con nódulos y el segundo casi en el techo. Así, la dolomía, al hallarse a alguna distancia del nivel de *Pardailhanía*, es posible que represente el subpiso Badulesia.

La facies Vegadeo. En la región de Vegadeo (LOTZE, 1961), y Bres (WALTER, 1968; SDZUY, 1968), como en la región entre Trevias-Villanueva y Cudillero, encontramos otra facies distinta, y la misma facies se encuentra al parecer también en la región de Becerreá. Esta facies consiste en que encima de la unidad a) siguen arcillas de grano fino, bandeadas y generalmente con colores fuertes, ocre o rojo. Cerca de Bres y en La Concha de Artedo, la parte más baja de las arcillas son de un gris claro, casi blanco. En el corte de Bres, el género *Acadolenus*, diagnóstico del subpiso Acadolenus, se encuentra en las arcillas grises, mientras que en las arcillas rojas la presencia de los subpisos Badulesia a Solenopleuropsis está probada por faunas abundantes (SDZUY, 1968). En La Concha de Artedo la fauna es más escasa y no se encontraron fósiles en las arcillas grises. En las arcillas rojas aparecen *Badulesia granieri* y *B. teneri* (subpiso Badulesia), algo más arriba *Pardailhanía hispanica* (subpiso Parailhanía) y más alto *Agraulos* cf. *longicephalus* (probable subpiso Solenopleuropsis). Encima de las arcillas rojas siguen las pizarras grises con faunas del subpiso Solenopleuropsis descritas por FARBER & JARITZ (1964).

Conclusiones respecto a la paleogeografía. Un resumen del capítulo anterior en forma gráfica se presenta en la Fig. 4 que es un corte ideal a través de la Zona Cantábrica, sin tomar en cuenta el espesor de los sedimentos. La mayor parte de esta figura está documentada por cortes reales, sólo la parte más a la izquierda es algo hipotético.

Las conclusiones acerca del medio sed-

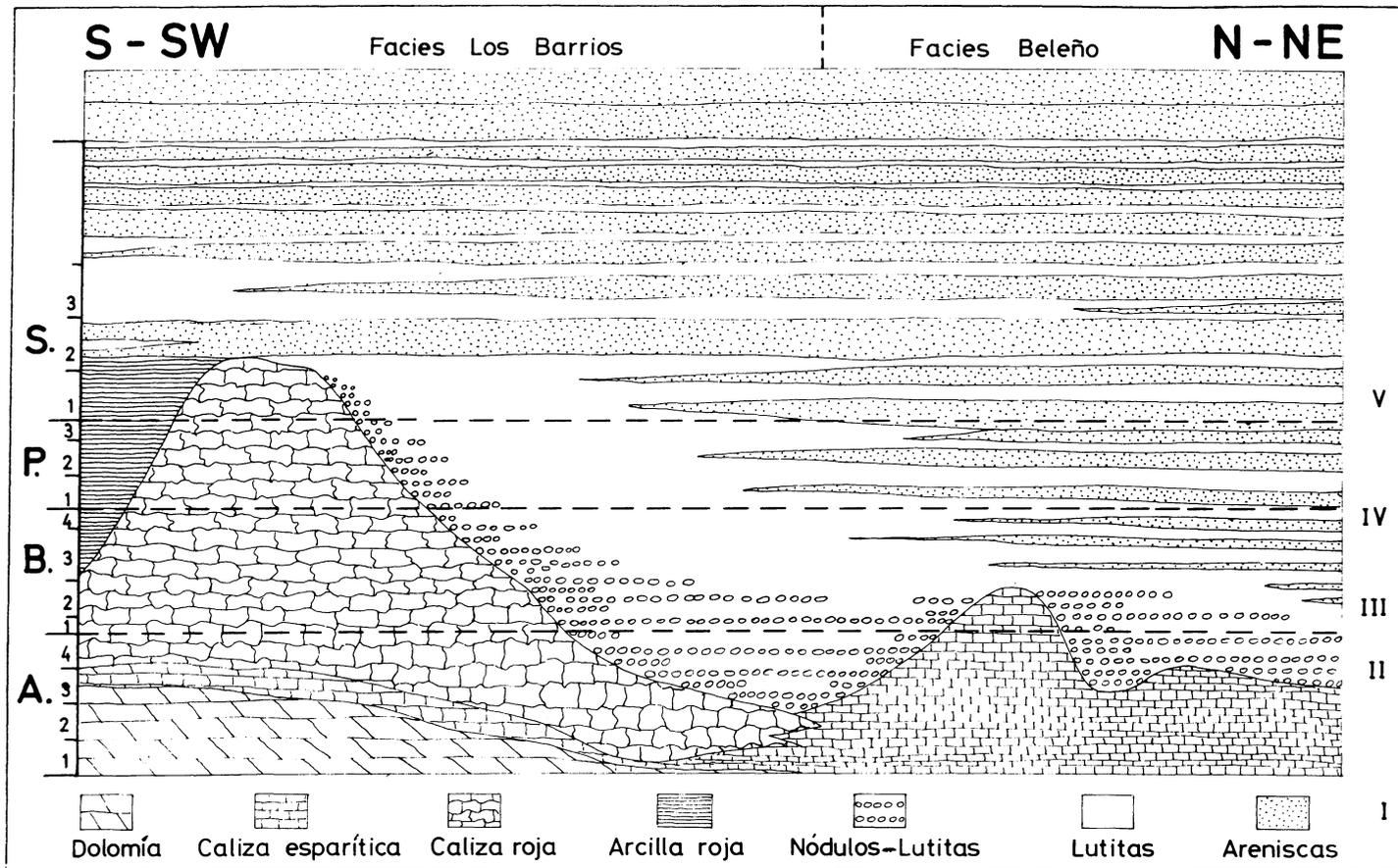


Fig. 4. Diagrama de correlación entre las unidades litológicas de las facies Beleño y Los Barrios en la Zona Cantábrica. A-Subpiso Badulesia. B-Subpiso Pardailhania. S-Subpiso Solenopleuropsis. 1-4, biozonas de trilobites. I-V, momentos temporales significativos durante la sedimentación. Las líneas de trazo discontinuo indican isocronas entre subpisos.

mentario, ya presentadas en el apartado anterior, permiten traducir el corte de la Fig. 4 en términos paleogeográficos (Fig. 5) en cuatro momentos determinados del Cámbrico Medio (II-V).

Al final del Cámbrico Inferior, existirían en la Zona Cantábrica condiciones muy someras, incluso mareales, y, al parecer, relativamente desfavorables para la fauna marina en toda la región. Bajo estas condiciones se depositaban los sedimentos de la unidad a). Cerca de la base del Cámbrico Medio, se produjo un cambio hacia condiciones más favorables para la fauna (p. ej. en Valdoré, Presa del Porma), posiblemente producido por un evento transgresivo generalizado en todo el ámbito mediterráneo. Litológicamente fue un cambio hacia los sedimentos de la unidad b) que se produjo antes en el ámbito de la facies Beleño (N-NE) que en el de la facies Los Barrios (S-SO) donde culminaría en el subpiso Acadolenus (Fig. 4).

En el área sur (corte de la presa del Porma y algunos cortes vecinos), a comienzos de este subpiso la litología cambió de la unidad b) a la unidad c) o «griotte» (Figs. 4-5) El hecho de que encontráramos la primera aparición de la «griotte» en el sur de la Zona Cantábrica sugiere que la arcilla roja responsable para el color típico de «griotte» vendría desde el lado convexo del Arco Cantábrico (Zona Asturoccidental-Leonesa). Al final del subpiso Acadolenus, la sedimentación de caliza pura habría terminado ya en la mayor parte del Dominio Ponga donde se desarrollaba la facies Beleño, con la excepción del corte de Tanes.

