

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA SUCESIÓN WESTFALIENSE DEL BORDE SURESTE DE LA CUENCA CARBONÍFERA CENTRAL (ZONA CANTÁBRICA, N DE ESPAÑA)

P. BARBA (*)
J.R. COLMENERO(*)

RESUMEN.- La sucesión Westfaliense de la Cuenca Carbonífera Central presenta alta variabilidad lateral y vertical de facies, con frecuentes intercalaciones carbonatadas y detríticas en series eminentemente detríticas, las primeras se hallan concentradas fundamentalmente en la parte inferior (Grupo Lena) y las segundas, junto a frecuentes capas de carbón explotables, en la unidad superior (Grupo Sama). De acuerdo con estos criterios, y otros estructurales, la Cuenca Carbonífera Central ha sido dividida en subcuencas o sectores caracterizados por poseer sucesiones litoestratigráficas diferentes. De la correlación de las sucesiones presentes en los sectores estudiados y de los mapas de porcentajes litológicos se deduce que existe una progresiva disminución de oeste a este de la Serie carbonífera (desde casi 6000 m a menos de 2000 m), y un aumento del porcentaje de calizas.

La descripción e interpretación de facies y asociaciones de facies ha permitido caracterizar diversos ambientes sedimentarios desde litorales hasta profundos: a) Dentro de los ambientes deltaicos se pueden caracterizar abanicos aluviales costeros, deltas de llanura trenzada y deltas fluviales. b) Dentro de los ambientes marinos someros se diferencian plataformas terrígenas y carbonatadas. c) Dentro de los ambientes marinos profundos plataformas externa y talud sedimentario, márgenes de plataforma carbonatada y abanicos submarinos.

La sucesión Bashkiriense-Moscoviense estudiada muestra una macrosecuencia regresiva, progradacional y granocreciente, de origen aloéclico. Esta se puede dividir en cinco mesosecuencias originadas por la combinación de progradaciones de cuñas clásticas debido a impulsos tectónicos y a las invasiones marinas posiblemente eustáticas. Las secuencias elementales o ciclotemas, están relacionadas con la progradación y abandono de lóbulos deltaicos, de origen autocíclico o aloéclico.

La cuenca carbonífera cantábrica es considerada como una cuenca de antepaís, observándose la movilidad de los depocentros de la cuenca sedimentaria hacia el este como

(*):Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, 37008 Salamanca

respuesta a la movilidad en este mismo sentido del frente de deformación tectónica. Las curvas de subsidencia para varios sectores de la cuenca sedimentaria carbonífera muestran un tramo de menor pendiente correspondiente al Tournaisiense-Viseense que se considera preorogénico; y otro de mayor pendiente, sinorogénico, de edades Namuriense y Westfaliense.

Durante el Bashkiriense se reconoce la existencia de un surco foredeep, un umbral forebulge y dentro de la cuenca trasumbral, localmente, sedimentación condensada. En el Moscoviense se va a dar una etapa de uniformización de la cuenca sedimentaria dándose condiciones de medio marino somero. En el Vereisky y Kashirsky los términos más proximales están constituidos por episodios apilados de llanura deltaica y hacia las partes más externas el medio se mantuvo en una plataforma terrígena con episodios de plataforma carbonatada, en el Kashirsky superior se produce una irrupción en la cuenca de importantes sistemas deltaicos de tipo llanura trenzada y las plataformas carbonatadas más importantes se van a instalar hacia el borde más oriental, en el Kashirsky-Podolsky se da una nueva etapa de expansión de la plataforma carbonatada; durante el Podolsky y Myachkovsky la cuenca sedimentaria ha sufrido ya una importante reducción en su tamaño como consecuencia del avance del frente de deformación del orógeno. Se registra la irrupción en la cuenca sedimentaria de depósitos aluviales, que progradan sobre un medio marino somero a transicional dando lugar a la formación de abanicos aluviales costeros, hacia el interior de la cuenca están sustituidos por los depósitos de deltas de llanura trenzada y deltas fluviales alternantes con episodios de plataforma marina somera desde terrígena a carbonatada, que son dominantes en posiciones más externas de la cuenca..

ABSTRACT.- The Westphalian succession of the Central Coal Basin depicts great lateral and vertical facies variability, with frequent terrigenous and carbonate beds in a predominantly mudstone series. The former are commonly found in the lower part (Lena Group) and the latter accompanied with economic coal seams, in the upper unit (Sama Group). According to these stratigraphic and some structural criterium, the Central Coal Basin has been divided into subbasins or sectors with different lithostratigraphic series. From the stratigraphic correlation of the studied localities and the lithology percentage maps, there is an eastward thinning of the carboniferous serie (from 6000 to less than 2000 m) and an increase on limestone content.

The facies description and interpretation allows the correlation of several sedimentary environments, from coastal to deep ones: a) The deltaic ones are: coastal alluvial fans, braided plain deltas and fluvial deltas. b) In the shallow sea environments both carbonate and terrigenous shelf are distinguished. c) In the deep sea environments, external platform and a carbonate slope and submarine fans.

The studied Bashkirian-Moscovian shows a regressive macrosecuencia, progradational, coarsening upward of alocyclic origin. This can be separated into five mesoscale sequences due to tectonic impulses and to possibility eustatic sea incursions. The cyclothems are related with the progradation and abandon of deltaic lobes of autocyclic or alocyclic origin.

The cantabrian coal basin is considered as a foreland basin, where depocentre mobility forwards the east, as a result of the tectonic deformation front. Subsidence curve in different sectors depict low slopes during Tournaisiense-Viseense, considered preorogenic and higher slopes (sinorogenic) of Namurian-Westphalian age.

During Bashkirian times there is a foredeep, a forebulge with local condensed sedimentation at the «tras umbral» basin. Later, there is an uniformation stage, during Moscovian, with shallow sea conditions. Vereisky and Kashirsky are characterized by stacked delta plain episodes, in the proximal sectors, and terrigenous shelf with carbonate shelf episodes in the external parts. During upper Kashirsky there is an irruption of important deltaic systems, braided plain type and most important carbonate shelf deposits are installed at the western border. A new platform expansion takes place during

Kashirsky-Podolsky. The sedimentary basin undergoes an important tectonic reduction at Podolsky-Myachkovsky as a result of the orogenic deformation front advance. The irruption of alluvial sediments in the basin prograde over a transitional shallow marine environment giving rise to coastal alluvial fans. Towards the basin interior, they are substituted by braided plain deltas and fluvial deltas alternating with shallow marine episodes either terrigenous or carbonatic dominating in the most external sectors of the basin..

Palabras clave: Carbonífero, Cuenca Carbonífera Central, Zona Cantábrica, Estratigrafía, Sedimentología, Cuenca de Antepaís.

Key words: Carboniferous, Central Coal Basin, Stratigraphy, Sedimentology, Cantabrian Zone, Foreland Basin.

1. INTRODUCCION

La Cuenca Carbonífera Central constituye un dominio geológico localizado en la región central de la Zona Cantábrica. Estratigráficamente, este dominio se caracteriza por la gran potencia de las sucesiones carboníferas en él presentes, probablemente superior a 6.000 m. La edad de las mismas varía desde el Tournaisiense al Westfaliense superior y, desde el punto de vista litológico y de facies, puede dividirse en tres tramos.