Lo mismo sucedió con la «griotte» a lo largo del lado cóncavo del Arco Cantábrico (Figs. 3 y 4), por lo menos en la región entre Pajares y Riaño, donde tenemos el mejor control de la estratigrafía. Por lo tanto, en el tiempo del subpiso Acadolenus existía un área amplia dentro del Dominio Ponga con un mar de un fondo relativamente profundo con sedimentación de materia clástica de la Formación de Oville (unidades d-f) que venía sin duda desde el norte o noroeste; so-

lamente en la región de Tanes la profundidad del mar era menor y la sedimentación de caliza continuaba. Al mismo tiempo, el suroeste de la Zona Cantábrica constituía un alto fondo en relación al área situada más al norte, donde la sedimentación era más continua. Durante el tiempo correspondiente a los subpisos Badulesia-Solenopleuropsis, se ve cómo el alto fondo marcado por la «griotte» pierde terreno desde el norte al sur y, como consecuencia, los sedimentos de la Formación Oville (unidades d-f) ganan terreno a costa de la sedimentación de la «griotte», hasta que esta última se termina en la mitad o en la parte superior del subpiso Solenopleuropsis (Figs. 4-5).

A través del alto fondo con sedimentación «griotte», hacia el lado convexo del Arco Cantábrico, existiría también un mar más profundo con sedimentos clásticos, al menos en parte, contemporáneos con la «griotte».

Sin duda el material clástico de las pizarras con nódulos del Alto Sil venía de la dirección opuesta al transporte del material de la Formación Oville puesto que el alto de la «griotte» debía funcionar como una barra entre los dos regímenes. Un esquema evolutivo de la cuenca sedimentaria de la Zona Cantábrica puede verse en la Fig. 6.

Las pizarras con nódulos del Alto Sil tienen la edad correspondiente por lo menos al subpiso Pardailhanía mientras que a poca distancia cerca de Peñalba y Caunedo la sedimentación de la «griotte» continuaba hasta el subpiso Solenopleuropsis y en La Concha de Artedo la sedimentación de las arcillas de la facies Vegadeo empezaba por lo menos en el subpiso Badulesia. No se conoce la «griotte» al Este de La Concha de Artedo pero puede que el alto fondo existiera allí también en forma de una barra entre los sedimentos de la facies Vegadeo y de la Formación Oville de la Zona Cantábrica.

Queda el problema de la relación paleogeográfica entre la facies Alto Sil y la facies Vegadeo. La distribución de las facies entre Belmonte y el Atlántico, tanto como las in-

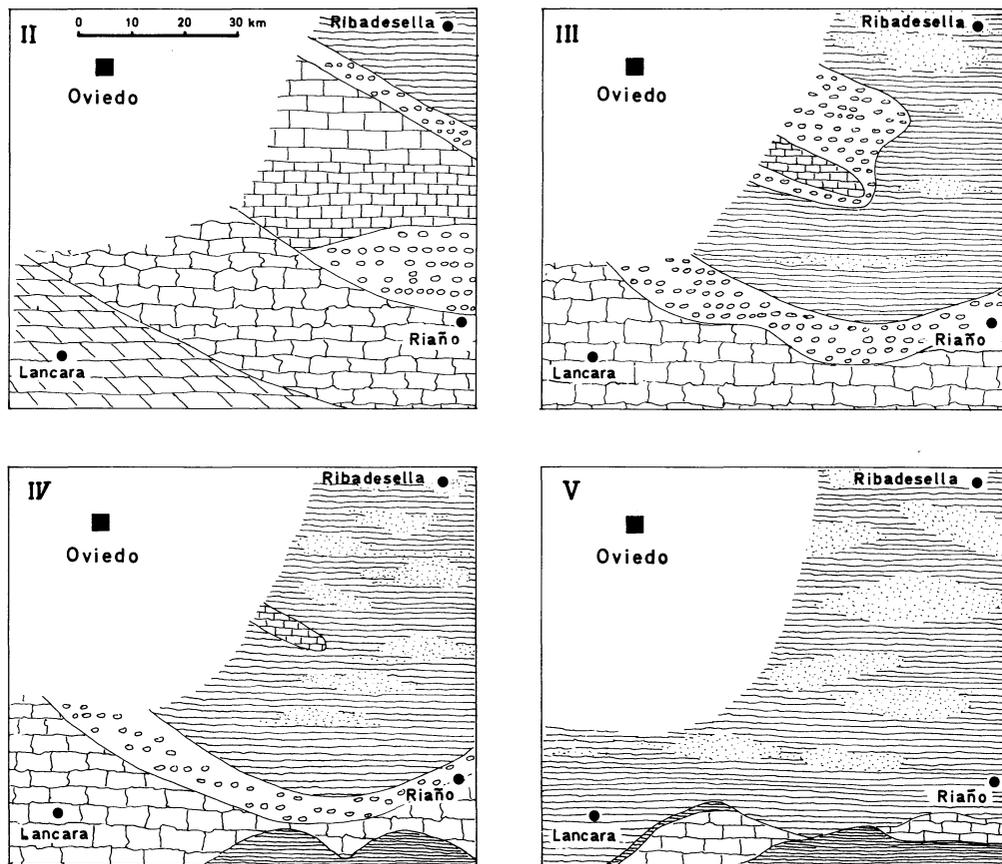


Fig. 5. Mapa paleogeográfico de la Zona Cantábrica durante el Cámbrico Medio. II-V momentos temporales de la fig. 4.

dicaciones de una transición entre la «griotte» y las arcillas rojas de la facies Vegadeo, sugiere que los dos tipos de sedimentos estaban en contacto lateral. Además, el material de las arcillas da la impresión de que se trata del mismo material que da el color rojo a la «griotte», y, como dijimos, hay indicaciones de que este último venía desde el lado convexo del Arco Cantábrico. Sin embargo, la proximidad del Alto Sil al régimen de la «griotte», así como la existencia de la facies Vegadeo en la región de Becerra, indican que la facies Alto Sil se intercalaba lateralmente entre las facies Vegadeo y la facies los Barrios (Fig. 3).

Las Cadenas Ibéricas

La región estudiada y su terminología. Sucesiones completas del litosoma carbonatado están bien estudiadas en Aragón. Denominaremos las unidades litoestratigráficas según LOTZE (1929) y LIÑAN *et al.* (1992). Cuando se hable en los párrafos siguientes de direcciones de gradientes hay que tener en cuenta que los afloramientos más importantes se encuentran en la parte meridional de la Cadena Occidental y en el Norte de la Cadena Oriental. Por lo tanto, como la dirección S-N predomina, un gra-