El inferior agrupa a las series del Tournaisiense y Viseense. Está formado por dos unidades calcáreas de naturaleza condensada, con escasa potencia, apenas unas decenas de metros, y gran uniformidad lateral.

El intermedio está formado por la Caliza de Montaña, que aquí tiene edad Namuriense A y una potencia aproximada de 350 m. Se caracteriza también por una gran homogeneidad litológica y textural en toda el área.

El tramo superior, Namuriense B hasta el Westfaliense D en edad, se caracteriza, contrariamente a lo que ocurre en los tramos anteriores, por poseer una gran potencia y naturaleza fundamentalmente terrígena, con cambios litológicos y de facies muy acentuados.

Este trabajo se ha planteado teniendo como objetivo fundamental el estudio estratigráfico y sedimentológico de la sucesión suprayacente a la Caliza de Montaña en la región sureste de la Cuenca Carbonífera Central y la correlación entre series existentes en los diversos sectores estudiados, y entre ellos y otros dominios de la Zona Cantábrica. La Cuenca Carbonífera Central (Fig. 1) posee una estructura sinformal, con dos sistemas de pliegues cruzados, uno longitudinal al Arco Astúrico y otro radial al mismo. Sus límites son: al oeste, el cabalgamiento del Aramo, separándola de la Unidad del Aramo; al sur, la falla de León la limita con la Unidad de Bodón; al este, el cabalgamiento de Laviana (según JULIVERT, 1971) o la escama de Rioseco (según ÁLVAREZ MARRÓN & PÉREZ ESTAÚN, 1987), sirven de separación con la Unidad del Ponga; al norte, sin ningún accidente tectónico importante, los sedimentos de la cuenca se hunden bajo los depósitos Pérmicos y Mesozoicos de la Depresión Mesozoica de Asturias.

Geográficamente, comprende la parte suroriental de Asturias y la nororiental de León. De la primera, el área de estudio ocupa principalmente el valle del río Aller y de otros ríos tributarios como el Negro, mientras que en León se extiende por los valles altos de los ríos Torío, Curueño, Porma y Esla. Se sitúa por lo tanto entre las cuencas hidrográficas de los ríos cántabros y del Duero.

2. CARACTERES ESTRATIGRÁFICOS DE LA CUENCA CARBONÍFERA CENTRAL EN EL ÁREA ESTUDIADA

La Cuenca Carbonífera Central constituye el dominio tectonoestratigráfico de la Zona Cantábrica en que mayor es el espesor de sedimentos carboníferos (aproximadamente 6.000 m). Su estructura, en amplio sinclinorio cabalgado por el oeste y el sur, hace que las sucesiones basales solamente puedan observarse en el borde oriental, mientras que las superiores aparezcan únicamente en los núcleos de los sinclinales de Sama y El Entrego, situados en el borde NO del Sector Aller-Nalón (Fig. 1.B).

La característica fundamental de los materiales westfalienses de la Cuenca Carbonífera Central es presentar una alta variabilidad lateral y vertical de facies, con frecuentes intercalaciones carbonatadas y detríticas en series eminentemente lutíticas, si bien las primeras se hallan concentradas fundamentalmente en la parte inferior de la sucesión y las segundas, junto a frecuentes capas de carbón explotables, en la unidad superior de la misma ("Carbonífero pobre" y "Carbonífero rico" SCHULZ, 1858; "Assise de Lena" y "Assise de Sama" BARROIS, 1882; "Productivo entre calizas" y "Productivo pizartoso" MARTÍNEZ ÁLVAREZ, 1962, "Formación Lena" y "Formación Sama" GINKEL, 1965; "Grupo Lena" y "Grupo Sama" ALLER, 1986).

Por otro lado, la Cuenca Carbonífera Central ha sido dividida en sectores (RACZ, 1964; SJERP, 1967; GARCÍA LOYGORRI *et al.*, 1971; GARCÍA LOYGORRI, 1974; TRUYOLS *et al.*, 1984; ALLER, 1986; BARBA *et al.*, 1991; BARBA, 1992), según criterios estructurales y litológicos: Riosa-Olloniego, La Justa-Aramil, Aller-Nalón, Piedrafita-Lillo, Lois-Ciguera y Porma (Fig. 1.B).

Los caracteres más importantes de las sucesiones existentes en cada uno de los sectores estudiados en este trabajo, son los siguientes:

2.1. LA SUCESIÓN DEL SECTOR ALLER-NALÓN

El sector Aller-Nalón limita: al este con la Unidad del Ponga y el sector Piedrafita-Lillo mediante el cabalgamiento de Rioseco y la falla de Piedrafita respectivamente; al sur con la Unidad de Bodón mediante la falla de León; al oeste la falla de La Carrera lo separa del sector La Justa-Aramil, la falla de La Peña del sector Riosa-Olloniego y el cabalgamiento del Aramo de la Unidad del mismo nombre. Al norte sus series carboníferas se hunden bajo los materiales mesozoicos de la cuenca Mesozoica terciaria de Oviedo.

Uno de los cortes más característicos de este sector ocurre a lo largo del río Aller. Sus sucesiones fueron descritas por SCHULZ (1858), BARROIS (1882) y ADARO (1926), entre otros, y sirvieron de base para el establecimiento de buena parte de las unida-

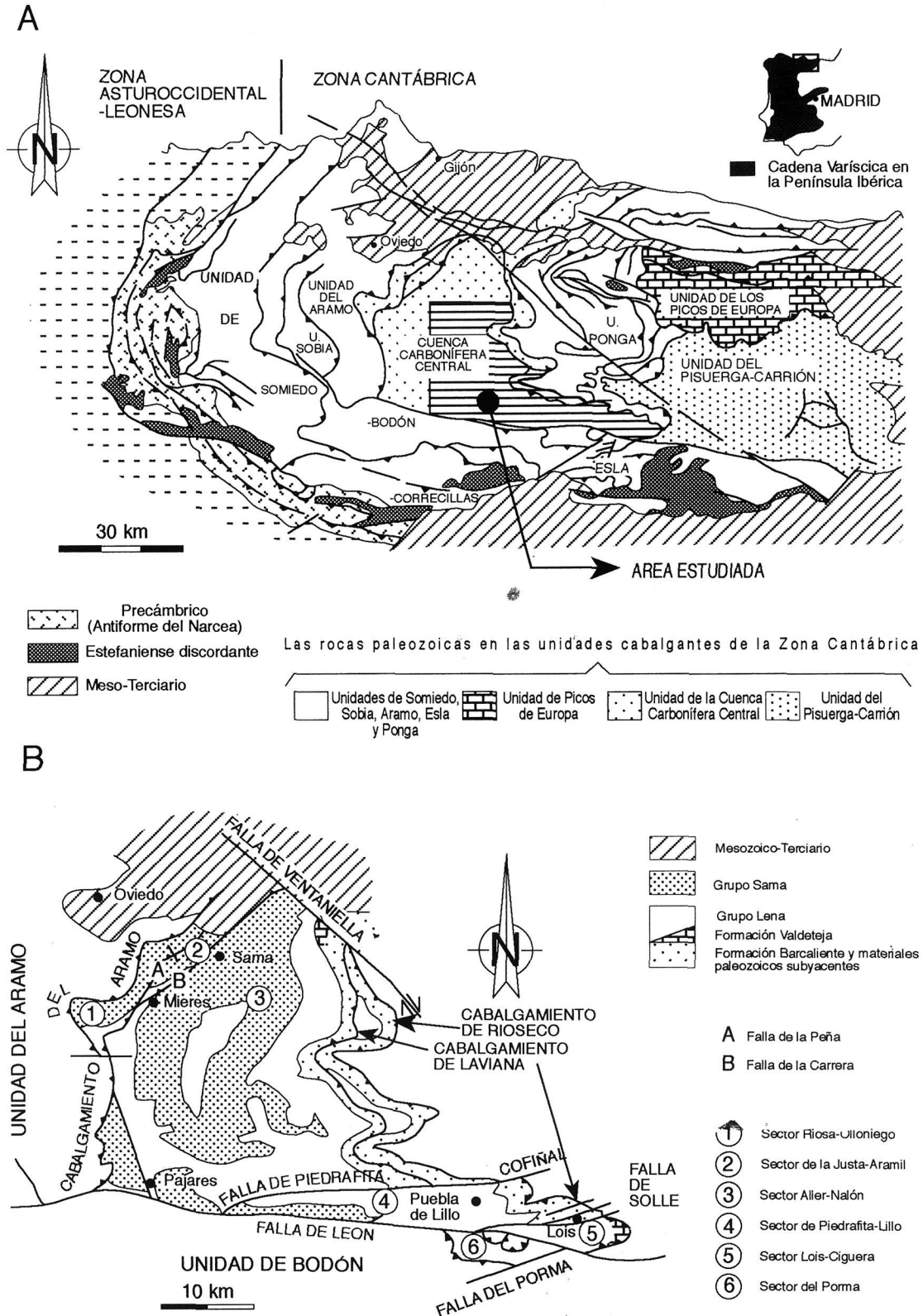



Figura 1: A) Situación geológica del área de estudio (PÉREZ-ESTAÚN et al., 1988). B) División de los diferentes sectores de la Cuenca Carbonífera central según BARBA et al. (1991).




des mineras o *paquetes* con que todavía hoy se reconoce la sucesión estratigráfica de la Cuenca. GARCÍA-LOYGORRI *et al.* (1971), diferenciaron en este sector un total de 13 *paquetes* (Fig. 2.A) a los que denominaron de muro a techo: Fresnedo, Levinco, Llanón, Tendeyón, Caleras, Generalas, San Antonio, María Luisa, Sotón, Entrerregueiras, Sorriego, Modesta y Oscura, de los que sólo afloran en el borde sur oriental de este sector los 10 *paquetes* basales. Los caracteres litológicos más importantes de los diferentes *paquetes* son:

LEYENDA PARA TODAS LAS FIGURAS




ESTRUCTURAS INORGÁNICAS

-  Laminación paralela
-  Flaser
-  Lenticular
-  Laminación de ola
-  Laminación de ripples climbing
-  Estratificación cruzada planar
-  Estratificación cruzada en surco
-  Imbricación de clastos






ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN

-  Slumps
-  Ball and pillow
-  Load cast




ESTRUCTURAS EROSIONALES

-  Flute casts
-  Groove cast
-  Bounce, prod cast

OTROS COMPONENTES

-  Nódulos, concrecciones de chert
-  Oolitos
-  Intraclastos
-  Oncoides
-  Pellets

ESTRUCTURAS ORGÁNICAS

-  Bioturbación
-  Burrows
-  Raíces

FLORA

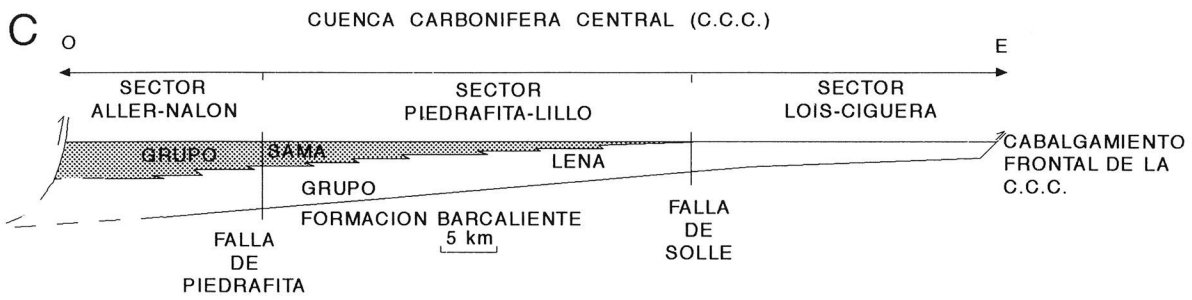
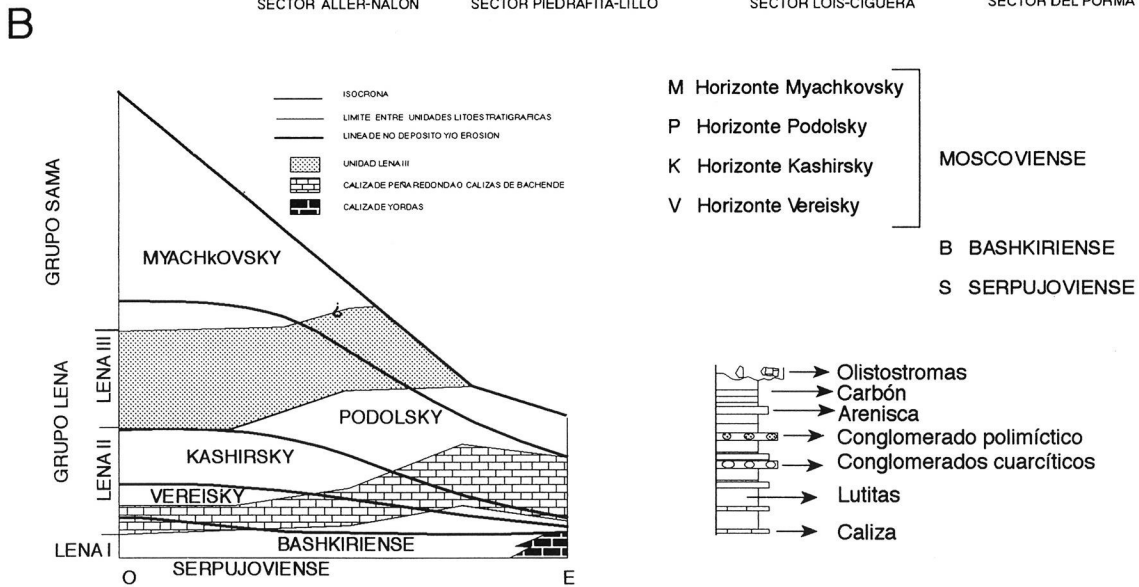
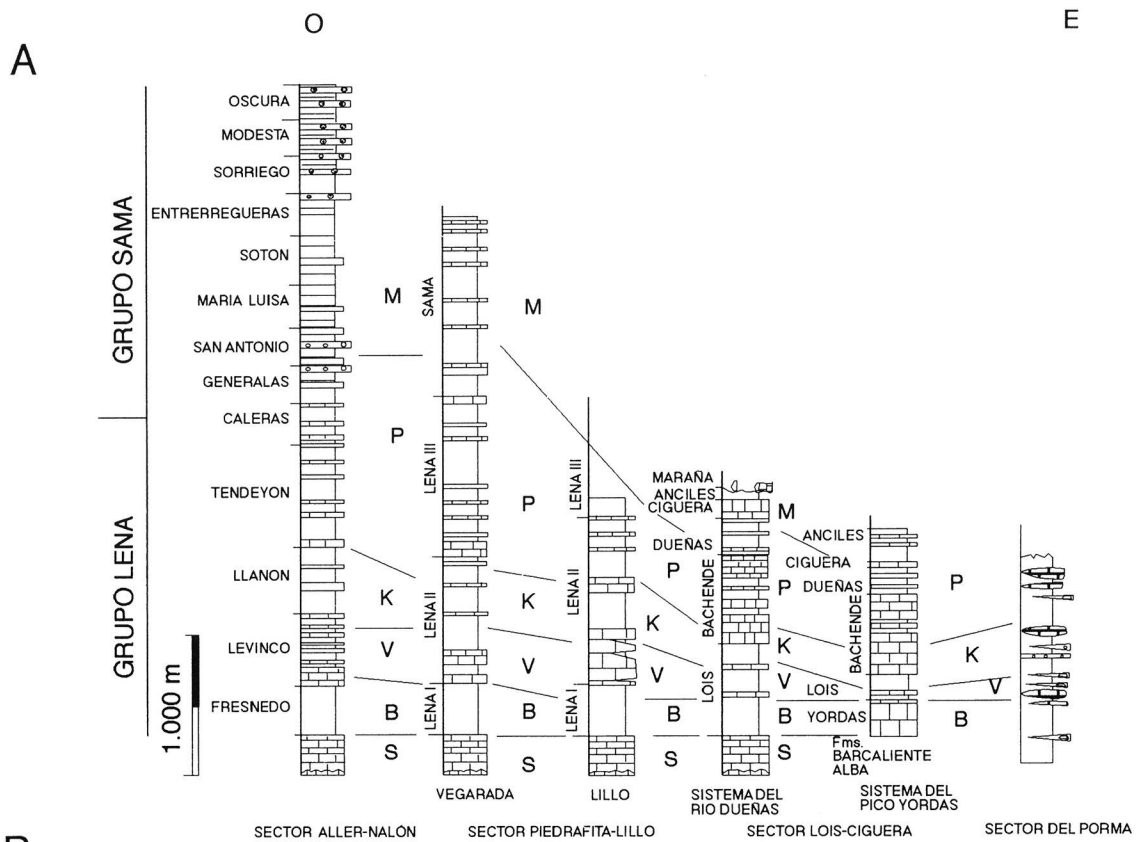
-  Algas
-  Beresellinae
-  Dasicladaceas
-  Filoides
-  Ungdarellacea
-  Rodofíceas
-  Donezellas
-  Tubífites
-  Restos de plantas (macrofitas)
-  Troncos