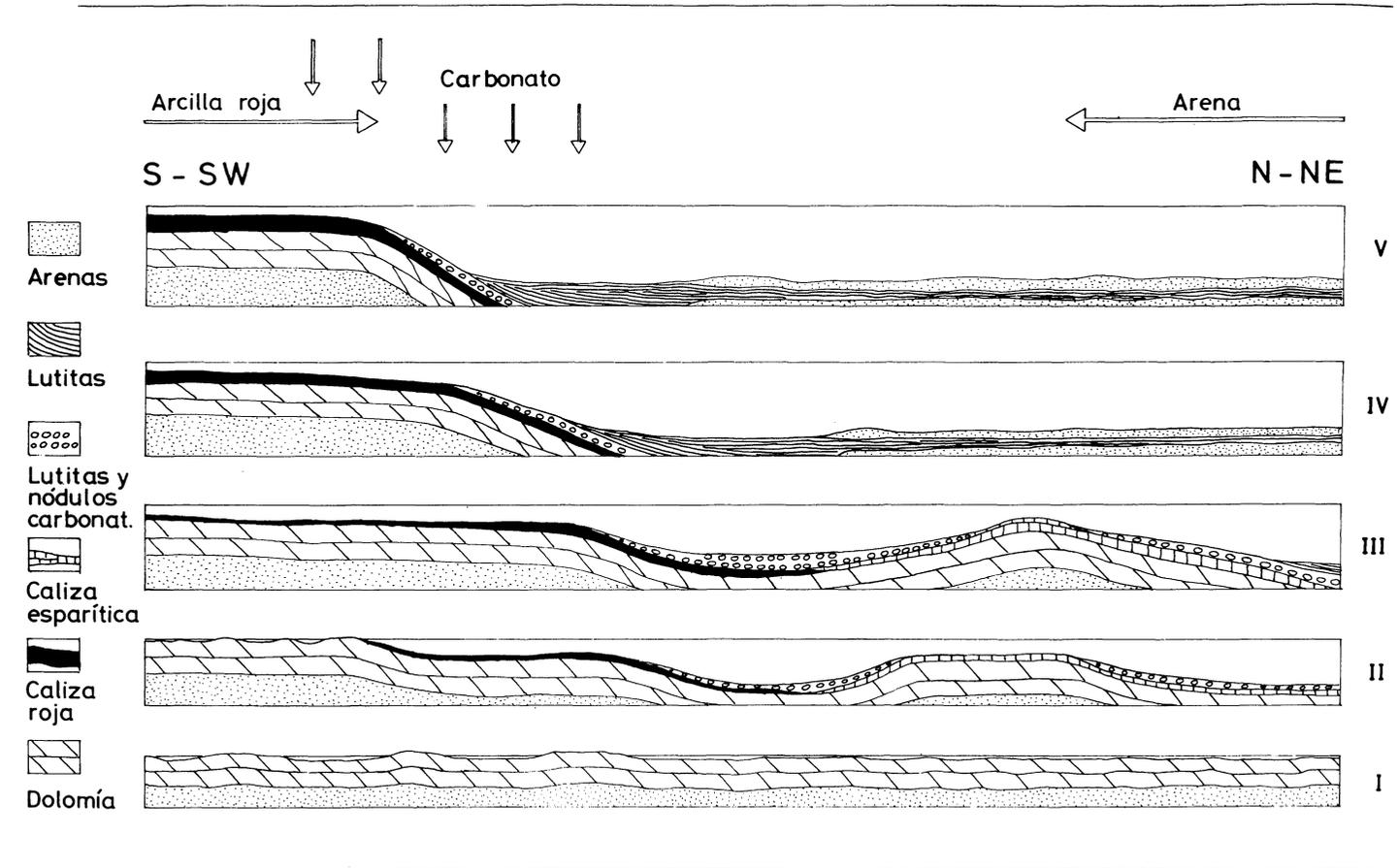


Fig. 6. Evolución sedimentaria de la Zona Cantábrica durante el Cámbrico Medio. I-V momentos temporales de la figura 4.

diente S-N podría en realidad corresponder a un gradiente SO-NE.

Las unidades litológicas y el medio sedimentario. La sucesión completa del litosoma carbonatado comprende, en orden estratigráfico, las formaciones: Jalón, Ribota, Huérmeda, Daroca, Valdemiedes, Mansilla y Murero.

La Formación Jalón posee lutitas de colores fuertes, generalmente azul-violado oscuro, dando el carácter especial a esa formación, que tiene un espesor medio entre 150-200 m. y puede llegar hasta el doble en los alrededores de Mesones (VALENZUELA *et al.*, 1990). Entre las lutitas se encuentran areniscas y dolomías, las últimas especialmente en sus partes inferior y superior. Casi los únicos fósiles son pistas, muy frecuentes, y según SCHMIDT-THOME (1973) existen amplias pruebas de un medio intermareal, que vendría corroborado por la abundancia de estructuras subaéreas, niveles estromatolíticos y casi ausencia de trilobites. Tanto por el medio somero como por la existencia de dolomía se parece a la unidad a) de la región Cantábrica, aunque existen diferencias litológicas y de espesor notables. Según SCHMIDT-THOME (1973), se nota un cierto cambio lateral de facies en una zona media entre Ateca, Embid y Jarque, en la que el contenido de dolomía es mucho mayor que al N y S de esa zona. En el área más al norte de la región estudiada, en los alrededores de Borobia, la facies de la formación Jalón es distinta de la de otras áreas por su pobreza en dolomía y por tener más bien tonos rojos que azules. Schmidt-Thomé (op. cit.) encontró allí una acumulación de minerales pesados típicos de condiciones litorales, proponiendo la existencia de un terreno elevado por encima del mar al E o NE de la región estudiada. Sin embargo, Borobia fue el único lugar de toda la región donde uno de los autores (KS) encontró un resto de trilobites indudable, aunque indeterminable. Eso, junto a la diferencia de fa-

cies, permite suponer que el norte de la Cadena Ibérica Oriental pudiera ser entonces el área más próxima al mar abierto.

La Formación Ribota. Consiste, en su mayor parte, en dolomías y también calizas cristalinas; según SCHMIDT-THOME (1968), depositadas en un medio intermareal y de salinidad elevada. Tanto por el medio sedimentario como por la litología también se parece mucho a la unidad a) de la región Cantábrica. Son frecuentes los bancos de construcciones estromatolíticas asociadas a brechas. Entre las dolomías y calizas existen en toda la región al menos dos intercalaciones de sedimentos de varios metros de espesor y con un alto contenido en arcilla, subdividiendo las dolomías en al menos tres miembros.

La variación de las facies es algo diferente a la de la Formación Jalón, debido a los procesos de dolomitización selectiva. El contenido en dolomía de los sedimentos es más alto en la Cadena Occidental (ZAMORA *et al.*, 1992). Aquí, las intercalaciones consisten en margas de color crema o pardo y en capas delgadas de dolomía. Los trilobites son, con los datos conocidos, más abundantes al noroeste indicando las áreas menos protegidas. Dichas intercalaciones consisten en pizarras y margas de aspecto normal; con colores verde-grisáceos. Ese mismo es el caso del área más al norte, cerca de Borobia, donde los miembros inferior y medio presentan calizas. Además, en la parte alta del miembro inferior aparecen masas de algas del género *Epiphyton* de unos centímetros de diámetro que no se encontraban en ninguna otra localidad. Parece pues que sería entre el norte y el noroeste de la región donde existirían, por lo menos temporalmente, un medio con condiciones más idóneas para las comunidades fósiles. Al sureste del río Jalón, entre el Frasnó y Codos, las intercalaciones también son pizarras pero sin fósiles (BARTSCH, 1966; SCHMIDT-THOME, 1973, TEYSSEN, 1980). Es posible que se trate de la continuación de la fa-

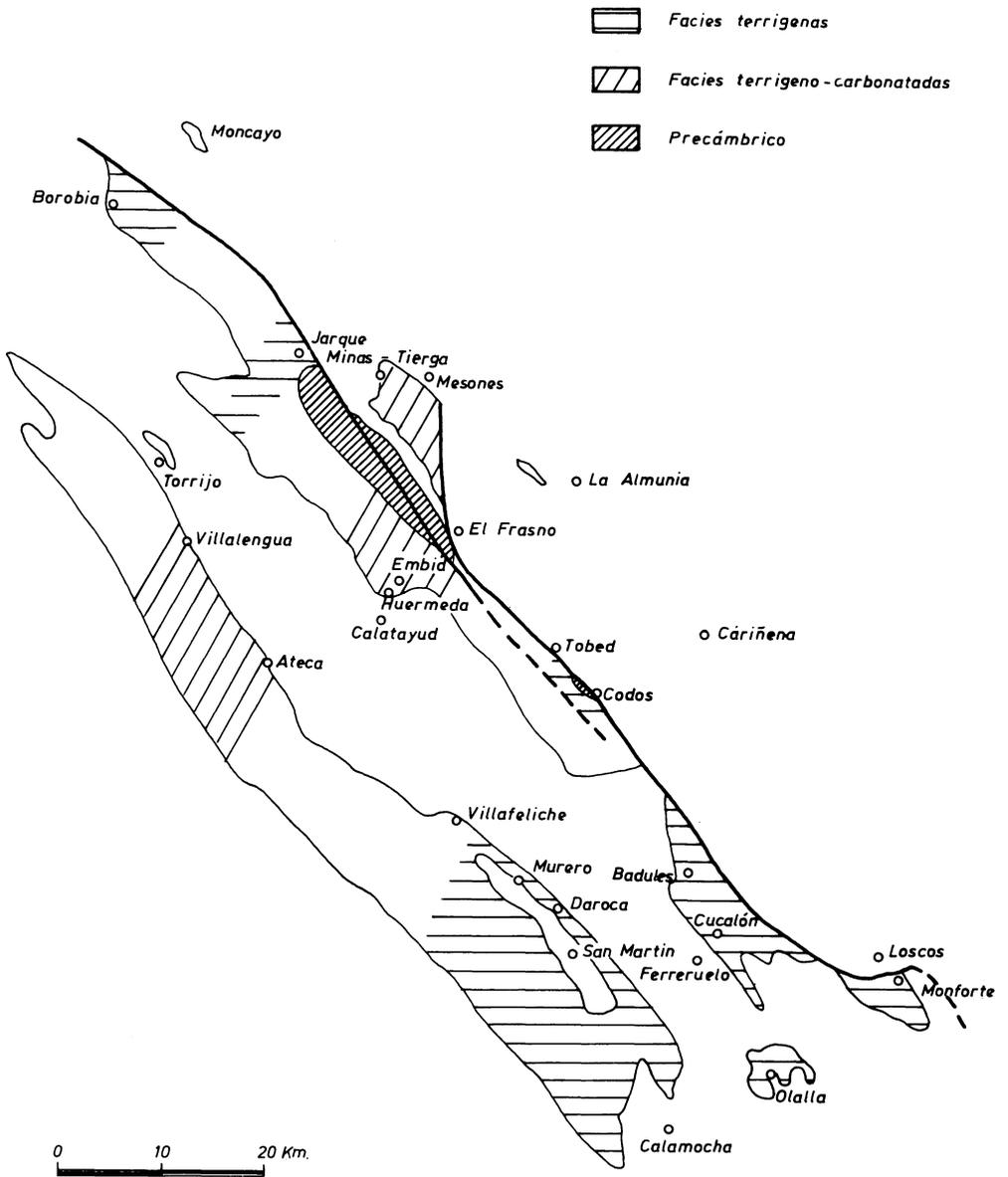


Fig. 7. Distribución de litofacies durante el Ovetiense superior-Marianiense inferior en las Cadenas Ibéricas.

cies que existe entre Brea y Borobia, y por consecuente de la misma posición paleogeográfica. Sin embargo, sin conocimientos detallados de la Formación Ribota más al sur y suroeste, donde los afloramientos existentes son insuficientes, es imposible insistir sobre este punto.

Las formaciones Huérmeda y Daroca. LOTZE (1929) distinguió entre las Pizarras de Huérmeda y la Cuarcita de Daroca y se las trata aquí como formaciones distintas aunque se las podría también considerar como una misma formación, porque en ciertas áreas se distinguen poco y el límite entre las dos no es neto. Por la misma razón, los espesores de las dos formaciones que citan los diferentes autores no son siempre iguales.

En el sur de la región (LOTZE, 1961; SCHEUPLEIN, 1970) se diferencian siempre bien las pizarras de la Formación Huérmeda de las areniscas de la Formación Daroca, y el espesor de cada formación es de 100 m. o poco más.

Cerca de Huérmeda, la Formación Huérmeda tiene un espesor de 95 m. (SCHMIDT-THOME, 1973), y en su parte alta se acerca ya bastante a la litología de la formación siguiente porque las intercalaciones de areniscas son abundantes; además, la Formación Daroca presenta más lutitas que al sur. Al noroeste de Ateca, la Formación Daroca es muy rica en lutitas y así no se distingue mucho de la Formación Huérmeda, aunque contiene capas de arenisca cementada. Es la única parte de la región donde se encuentran indicaciones de un carácter conglomerático, porque cerca de la base, la arenisca contiene guijarros de cuarzo grandes y bien redondeados (SCHMIDT-THOME, 1968; SCHMITZ, 1971). ALIAGA (1968) menciona conglomerados también en el área entre los ríos Jalón y Aranda, al norte de Huérmeda, pero no dice nada acerca de su naturaleza y, así, no se conoce si se trata de conglomerados de materiales ajenos a la cuenca o intraformacionales. Igual que en la Formación Ribota, en el área al norte de

Ateca es donde se encuentran los espesores más bajos de toda la región (SCHMITZ, 1971) para las dos formaciones juntas.

En el norte de la región, en Jarque, las dos formaciones se distinguen poco porque en la Formación Daroca la arenisca es paulatinamente reemplazada por sedimentos de grano fino y las capas de arenisca dura desaparecen. Aún más al norte, en el área de Borobia, la separación entre ambas formaciones, poco aparente en campo, viene dada por la entrada de materiales arcóscicos, a la vez que aparecen los primeros niveles métricos de areniscas. Los espesores son de 76 m. para la Formación Huérmeda y 126 m. para la Formación Daroca (GAMEZ *et al.*, 1991).

Los fósiles indican otra diferencia de facies entre el norte y el sur de la región, especialmente los trilobites que son frecuentes y hasta abundantes en todas las áreas al norte del río Jalón, sobre todo en la parte baja de la Formación Huérmeda mientras al sur del río Jalón son raros.

La interpretación paleogeográfica de SCHMIDT-THOME (1968 y 1973) era que los sedimentos de las dos formaciones venían del este y, en consecuencia, que allí se encontraba un terreno expuesto a la erosión. Esa conclusión se basa en las diferencias existentes respecto al espesor y al contenido de arena entre el área de Badules-Loscocos y la de Ateca. Pero al incluir en este esquema las areniscas de Daroca, situadas al SO, parece que los sedimentos venían más bien del sureste, si no del sur o hasta del suroeste; además, la abundancia de fósiles en el norte indica que el mar abierto se hallaba en esa dirección. Del mismo modo SCHEUPLEIN (1970) llegaba a la conclusión para el área de Daroca y Calamocha de que los sedimentos venían del sureste, lo que estaría también de acuerdo con la distribución de las facies (Figs. 8 y 9).