FAUNA

-  Fauna en general
-  Foraminíferos
-  Espongiarios
-  Corales
-  Briozoos
-  Bivalvos
-  Trilobites
-  Ostrácodos
-  Braquiópodos
-  Gasterópodo
-  Crinoideos



Figura 2: A) Correlación cronoestratigráfica entre las sucesiones de los sectores Aller-Nalón, Piedrafita-Lillo, Lois-Ciguera y Porma de la Cuenca Carbonífera Central. B) Correlación por similitudes litológicas entre diferentes sectores de la Cuenca Carbonífera Central. C) Reconstrucción palinspástica del borde sur de la Cuenca Carbonífera Central en una transversal E-O. BARBA *et al.* (1991).



2.1.1. Grupo Lena

Paquete Fresno

De naturaleza lutítica y una potencia de unos 400 m, que forma una megasecuencia grano y estratocreciente. Las lutitas presentan intercalaciones arenosas centimétricas, continuas o discontinuas, de base neta y techo localmente ondulado, con laminación paralela y cruzada de ripples, ordenadas según secuencias grano y estratocreciente menores. En la parte superior, existen niveles de litarenitas de hasta 4 m de espesor, unas veces con base erosiva, canalizada y con estratificación cruzada en surco, laminación paralela y porosidad biomóldica y, otras veces, con base neta e, internamente, con laminación paralela a cruzada planar de bajo ángulo y de ripples, presentando también porosidad biomóldica. En el techo pueden aparecer bancos carbonatados de hasta dos metros con textura wackestone-packstone de algas filoides y oolitos.

Hacia el borde noreste de este sector, las lutitas cambian a un tramo calcáreo, de textura wackestone, packstone y grainstone bioclásticas y/u oolíticas, denominada “Caliza de Peñamayor” por RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.* (1989), equivalente en edad a la Formación Valdeteja presente en otras áreas de la Zona Cantábrica. El tránsito entre ambas unidades está acompañada, como señala SALVADOR (1989), por la existencia de niveles olistostrómicos y de conglomerados calcáreos.

Paquete Levinco

Compuesto por alternancias de calizas, areniscas, lutitas y algún carbonero de espesor reducido, con una potencia de unos 850 m. Su base está formada por un horizonte calcáreo que ha recibido los nombres de Caliza de Peña Redonda por GARCÍA-LOYGORRI *et al.* (1971) y de Caliza Masiva por MARTÍNEZ ÁLVAREZ (1962), y cuyo espesor llega a alcanzar hasta 160 m en el borde oriental de la Cuenca, desde donde disminuye hacia el occidental.

Los niveles carbonatados aparecen en número y espesor variable (1 a 50 m). Las lutitas y areniscas intercaladas forman generalmente secuencias grano y estratocrecientes, que alcanzan hasta 180 m de potencia. Las areniscas son litarenitas, con espesores que alcanzan 20 m cuando se localizan en el techo de las secuencias. Generalmente los estratos son planares con laminación paralela, base neta, erosiva y canaliforme en alguna ocasión. La estratificación cruzada, cuando existe, es en surco y de media escala.

Los estudios realizados por LEYVA & GERVILLA (1983) y LEYVA *et al.* (1985) ponen de manifiesto la existencia al techo de la Caliza de Peña Redonda de un nivel en el que existe mezcla de elementos bashkirienses y moscovienses (“Nivel de Transición”). Posteriormente, SALVADOR (1989) demostró que parte de la fauna analizada por los autores anteriores, procede de clastos calcáreos en un nivel conglomerático por lo que propuso su revisión en otras zonas de la región. Otras precisiones cronoestratigráficas de los mismos autores muestran que:

a) Las primeras formas plenamente moscovienses (horizonte Vereisky), aparecen dentro de la banda carbonatada localizada inmediatamente por encima de la Caliza de Peña Redonda.

b) El límite entre los horizontes Vereisky y Kashirsky se produce también dentro del *paquete* Levinco, en un nivel situado aproximadamente a unos 900 m de la base del paquete Fresno.

Paquete Llanón

El espesor es de unos 550 m, y se caracteriza por estar formado por alternancias de lutitas, limolitas, areniscas y algunas capas de carbón, existiendo también bancos carbonatados de hasta 2 m hacia el techo. Las areniscas son litarenitas de grano grueso a fino y aparecen en niveles de centimétricos a decamétricos. Estos últimos tienen bases erosivas canaliformes y forman la parte central del *paquete* los horizontes conocidos como “micropudingas de Llanón”, a cuyo techo poseen lutitas bioturbadas por raíces y capas de carbón explotables.

Paquete Tendeyón

La base de esta unidad se fija en la Caliza de la Pumarada (LEYVA & GERVILLA, 1983; LEYVA *et al.*, 1985), que es un nivel calcáreo de hasta 20 m de espesor. Dentro del mismo se pueden diferenciar dos grandes tramos con características litoestratigráficas diferentes:

- el inferior, formado por los 500-400 m basales, es fundamentalmente terrígeno y está formado por una alternancia de lutitas, limolitas y areniscas, (litarenitas y sublitarenitas), de grano medio a fino en tramos de menos de 20 m, con secuencia granodecreciente y base erosiva canaliforme.

- el tramo superior, de 550-625 m de espesor se caracteriza por la existencia de bancos calcáreos de hasta 15 m de espesor, intercalados en alternancias similares a las del tramo inferior. Horizontes de areniscas potentes (30 m) ocurren en la parte superior del *paquete* donde, de nuevo, desaparecen las calizas. Tienen base erosiva canaliforme y evolucionan verticalmente a niveles lutíticos bioturbados por raíces y a capas de carbón; petrográficamente varían hacia el techo de cada secuencia de litarenitas a cuarcitas.

El tránsito entre los horizontes Kashirsky y Podolsky, tiene lugar coincidiendo aproximadamente con la Caliza de Pumarada. Estudios de macro y microflora publicados en LEYVA & GERVILLA (1983), LUQUE *et al.* (1985) y SÁENZ DE SANTAMARÍA *et al.* (1985) muestran que la sucesión superior al *paquete* Tendeyón (incluido éste mismo), tiene edad Westfaliense D. Si bien, posteriormente, Wagner & ÁLVAREZ VÁZQUEZ (1991), con macroflora, han identifican el tránsito entre el Westfaliense C y D, en el límite entre los *paquetes* Tendeyón y Caleras.

Paquete Caleras

Con un espesor medio de 306 m, es considerado el primer tramo productivo de la Cuenca. Litológicamente está constituido por lutitas, areniscas, capas de carbón y calizas; éstas últimas son wackestone bioclásticas que evolucionan a boundstone de algas y, aunque tienen un espesor escaso (5 a 10 m), su gran continuidad lateral hace que hayan recibido nombres concretos: Calizas de la Cruz, la Sucia, La Nueva y La Torala, y sean consideradas como capas guía cartográficas. La base del tramo recibió el nombre de Cuarcitas de la Cruz. En la parte media de este *paquete* existe un litosoma de litarenitas de grano grueso y fino, en secuencia granodecreciente y base erosiva, que presenta fuertes variaciones de espesor (40 m en la serie de Escobio y 10 m en Coto Bello); a techo de este litosoma se desarrolla localmente una capa de carbón antiguamente explotada. En el borde más occidental de este sector en la base de este litosoma aparece un delgado conglomerado cuarcítico descrito e interpretado por FERNÁNDEZ *et al.* (1988).

2.1.2. Grupo Sama

Paquete Generalas

Su espesor medio es de 307 m, fijándose el límite con el *paquete* infrayacente en la caliza de la Torala. Dentro de este *paquete* se pueden distinguir tres tramos:

- el basal, de aproximadamente 65 m, presenta lutitas con fauna marina (braquiópodos, equinodermos, briozoos) y culmina en un nivel discontinuo de calizas wackestone bioclásticas y boundstone de algas filoides.

- el segundo tramo está constituido por las Areniscas de Generalas, cuya potencia llega a alcanzar 85 m y que está formado por areniscas litareníticas ordenadas en secuencias bimodales, a cuyo techo se sitúan capas de carbón explotables.

- el último de los tramos diferenciados está formado por lutitas y litarenitas constituyendo una macrosecuencia grano y estratocreciente de unos 120 m de potencia. A techo del *pa-*

quete, separándolo del posterior, se sitúa otro nivel de los considerados característicos dentro de la Cuenca, conocido con el nombre de 1ª Pudinga, Pudinga de Generalas o Conglomerado de Generalas, en el que alternan capas de ortoconglomerados cuacíticos y otras de litarenitas, que culmina con una capa de carbón localmente explotable.

Paquete San Antonio

Posee una potencia media de 315 m. Dentro de él se diferencia:

- un tramo basal, constituido por litarenitas de grano grueso y medio, ordenadas en secuencias grano y estratodecrecientes que culminan en capas de carbón explotables.
- un tramo intermedio, formado por lutitas, areniscas y conglomerados, ordenadas en una macrosecuencia grano y estratocreciente, culminando en una capa con carbón. Este conglomerado constituye otro de los niveles característicos dentro de la Cuenca, conocido con el nombre de 2ª Pudinga, Pudinga de San Antonio o Conglomerado de San Antonio, de hasta 60 m de espesor en la serie de Bustiello.
- la parte superior está formada por una secuencia grano y estratocreciente de aproximadamente 95 m de espesor que comienza por lutitas con intercalaciones de litarenitas con capas de carbón de escasa entidad. A techo culmina con un importante nivel de litarenitas conocido como Arenisca de la Voz, que alcanza los 60 m de espesor, y con una capa de carbón intensamente explotada en todo el sector Aller-Nalón que recibe diversos nombres (María, Molino, etc.).

La macrofauna de braquiópodos estudiada por MARTÍNEZ-CHACÓN (en LUQUE *et al.*, 1985) señala que el tránsito entre los horizontes Podolsky y Myachkovsky se produce probablemente dentro del *paquete* San Antonio (sin que se pueda descartar totalmente que pueda tener lugar dentro del *paquete* Generalas), mientras que, según estos mismos datos, el *paquete* María Luisa posee ya una fauna inequívocamente Myachkovsky. E. VILLA (en BARBA, 1983) sitúa también el límite entre los horizontes Podolsky-Myachkovsky en el *paquete* San Antonio en base a faunas de foraminíferos.

Paquete María Luisa

Su espesor es de 300 m aproximadamente y posee, junto con el *paquete* Sotón suprayacente, la mayor densidad de capas de carbón explotables en este área. Litológicamente está constituido por lutitas, litarenitas y capas de carbón, todas ellas lateralmente discontinuas y de difícil correlación entre áreas diferentes. En general, las areniscas son litarenitas de grano medio a fino y llegan a formar acumulaciones decamétricas localizadas tanto en la base de secuencias grano y estratodecrecientes, donde poseen base erosiva canaliforme y en cuyo techo pasan gradualmente a lutitas laminadas y bioturbadas por raíces, como en el techo de secuencias grano y estratocrecientes de hasta 50 m de espesor. Una de estas secuencias, quizá la más característica se inicia a techo de las primeras capas de carbón del *paquete* (María y Corral) con lutitas más o menos margosas que contienen fauna marina (braquiópodos, equinodermos, algas) y que localmente pueden constituir niveles calcáreos discontinuos y delgados conocidos en el ámbito minero como Caliza Corral.

De la sucesión más joven que el *paquete* María Luisa, solamente aparecen en el área de estudio la parte correspondiente a los *paquetes* Sotón y Entrerregueras. Las malas condiciones de afloramiento nos ha impedido realizar algún tipo de estudio, por lo que los datos a que hacemos referencia son exclusivamente bibliográficos.

Paquete Sotón

El espesor medio total es de 400 m con 13 a 19 capas de carbón explotables. Litológicamente es muy similar al tramo anterior, siendo característico en el mismo la existencia hacia su techo, del tonstein Lozanita, el cual constituye un nivel guía de gran valor en la Cuenca.