Las formaciones Valdemiedes, Mansilla y Murero. Utilizadas con diferentes criterios en el pasado, la definición formal de estas unidades se encuentra en LIÑAN *et al.*

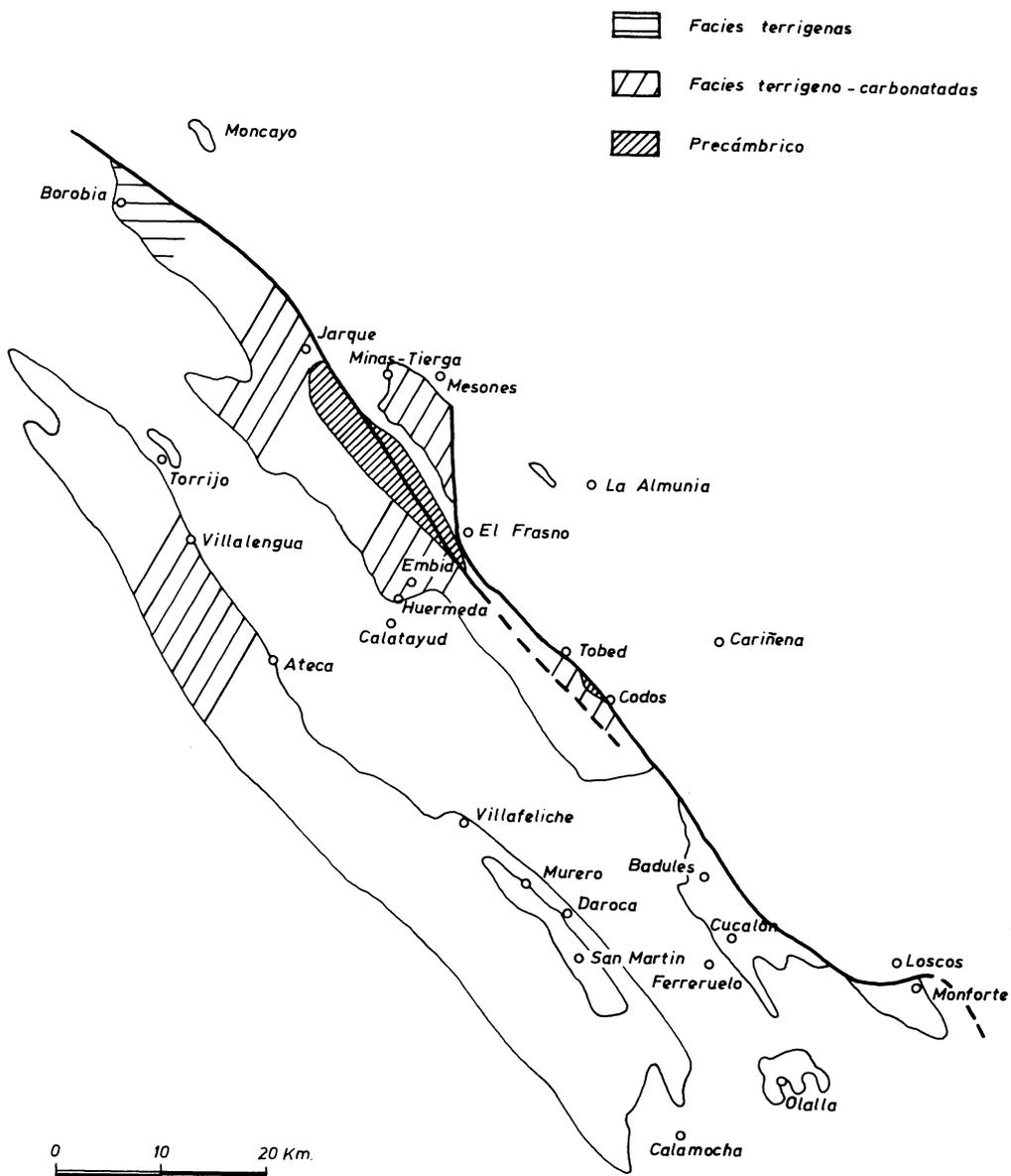


Fig. 8. Distribución de litofacies durante el Marianiense superior-Bilbiliense inferior en las Cadenas Ibéricas.

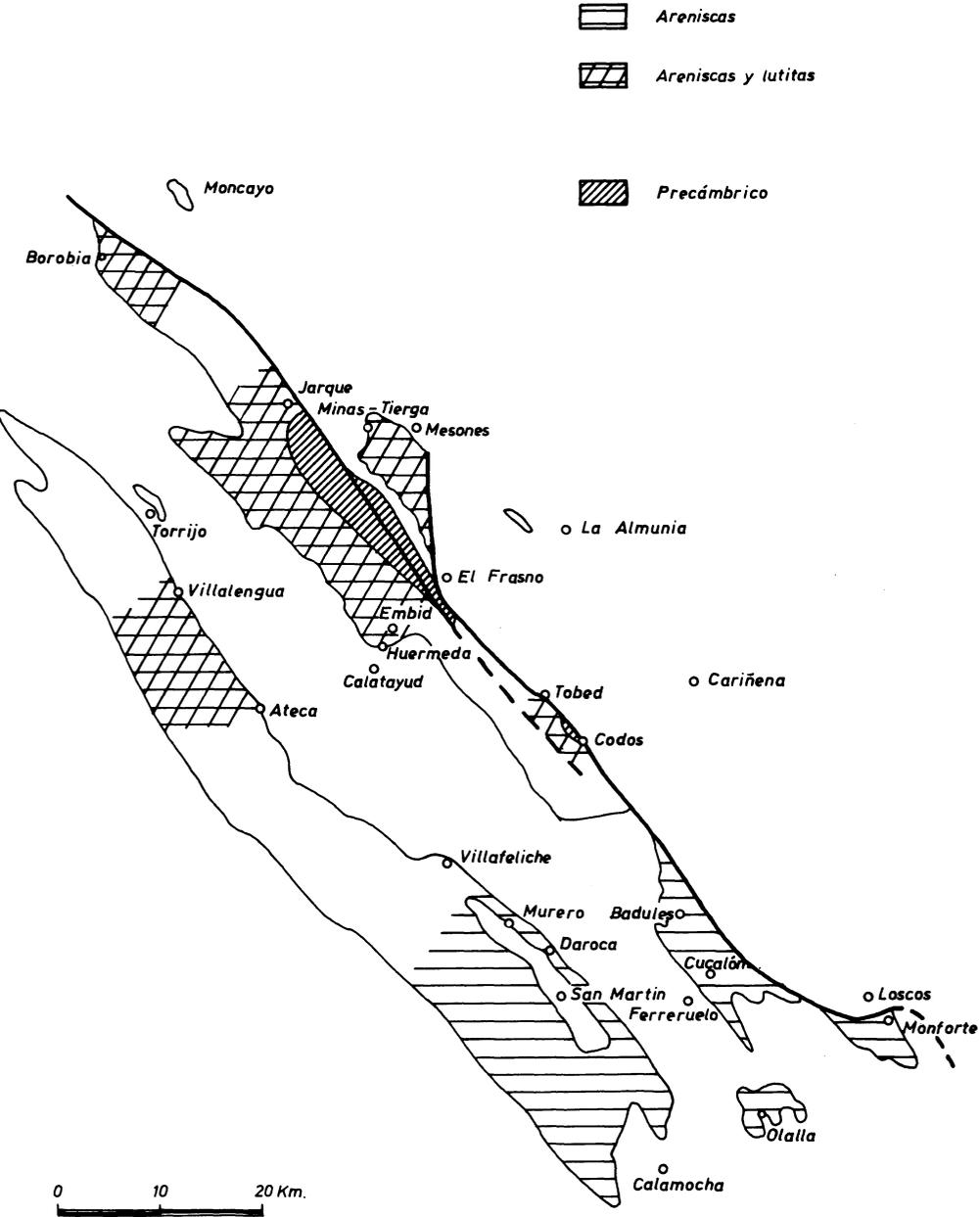


Fig. 9. Distribución de litofacies durante el Bilbiliense en las Cadenas Ibéricas.