Paquete Entrerregueras

De 340 m de potencia media, se caracteriza por contener fauna marina en las lutitas presentes en los 150 m inferiores y, ocasionalmente, una delgada capa calcárea cerca de la base. Otra característica importante de este tramo es la aparición por vez primera de conglomerados polimícticos, que van a ser relativamente frecuentes en los *paquetes* superiores. Son abundantes las capas de carbón explotables.

2.2. LA SUCESIÓN DEL SECTOR PIEDRAFITA-LILLO

El sector Piedrafita-Lillo está situado en el borde sureste de la Cuenca Carbonífera Central, limitando al oeste con el sector Aller-Nalón mediante la falla de Piedrafita; al norte, la falla de Cofiñal lo separa de la Unidad del Ponga (Manto de Campo de Caso); al sur, con la Unidad de la Sobia-Bodón, por la falla de León, y, al este, con el sector Lois-Ciguera, por la falla de Solle, y, con la Unidad del Ponga, por el calbagamiento de Laviana y Rioseco (Fig.1.B).

La sucesión presente en este sector ha sido estudiada por diversos autores: GINKEL (1965), RACZ (1964), EVERS (1967), SJERP (1967), TRUYOLS *et al.* (1984) y ALLER (1986). En este trabajo se ha hecho coincidir el límite entre los grupos Lena y Sama de forma aproximada con la práctica desaparición de las calizas en la sucesión y la presencia de algún carbonero. La división posterior del Grupo Lena en unidades de menor rango es posible por la existencia de niveles calcáreos fácilmente cartografiables, pero, aun así, es imposible diferenciar los mismos *paquetes* del sector Aller-Nalón. RACZ (1964), SJERP (1967) y GINKEL (1987), asimilaron todos los materiales del sector Piedrafita-Lillo al Grupo Lena calculando para el mismo una potencia que oscilaba entre 1.400 y 2.700 m. Posteriormente, ALLER (1986) aumentó la potencia de dicha unidad hasta 4.200 m y reconoció materiales del Grupo Sama en el borde occidental del sector.

Dentro de este sector, es de destacar que el porcentaje de calizas aumenta desde el oeste al este y que las intercalaciones terrígenas son fundamentalmente lutíticas en esta última dirección (Fig. 2.A).

Los caracteres litológicos más importantes de las diferentes unidades litoestratigráficas son:

2.2.1. Grupo Lena

Unidad Lena I (*paquete* Fresnedo)

La Unidad Lena I la hacemos corresponder con el *paquete* Fresnedo del sector Aller-Nalón debido a su composición fundamentalmente lutítica. Según GINKEL (1987) se apoya mediante una paraconformidad sobre la Formación Barcaliente, y la potencia no es superior a los 400 m, estando las variaciones existentes fundamentalmente originadas por causas tectónicas.

Litológicamente, son lutitas con finas intercalaciones de litarenitas. En el borde occidental del sector, próximo al puerto de Vegarada, ÁLVAREZ MARRÓN & PÉREZ-ESTAÚN (1990) han cartografiado olistolitos calcáreos dentro de una sucesión eminentemente lutítica. Hacia el borde oriental del sector, en una sucesión de lutitas negras bioturbadas aparecen intercalaciones de calizas wackestone bioclásticas de hasta 15 m de potencia, lateralmente discontinuas, así como niveles de brechas calcáreas situadas, bien en el muro y en el techo de los bancos carbonata-

dos, bien, aisladas dentro de las lutitas. También se han observado litarenitas de grano medio a fino, dispuestas en capas de hasta dos metros de potencia con base erosiva e internamente masivas, ordenadas en secuencias granodecrecientes.

Unidad Lena II

La Unidad Lena II tiene una potencia estimada de aproximadamente 1.000 m (ALLER, 1986). Litológicamente, está constituida por alternancias de lutitas, areniscas litareníticas y calizas. Dentro de ella se diferencian dos tramos. El inferior se caracteriza por estar formado fundamentalmente por lutitas bioturbadas, con fauna marina, en las que existen intercalaciones delgadas de litarenitas de grano fino, y calizas wackestone bioclásticas e intraclásticas (nivel basal) que localmente forman boundstone de *Beresellinae* dispuestas en bancos discontinuos de hasta 40 m de espesor. El tramo superior está formado por lutitas y areniscas ordenadas en secuencias grano y estratocrecientes de hasta 80 m de espesor en cada uno de los cuales; las lutitas del muro poseen fauna y son más o menos margosas; las litarenitas de los techos poseen grano medio y pueden alcanzar espesores de hasta 20 m, presentando canalizaciones y ordenamiento granodecreciente. Cuando existen calizas intercaladas estas son generalmente wackestone bioclásticas, si bien localmente están constituidas por baffles de algas filoides.

Hacia el borde oriental de este sector, en el área de Puebla de Lillo, la sucesión presente está restringida a la Unidad Lena II, constituida fundamentalmente por calizas, con un máximo desarrollo en la zona del Pico Susarón, mientras que lateralmente, en la serie de Puebla de Lillo, aparecen diversas intercalaciones lutíticas de hasta 80 m de espesor hacia el techo de la sucesión. Estas lutitas son gris oscuro, están bioturbadas y localmente contienen abundante fauna y delgadas intercalaciones litareníticas laminadas por ripples de ola; las calizas forman bancos amalgamados que alcanzan 95 m de espesor y están formadas por wackestones de bioclastos, peloides, intraclastos y nódulos algares, siendo también comunes las intercalaciones de boundstone de algas (*Donezellas*, *Beresellinae* y Ungdarelláceas, entre otras algas).

Con los datos aportados en diversos trabajos (RACZ, 1964; GINKEL, 1965, 1987; TRUYOLS *et al.*, 1984; BARBA *et al.*, 1991), se observa que en el borde occidental el límite Bashkiriense-Moscoviense, se localiza en el muro del primer nivel calcáreo, y el límite Vereisky-Kashirsky hacia la mitad de la Unidad Lena II. En el borde oriental el límite entre las unidades Lena I y Lena II es de edad Vereisky, abarcando esta última unidad hasta el Podolsky.

Unidad Lena III

La potencia estimada para la Unidad Lena III por ALLER (1986) es de unos 1.200 m y está constituida por alternancias de lutitas, areniscas litareníticas y calizas. La base y el techo han sido fijados por el referido autor en dos litosomas carbonatados muy potentes, de unos 60 m el de la base y de aproximadamente 80 m el del techo. De las dos series parciales que se han podido estudiar en esta unidad, se deduce que, en general, las características litológicas de la misma son similares a las existentes en el tramo superior del Grupo Lena II, en el borde occidental del sector, si bien, como ya mostró RACZ (1964), la potencia y proporción de los niveles de areniscas es algo mayor.

El límite Kashirsky-Podolsky se localiza a unos 300 m de la base de la Unidad Lena III (RACZ, 1964; GINKEL, 1965, 1987; TRUYOLS *et al.*, 1984; BARBA *et al.*, 1991).

2.2.2. Grupo Sama

ALLER (1986) estimó para el Grupo Sama una potencia aproximada de unos 1.500 m. Litológicamente, está constituido por alternancias de lutitas, areniscas lita-

reníticas, calizas y escasas y delgadas capas de carbón. Los bancos carbonatados son discontinuos, de menos de 10 m de potencia y poco abundantes, siendo común de ellos la presencia de algas filoides. Los niveles de areniscas tienen hasta 40 m de potencia y base erosiva, localizándose al techo de secuencias grano y estratocrecientes que, en ocasiones, alcanzan 95 m de potencia.

El Grupo Sama contiene ya formas correspondientes al Myachkovsky (RACZ, 1964; GINKEL, 1965, 1987; TRUYOLS *et al.*, 1984; BARBA *et al.*, 1991).

2.3. LA SUCESIÓN DEL SECTOR LOIS-CIGUERA

El sector Lois-Ciguera se encuentra geológicamente ocupando el extremo suroccidental de la Cuenca Carbonífera Central, limitado (Fig. 1.B), al norte y al oeste, por la falla de Solle que le separa del sector Piedrafita-Lillo y de la Unidad del Ponga, al sur por la falla de León, que lo pone en contacto con la Unidad del Esla y con el sector Porma y, al este, por el cabalgamiento basal de la Cuenca Carbonífera Central, que superpone sus sucesiones sobre la Unidad del Pisuerga-Carrión. La estructura general del sector es la de un gran sinclinorio, fuertemente replegado y fracturado, en el que se superponen dos sistemas de escamas, denominados como sistema del Dueñas y sistema de Yordas (BARBA *et al.*, 1991: fig. 3); ambos caracterizados además por presentar sucesiones carboníferas muy diferentes.

El rasgo más destacado que distingue la serie del sector Lois-Ciguera de las del resto de la Cuenca Carbonífera Central es el carácter predominantemente calcáreo de los depósitos Bashkirienses y Moscovienses localizados por encima de la Formación Barcaliente (Fig. 2.A).

Al conjunto de los mismos, BROUWER & GINKEL (1964) llamaron "Formación Lois-Ciguera", denominación mantenida posteriormente por GINKEL (1965), SJERP (1967) y MEIJER (1971), entre otros autores. Posteriormente, MARCUS (1970) distinguió nueve unidades estratigráficas en el borde occidental de la "Subcuenca de Lois-Ciguera" y, ALONSO HERRERO (1981), en el sistema de escamas de Yordas, observa la existencia de tres unidades: la inferior a la que denomina "Caliza de Yordas", la intermedia lutítica con delgados niveles calcáreos y la superior denominada "Caliza de Bachende". ALLER (1986) mantuvo para todos estos materiales la denominación clásica de Grupo Lena, suponiendo que simplemente corresponden a la prolongación hacia el este de los depósitos que afloran en la zona de Puebla de Lillo. BARBA *et al.* (1991), siguiendo este mismo criterio, utilizan el nombre de Grupo Lena para toda la serie carbonífera de este sector por encima de la Formación Barcaliente (exceptuando los materiales carboníferos sinorogénicos discordantes que en determinados puntos culminan la serie estratigráfica). Dentro del mismo distinguieron seis unidades litoestratigráficas que, nombradas de muro a techo, son: "calizas de Yordas", "lutitas de Lois", "calizas de Bachende", "areniscas y lutitas de Dueñas", "calizas de Ciguera" y "pizarras y calizas de Anciles". En la figura 2.A se representa la sucesión que integran ambos sistemas de escamas, el del Dueñas y el de Yordas, levantadas a partir de varias secciones parciales (BARBA *et al.*, 1991: fig. 3). Los caracteres litoestratigráficos de cada una de las unidades son las siguientes:

2.3.1. “Calizas de Yordas”

Esta unidad litoestratigráfica corresponde a la “Caliza de Yordas” de ALONSO HERRERO (1981) y, solamente está representada en el sistema de escamas de Yordas. Su base no aparece nunca expuesta, ya que hacia el muro se encuentra cortada por una superficie de cabalgamiento. El espesor medio visible es de 180 m, aunque localmente (en las láminas cabalgantes basales de esta unidad) puede llegar a tener hasta 400 m.

Las “calizas de Yordas” están constituidas por calizas grises wackestone-packstone bioclásticas, wackestone-packstone de intraclastos, grainstone de oolitos y boundstone de algas (*Tubiphytes* y *Donezella*, fundamentalmente). En general se trata de calizas masivas, excepto en el techo, donde están más estratificadas. En las láminas cabalgantes basales, los niveles tableados pueden llegar a representar hasta el 50 % de la unidad.

La edad de las “calizas de Yordas” es conocida gracias al estudio de un nivel productivo en conodontos realizado por J. R. MENÉNDEZ ÁLVAREZ (en ALONSO HERRERO, 1981) y a la información suministrada por los braquiópodos que aparecen en capas margosas situadas a muro y techo de dicha unidad litoestratigráfica (MARTÍNEZ-CHACÓN, en ALONSO HERRERO, *op. cit.*). De los datos proporcionados por ambos grupos se desprende que la edad de las “calizas de Yordas” debe ser esencialmente Bashkiriense, equivalente a un lapso temporal que abarca desde el Namuriense C hasta el Westfaliense A. Esta edad ha quedado confirmada recientemente por J. R. MENÉNDEZ-ÁLVAREZ & L. C. SÁNCHEZ DE POSADA (en BARBA *et al.*, 1991) tras el estudio de una muestra recogida en los niveles tableados que aparecen en el techo de las “calizas de Yordas”. En esta muestra han identificado diversas formas de conodontos y ostrácodos que, en conjunto, sugieren una edad Namuriense B Superior o Namuriense C.

2.3.2. “Lutitas de Lois”

Las “lutitas de Lois”, por sus características litológicas y su posición estratigráfica, equivalen aproximadamente al *paquete* Fresnedo existente en otros sectores de la Cuenca Carbonífera Central. En el sistema de escamas del Dueñas esta unidad se apoya sobre la Formación Barcaliente; en el sistema de escamas de Yordas las “lutitas de Lois” se apoyan sobre las “calizas de Yordas”. En el primer caso el espesor total se aproxima a 700 m, mientras que en el segundo no supera los 300 m.

Litológicamente está compuesta por una sucesión bastante monótona de lutitas grises a marrones con abundantes nódulos sideríticos. En esta sucesión se intercalan lentejones calcáreos debidos, por lo general, a construcciones de algas y, con menos frecuencia, a acumulaciones bioclásticas de grano medio a grueso. En el techo de la sucesión aparecen areniscas cuarcíticas canalizadas y con laminación de ripples. En el sistema de escamas de Yordas, situado más hacia el este, se observa que los horizontes carbonatados aumentan en número, potencia y continuidad con respecto a la otra Unidad y que los términos detríticos corresponden a lutitas frecuentemente bioturbadas que contienen bioclastos (braquiópodos, equinodermos, briozoos fenestélidos, etc.), con intercalaciones delgadas y discontinuas de areniscas laminadas por ripples.