(1992). Representan la última parte de la sucesión cámbrica de la región con una sedimentación importante de carbonatos. Las dos primeras formaciones representan una secuencia bastante irregular, con rápidos cambios de facies, de pizarras, capas delgadas de dolomía y caliza en forma de marga (dando colores amarillos al terreno), de lentejones irregulares o hasta de bancos gruesos. La Formación Murero, en cambio, es mucho más uniforme, pizarras de color gris-verde, raramente violado, entre las que se intercalan nódulos carbonáticos, y a veces areniscas finas. En medio sedimentario de las Formaciones Valdemedes, Mansilla y Murero debió ser sublitoral si tenemos en cuenta las asociaciones fósiles que contienen. Juzgando por el desarrollo de los agnóstidos y los sedimentos, el medio de la Formación Murero fue más abierto y algo más profundo, de salinidad normal y uniforme en toda la región. La ausencia de fauna en la parte del sur de la región se debe, sobre todo, a la presencia de una deformación tectónica mucho más prominente, asociada con un cierto grado de metamorfismo (J. ALVARO, com. pers.), aunque no se descarta que existieran diferencias ambientales que influyeran en la fauna.

Formación Murero	pizarras verdes con nódulos calcáreos
Formación Mansilla	dolomía roja y pizarras moradas
Formación Urbión	pizarras verdes con nódulos carbonáticos y dolomías
Formación Riocabado	pizarras y dolomías

Las inferiores Pizarras de Riocabado y la Formación Urbión representan litología y espesor intermedios entre las potentes series carbonatadas de Aragón que se sitúan por debajo del miembro II de la Formación Valdemedes (Abigarradas del Jalón, Dolomía del Ribota, Capas de Huérmeda, Areniscas de Daroca y miembro I de la Formación Valdemedes) y las más condensadas y calcáreas que constituyen la Formación Láncara (Zona Cantábrica) y la Formación Vegadeo

La Sierra de la Demanda

En esta región al igual que en la región cantábrica aparece el litosoma carbonatado constituido por calizas y dolomías entre las que se intercalan niveles siliciclásticos. La serie estratigráfica general se conoce ya desde el trabajo de SCHRIEL (1930), matizada posteriormente por LOTZE (1961); pero son COLCHEN (1974); JOSOPAIT & SCHMITZ (1971) y PALACIOS (1980 y 1982) quienes realizan cortes estratigráficos más detallados dentro del litosoma carbonatado. Con todo, los datos bioestratigráficos y sedimentológicos conocidos son relativamente escasos en relación con las otras regiones estudiadas aquí, debido fundamentalmente al estilo tectónico, por lo que el tratamiento se hará con menor profundidad. Los datos conocidos apuntan hacia una relación más estrecha con la región aragonesa que con la Cantábrica, por lo que cuando podamos seguiremos a LOTZE (1961) y LIÑAN *et al.* (1992) y utilizaremos la terminología de las Cadenas Ibéricas de Aragón.

Los niveles de calizas aparecen en la parte superior de las Pizarras de Riocabado (COLCHEN, 1974) y terminan en la Formación Murero. Las litofacies son como siguen:

(zona Asturoccidental-Leonesa). Aunque faltan datos paleontológicos y estratigráficos para abordar un estudio detallado de esta formación, los niveles calcáreos de las Pizarras de Riocabado con equinodermos sugieren el comienzo con barras dolomíticas de una plataforma marina somera en el Ovetiense o Marianiense, hasta que con el depósito de las dolomías de la formación Mansilla se instituye definitivamente la plataforma carbonatada. No tenemos datos del mo-

mento en que ocurrió. El único dato paleontológico procede de calcolesquitos del techo de la Formación Mansilla, donde PALACIOS (1982) cita la aparición de *Badulesia tenera* nos confirma el comienzo de la destrucción de la plataforma en el subpiso Badulesia. La presencia de *Solenopleuropsis* en el techo de la Formación Murero sugiere que fue en el subpiso Solenopleuropsis cuando la plataforma carbonatada dio paso a una plataforma siliciclástica que perduraría hasta el Ordovícico.

CONCLUSIONES GENERALES

Al inicio del Cámbrico, una amplia plataforma de margen pasivo (ZAMARREÑO, 1983) se situaba en la Cuenca Cantábri-Ibérica (LOTZE, 1961) es decir, en lo que hoy es la región cantábrica y su prolongación a lo largo del actual Sistema Ibérico. Con el avance de la transgresión cámbrica fueron depositándose grandes espesores de sedimentos siliciclásticos procedentes del este y del nordeste, donde estaría situada el área fuente (OELE, 1964; JARITZ & WALTER, 1970; SCHMIDT-THOME, 1973); al principio en un régimen litoral y más tarde en un régimen sublitoral. Los espesores aumentaban de este a oeste alcanzando los máximos valores en el dominio Navia-Alto Sil, para ir disminuyendo progresivamente hacia el sureste de los Dominios de Mondoñedo y Caurel. Hacia el sur, los espesores eran también menores en el Sistema Ibérico (Sierra de Demanda y Cadenas Ibéricas) aunque no llegaron a alcanzarse tasas tan bajas como en el Dominio Caurel. Ello sugiere condiciones sedimentarias semejantes para toda la cuenca durante el Cordubiense y el Ovetiense Inferior, con la única excepción del sur de la región cantábrica que hacia la mitad del Cordubiense presentaba condiciones más protegidas dando lugar a depósitos de carbonatos, en una cuenca que no coincidió con la estructuración actual en dominios.

Los datos bioestratigráficos sugieren que el límite superior de este litosoma clástico es ligeramente diacrónico, terminando algo más tarde en las Cadenas Ibéricas (SDZUY, 1971 a, 1987; LIÑAN & SDZUY, 1978), pero dentro de la edad Ovetiense.

Un cambio climático en la cuenca, favorecería la instalación de una plataforma carbonatada, depositándose en la región aragonesa secuencias más potentes, pero también con un mayor contenido en terrígenos, lo que sugiere una mayor subsidencia en la parte sur de la plataforma.

Durante el tiempo que duró el depósito de este litosoma carbonatado (Ovetiense Superior-Caesaraugustiense) las condiciones sedimentarias variaron localmente. Los mejores estudios provienen de la región cantábrica donde en la parte más occidental de la Zona Cantábrica se distingue una secuencia estratigráfica completa de unidades litológicas denominada **facies Los Barrios** mientras al noroeste la secuencia litológica es menos variada (**facies Beleño**) y en la Zona Astur-occidental-Leonesa aún lo es menos (**facies Alto Sil** y **facies Vegadeo**).

El límite superior del litosoma carbonatado también es diacrónico. Como ya se ha dicho (SDZUY, 1968; ZAMARREÑO, 1972), en general se observa una gran variación de edad dentro del área de depósito de la facies Los Barrios (Dominios La Sobia-Bodón y Somiedo-Correcilla) y una variación menor en las áreas de la facies Beleño (Dominio Ponga) y facies Alto-Sil (parte sur del Dominio Navia-Alto Sil), que está comprendida dentro del subpiso Solenopleuropsis. En el área de depósito de las facies Vegadeo (parte norte del Dominio Navia-Alto Sil, Dominio Mondoñedo y probablemente Dominio Caurel) los datos actuales indican que la sedimentación carbonatada terminó en el subpiso Subacadolenus.

Los trilobites asociados a estas facies carbonatadas nos indican una edad de depósito variable para cada unidad litológica, según la localidad de que se trate, por lo que probablemente existiera una compartimen-

tación de zócalo producida durante una etapa distensiva, que es secundaria a las estructuras hercínicas que separan los dominios y que sería responsable, al menos parcialmente, de estas diferencias faciales.

Dentro de Aragón, el análisis facial y el registro de trilobites contenidos en el litosoma carbonatado indicarían una procedencia de los sedimentos del sur y condiciones de mar más abierto hacia el norte, al final del Cámbrico Inferior (Bilbiense). Ello podría explicar, en parte, la ausencia de arqueociatos y agnóstidos en el Cámbrico Inferior de las Cadenas Ibéricas y Sierra de la Demanda, mientras que están presentes en la parte alta del Cámbrico inferior de algunas localidades de la región Cantábrica.

En el Cámbrico medio, el modelo paleogeográfico de esta plataforma carbonatada es más complejo (Fig. 3). Depósitos selectivos tienen lugar en la región Cantábrica donde se produce un cambio gradual de condiciones muy someras a condiciones de más profundidad durante el tiempo correspondiente al subpiso Subacadolenus. En este momento, los dominios La Sobia Bodón y Somiedo-Correcilla debieron constituir un alto fondo, donde se depositaba la caliza griotte, procedente del oeste, el cual iría progresivamente reduciendo su extensión de norte a sur hasta desaparecer completamente en la mitad o en la parte superior del subpiso Solenopleuropsis. En la Sierra de la Demanda y en la región aragonesa, la plataforma carbonatada culmina en el Leonense con un depósito carbonatado en condicio-

nes más someras. A continuación se inicia diacrónicamente el recubrimiento de la plataforma carbonatada, durante el tiempo correspondiente a los subpisos Acadolenus y Badulesia, dando lugar a depósitos de nódulos carbonatados y terrígenos finos, proceso que concluye finalmente durante el subpiso Solenopleuropsis.

Por último, el estudio de la distribución de facies dentro de estos dos litosomas indican que durante el Cámbrico Inferior y Medio, los cambios de facies siguen sólo parcialmente las directrices de las estructuras hercínicas (al sur y al norte son oblicuas) lo que limita la fiabilidad de los datos paleogeográficos cuando se extrapolan a grandes distancias a través de las estructuras tectónicas mayores.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a J. Alvaro y J. A. Gámez (Univ. de Zaragoza) sus comentarios al manuscrito original. Este trabajo ha sido subvencionado por la DGICYT, Proyectos PB86-O181 y PB90-CO-01; y es una contribución al Proyecto 319 «Global Palaeogeography of Late Precambrian and Early Palaeozoic» del Proyecto Internacional de Correlación Geológica (PICG) de la IUGS/UNESCO. La ayuda de estancia en la Universidad de Würzburg que disfrutó E. Liñán dentro del Programa Europa (CAI-CONAI) contribuyó a un mejor desarrollo de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ALIAGA, A. (1968). Geologische Untersuchungen in den Östlichen Iberischen Ketten nördlich des Rio Jalón (Zaragoza-Spanien). *Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Univ. Münster*: 1-99 (inédito).
- ARAMBURU-ZABALA, C. (1989). El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (N.O. de España). *Tesis Doctoral. Univ. Oviedo*: 600 pág. (inédito).
- ARAMBURU, C.; TRUYOLS, J.; ARBIZU, M.; MENDEZ-HEVIA, I.; ZAMARREÑO, I.; GARCIA-RAMOS, J. C.; SUAREZ DE CENTI, C. y VALENZUELA, M. (1992). El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. En: GUTIERREZ MARCO, J. C.; SAAVEDRA, J. & RABANO, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*, Univ. de Extremadura: 397-422.
- BARTSCH, G. (1966). Geologische untersuchungen in den Östlichen Iberischen Ketten zwischen Rio Jalón und der Strasse Miedes-Codos-Cariñeña (Spa-

- nien). *Diss. Univ. Münster*: 1-127, 27 fig., 6 lám. (inédito).
- CARLS, P. (1983). La Zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. *Libro Jubilar J. M. Ríos, I.G.M.E.* 3, 11-32.
- COLCHEN, M. (1974). Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, España). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 85, part. 1 texto: 1-436, part. 2 láms.
- CRIMES, T. P.; LEGG, I.; MARCOS, A.; ARBOLEYA, M. L. (1977). ?Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. In: Trace fossils 2 (T. P. Crimes & J. C. Harper Edit), *Geol. Journ. Special Issue*, 9: 91-138.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1970). Sur la découverte d'Archéocyathes dans le Cambrien du NW de L'Espagne. *Breviora Geol. Astúrica*, 14(1): 1-11.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1975). Sur la faune d'Archéocyathes de la formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des faciès carbonatés dans le NW de L'Espagne. *Breviora. Geol. Astúrica*, 19(2): 17-27.
- EVERS, H. J. (1967). Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 41: 83-151.
- FARBER, A. (1958). Stratigraphie und Tektonik der Westasturischen Küste zwischen den Flüssen Navia und Nalón (Spanien). *Diss. Math. Naturw. Fak. Univ. Munster*: 1-140 (inédito).
- FARBER, A. & JARITZ, W. (1964). Die Geologie des Westasturischen Küstengebietes. *Geol. Jb.*, 81: 679-783.
- FEDONKIN, M.; LIÑAN, E.; PEREJON, A. (1985). Icnofósiles de las rocas precámbrico-cámbricas de la Sierra de Córdoba. España. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 81: 125-138 (1983).
- GAMEZ, J. A.; FERNANDEZ-NIETO, C.; GOZALO, R.; LIÑAN, E.; MANDADO, J. & PALACIOS, T. (1991). Bioestratigrafía y evolución ambiental del Cámbrico de Borobia (Provincia de Soria. Cadena Ibérica Oriental). *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe* 16, 251-271.
- GOZALO y LIÑAN (1988). Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estud. Geol.* 44: 339-404.
- GUILLOU, J. J. (1970). Les magnésites cambriennes de Pacios (Province de Lugo-Espagne) leur environnement paléogéographique, *Bull. B. R. G. M.* (sec. 3), 3: 20.
- JARITZ, W. & WALTER, R. (1970). Faziesuntersuchungen in Altpaläozoikum Nordwest-Spaniens/Asturien und Prov. Lugo. *Geol. Jb.*, 88: 509-552.
- JOSOPAIT, V. & SCHMITZ, U. (1971). Beitrag zur Stratigraphie im Unter und Mittelkambrium der Sierra de la Demanda (NE-Spanien). *Münster. Forsch. Geol. Palaont.*, 19: 85-99.
- JULIVERT, M.; PELLO, J. & FERNANDEZ-GARCIA, L. (1968). La estructura del manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos Geol., Univ. Oviedo*, 2: 1-43.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; MARTINEZ, F. & PULGAR, J. A. (1977). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, hoja núm. 27 (Tinceo). *Inst. Geol. Min. España*. Memoria: 1-28. (Mapa por M. Julivert, A. Marcos & J. A. Pulgar).
- LIÑAN, E. (1984). Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa Morena. *Cuad. Lab. Xeolóx. Laxe*, 8: 283-213.
- LIÑAN, E. & GOZALO, R. (1986). Trilobites del Cámbrico inferior y medio de Murero (Cordillera Ibérica). *Mem. Museo Paleont. Univ. Zaragoza*, 2: 1-104, 37 lám.
- LIÑAN, E.; GOZALO, R.; GAMEZ, J. A. & ALVARO, J. (1992). Las formaciones del Grupo Mesones (Cámbrico Inferior-Medio) en las Cadenas Ibéricas. *Actas III Congreso Geológico de España*, 1: 517-523. Salamanca.
- LIÑAN, E.; PEREJON, A. & SDZUY, K. (en prensa). The Lower-Middle Cambrian Stages from Iberian Peninsula. A revision. *Geol. Magaz.*
- LIÑAN, E. & SDZUY, F. (1978). A trilobite from the Lower Cambrian of Córdoba (Spain) and its stratigraphical significance. *Senck. Letbaea*, 9 (4-6): 387-399.
- LIÑAN y TEJERO (1981). Las formaciones precámbricas del antiformal de Paracuellos (Cadenas Ibéricas). *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.)*, 84 (1-2): 39-49.
- LOTZE, F. (1929). Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gött. math.-phys. kl. (n-s)*, 14 (2): 320 pp. Traducción española por M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA. Estratigrafía y Tectónica de las Cadenas Paleozoicas Celtibéricas. *Publ. Extranj. Geol. Esp.*, 8: 313 pp., Madrid, 1955.
- LOTZE, F. (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie *Akad. Wiss. Lit. Abh. math.-naturw. Kl.*, 6: 1-216. Traducción española por J. GOMEZ DE LLARENA. El Cámbrico de España. *Mem. Inst. geol. Min. España*, 75, 1-256. Madrid, 1970.
- MANSOURIAN, E. (1974). Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes im Raume Murero/Atea/Montón in den Weslichen Iberischem Ketten. *Diplom. Univ. Würzburg*: 98 pag. (inédito).
- MARCOS, A. (1967). Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (Región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología, Univ. Oviedo* 1, 39-46.
- MARCOS, A. (1968). La tectónica de la Unidad de la Sobía-Bodón. *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 2: 9-87.
- MARCOS, A. (1973). Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias

- (NW de España). *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 6: 1-113.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1981). Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (sector Oeste de la zona Asturoccidental-Leonesa). *Tesis Univ. Salamanca*: 1-317.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1985). Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (sector Oeste de la zona Asturoccidental Leonesa). *Corpus Geologicum Gallaciae*, 2: 1-291.
- MATTE, Ph. (1968). La estructura de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 44: 1-128.
- OELE, E. (1964). Sedimentological aspects of four lower Paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain). *Leidse Geol. Mededelingen*, 30: 1-99.
- PALACIOS, T. (1980). Nuevos datos bioestratigráficos sobre el Paleozoico inferior de la Sierra de la Demanda (La Rioja). *Estudios Geológicos*, 36: 413-419.
- PALACIOS, T. (1982). El Cámbrico entre Viniegra de Abajo y Mansilla. *Biblioteca de Temas Riojanos*, 48, 1-86, 9 fig., 6 lám.
- PALACIOS, T. & VIDAL, G. (1992). Lower Cambrian acritarchs from northern Spain: the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications. *Geol. Magaz.*, 129 (4): 421-436.
- PAULD, D. (1969). Erläuterungen zur geologischen Kartierung zwischen Ferreruella del Huerva und Badenas in den Östlichen Iberischen Ketten (NO-Spanien). *Diplom. Univ. Würzburg*. 82 pág. (inédito).
- PEREZ-ESTAUN, A. (1978). Estratigrafía y estructura de la rama S de la Zona Asturoccidental-Leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92: 1-151.
- QUARCH, H. (1967). Erläuterungen zur geologischen Kartierung in den Östlichen Iberischen Ketten (Nordost-Spanien). *Diplom. Univ. Würzburg*, 115 pag., 64 fig. (inédito).
- RUIZ, F. (1971). Geología del sector N del anticlinorio del Narcea. *Breviora Geol. Astúrica*, 15 (3): 39-46.
- RUPKE, J. (1965). The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Mededelingen*, 32: 1-74.
- SCHEUPLEIN, R. (1970). Stratigraphie un Tektonik der Schichtenfolge im Raume Daroca/Calamocha (Westliche Iberische Ketten, NE-Spanien). *Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Munster*: 1-115 (inédito).
- SCHMIDT-THOME, M. (1989). Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkambrium in dem Iberischen Ketten (NE-Spanien). *Unveröff. Diss. Würzburg*, 141 pág., 11 fig., 3 tab., 7 lám. (inédito).
- SCHMIDT-THOME, M. (1973). Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkambrium den Iberischen Ketten (Nordost-Spanien). *Geol. J. b.*, (ser. B) 7: 3-43.
- SCHMITT, M. (1974). Erläuterungen zur geologischen Kartierung Zwischen Atea-Valconcha in den Westlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). *Diplom. Univ. Würzburg*. 90, pág. 50 fig., 2 lám. (inédito).
- SCHMITZ, U. (1971). Stratigraphie und Sedimentologie im Kambrium und Tremadoc der Westlichen Iberischen Ketten nordlich Ateca (Zaragoza), NE Spanien. *Munsters. Forsch. Geol. Paläont.*, 22: 1-123.
- SCHRIEL, W. (1930). Die Sierra de La Demanda und die Montes Obarenses. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math.-phys. Kl. (n. s)* 16(2), 463-457.
- SDZUY, K. (1961). Das kambriun Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit. Abh. math. naturwiss. Kl.*, 7-8: 217-408 (499-690).
- SDZUY, K. (1967). Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 1: 77-103.
- SDZUY, K. (1968). Biostratigrafía de la griotte cámbrica de los barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 2: 45-67.
- SDZUY, K. (1971 a). Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica. I. *Congr. Hispano-Luso-Americano, Geol. Econ.*, sec. 1, Geol. 2: 753-768.
- SDZUY, K. (1971 b). La subdivisión biostratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. I. *Cong. Hispano-Luso-Americano, Geol. Econ.*, sec. 1, Geol., 2: 769-782.
- SDZUY, K. (1987). Trilobites de la base de la formación del Jalón (Cámbrico inferior) de Aragón. *Revista Española de Paleontología*, 2: 3-8.
- TEYSSSEN, T. (1980). Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes SE Codos in den Östlichen Iberischen Ketten (NE Spanien). *Dipl. Univ. Würzburg*: 125 pag., 1 fig., 3 lám. (inédito).
- VALENZUELA, J. I.; GAMEZ, J. A.; LIÑAN, E. & SDZUY, K. (1990). Estratigrafía del Cámbrico de la región de Brea. Cadena Ibérica Oriental. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 85: 45-54.
- WALTER, R. (1966 a). Resultados de investigaciones geológicas en el Noroeste de la Provincia de Lugo (NO de España). *Notas Com. Inst. Geol. Min. España*, 89: 7-16.
- WALTER, R. (1966 b). Die Entwicklung des Altpaläozoikums in Nordost-Galicien (NW Spanien). *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 115: 919-920.
- WALTER, R. (1968). Die Geologie in der Noröstlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien). *Geol. Forsch.*, 27: 3-70.
- ZAMARREÑO, I. (1972). Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona cantábrica (NW España) y su distribución paleogeográfica. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 5, 1-118.
- ZAMARREÑO, I. (1975). Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. En Ginsburg R. N. (Ed.), *Tidal deposits: A casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer-Verlag, Berlin, 323-332.
- ZAMARREÑO, I. (1978). Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España.

- ña. *Cuad. Semin. Est. Cerám. Sargadelos*, 27, Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico, Ed. hom. I. Parga Pondal, 287-311.
- ZAMARREÑO, I. (1981). Lower Cambrian Stromatolites from northwest Spain and their paleoenvironmental significance. En: Monty, C. L. (Ed.), *Phanerozoic Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlín, 5-18.
- ZAMARREÑO, I. (1983). El Cámbrico en el Macizo Ibérico. En COMBA, J. A. (coord.). libro Jubilar J. M. Rios, 1 *I.G.M.E.*, Madrid, 117-191.
- ZAMARREÑO, I. & JULIVERT, M. (1967). Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 1: 135-163.
- ZAMARREÑO, I. & PEREJON, A. (1976). El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España): tipos de facies y faunas de Arqueociatos. *Breviora Geol. Astúrica* 20 (2): 17-32.
- ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J. L.; BELLAMY, J. & RABU, D. (1975). Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España). *Breviora Geol. Astúrica*. 19 (3): 40-48.
- ZAMORA, A.; MANDADO, J.; TENA, J. M.; AUQUE, L. F. & GIMENO, M. J. (1992). Estudio Geoquímico de los materiales carbonatados de la Formación Ribota (Cadena Ibérica Oriental, provincias de Zaragoza y Soria). *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura* 1, 150-151.

Recibido, 27-IV-93
Aceptado, 30-VI-93