Por encima de las “calizas de Yordas” aparecen los tramos calcáreo-detríticos de las “lutitas de Lois” que, al menos en parte del sector Lois-Ciguera, parecen sustituir lateralmente a la primera. La edad de la base de las “lutitas de Lois” es probable que sea fuertemente diacrónica (como sugieren las columnas representadas en la figura 2), si bien el alcance de este diacronismo no ha podido ser establecido de modo preciso. En las zonas donde las “lutitas de Lois” se apoyan sobre la Formación Barcaliente, parece razonable suponer que la edad de los primeros niveles sea todavía Bashkiriense Inferior. El primer dato de edad con cierta relevancia lo proporcionan los fusulínidos identificados en una muestra recogida en un nivel situado unos 125 metros por encima del techo de las “calizas de Yordas” que dan una edad como más probable Kashirsky Inferior. Por otra parte, en dos muestras tomadas en un lentejón calcáreo de la parte media de las “lutitas de Lois”, se han identificado fusulínidos que, en conjunto, parecen indicar una probable correlación con la parte inferior del horizonte Kashirsky.

Según estos datos, en menos de 200 metros de serie, estarían representados parte del Bashkiriense y más de la mitad del Moscoviense Inferior, lo que resulta sorprendente teniendo en cuenta que se trata de tramos que incluyen importantes intercalaciones detríticas. Aunque no se han hallado indicios de que en esta unidad existan series semejantes a las de la Formación Ricacabiello de la Unidad del Ponga (Fig. 1), cuyos materiales han sido interpretados como depósitos condensados por diversos autores, llama la atención el hecho de que este fenómeno ocurra justamente en tramos de posición y edad aproximadas a los de dicha unidad. A este respecto conviene señalar que SJERP (1967, pag. 88) atribuye a la Formación Ricacabiello tramos litológicos de una sección levantada en las proximidades de Lois. BARBA *et al.* (1991) no encuentran evidencias claras de la existencia de dicha formación ni en esta sección, ni en ningún otro sector de la Cuenca Carbonífera Central, aunque no descartan que puedan existir series condensadas con facies diferentes a las de la Formación Ricacabiello en el sistema de escamas de Yordas del sector Lois-Ciguera.

2.3.3. “Calizas de Bachende”

Las “calizas de Bachende” afloran en las dos unidades estructurales que componen el sector Lois-Ciguera, presentando por término medio un espesor de 650 m. El tránsito desde la unidad anterior es gradual y se produce a través de una serie de margas y lutitas calcáreas, entre las que se intercalan bancos centimétricos de calizas bioclásticas, que contienen restos de braquiópodos, corales y equinodermos.

Dentro de las “calizas de Bachende” se reconocen tres tramos:

El tramo inferior tiene una potencia de 177 m, con calizas oolíticas en la base, que pasan hacia el techo a bioclásticas. En general son masivas existiendo bancos con estratos plano-parallelos y ondulados. Es frecuente la presencia de chert.

El tramo medio presenta un espesor de 294 m y está compuesto por alternancias de bancos carbonatados y niveles detríticos finos. Dentro del mismo se reconocen tres niveles: El basal está formado por alternancias de calizas, calizas margosas, calizas nodulosas y margas con abundantes restos bioclásticos de equinodermos, corales, braquiópodos y algas filoides, a las que siguen margas, lutitas y limolitas arenosas y culmina con un banco de areniscas de grano medio. El intermedio está constituido por calizas bioclásticas y oolíticas. El superior lo compone una sucesión de bancos carbonatados bioclásticos con bioconstrucciones de algas, entre los que se encuentran in-

tercaladas lutitas, limolitas y, en menor proporción, areniscas; en la parte media de este nivel aparece un pequeño carbonero.

El tramo superior está formado por 173 m de calizas bioclásticas con chert, bien estratificadas excepto en el techo, donde tienen aspecto masivo.

En el sistema de escamas de Yordas, son calizas masivas en un 90 %. Los tres tramos que se han diferenciado en el sistema de escamas del Dueñas se pueden reconocer localmente, aunque presentan algunas diferencias con sus homónimos del sistema de escamas del Dueñas. Así, el tramo inferior es más potente, masivo y contiene, cerca de la base, un nivel oolítico de 10 m de espesor, el tramo medio es más delgado y homogéneo que en el sistema de escamas del Dueñas y está formado por una alternancia de calizas, calizas margosas y lutitas y, finalmente, el tramo superior está formado por calizas tableadas, con gran cantidad de nódulos de chert. En la mitad inferior de este tramo aparecen dos intercalaciones lutítico-arenosas que contienen restos vegetales flotados.

En las “calizas de Bachende”, cuya base parece ser esencialmente sincrónica en todo el sector, aparecen fusulínidos pertenecientes al horizonte Kashirsky en numerosas localidades de esta unidad, mientras que hacia el techo los fusulínidos que aparecen son típicos del horizonte Podolsky, pudiendo, el tramo más alto, correlacionarse con la parte más alta de este horizonte (BARBA *et al.*, 1991).

2.3.4. “Areniscas y lutitas de Dueñas”

Aparece con espesor y características litológicas similares en los dos sistemas de escamas que componen el sector Lois-Ciguera. Su potencia se aproxima a los 300 m, aunque suele presentar engrosamientos y adelgazamientos producidos por causas tectónicas. Esta unidad, fundamentalmente terrígena, está constituida por lutitas, limolitas y litarenitas de grano fino. Las lutitas y limolitas presentan frecuentes niveles con bioturbación y algunas intercalaciones delgadas de litarenitas de grano fino con laminación cruzada de ripples y paralela. Las litarenitas se encuentran en bancos que pueden alcanzar hasta 37 m de espesor con estratificación plano-paralela a ligeramente cruzada, laminación paralela y abundantes restos vegetales.

2.3.5. “Calizas de Ciguera”

Las “calizas de Ciguera” presentan mayor espesor (139 m) en el sistema de escamas del Dueñas, donde se diferencian dos tramos, uno inferior tableado (68,5 m) y otro superior masivo (70,5 m). El tramo inferior comienza con un nivel, muy continuo lateralmente, de calizas oolíticas de poco espesor. El resto del tramo está formado por calizas bioclásticas tableadas, entre las que de manera discontinua aparecen intercalaciones centimétricas de lutitas grises. Ocasionalmente aparecen bancos oolíticos.

El tramo superior está formado por calizas masivas, generalmente wackestone bioclásticas, que localmente pueden pasar a packstone de algas filoides.

2.3.6. “Lutitas y calizas de Anciles”

Las “lutitas y calizas de Anciles” aparecen en todo el sector Lois-Ciguera, aunque en el sistema de escamas del Dueñas está parcialmente cubierta por los depósitos discordantes del Grupo Maraña.

Se han diferenciado dos tramos, con un espesor total de unos 300 m. El inferior (190 m) está formado por limolitas bioturbadas con intercalaciones areniscosas cuyos espesores oscilan entre unos pocos milímetros hasta bancos de 40 cm de potencia, en las que se observan abundantes restos vegetales, cantos carbonosos, laminación de ripples y marcas de arrastre en las bases de los estratos. El tramo superior (110 m) está compuesto por una alternancia de limolitas, lutitas y calizas tableadas.

Respecto a las dos últimas unidades litoestratigráficas presentes en el sector Lois-Ciguera (“calizas de Ciguera” y “lutitas y calizas de Anciles”), BARBA *et al.* (1991) opinan que en ellas podría estar representado ya el horizonte Myachkovsky, en base a dos muestras con fusulínidos en las calizas de Ciguera.

2.4. LA SUCESIÓN DEL SECTOR DEL PORMA

Al sur de la falla de León, EVERS (1967) diferencia dentro de la “Cuenca de Piedrafita” el “área de Ferreras”, definida posteriormente por ALLER (1986) como “autóctono de la escama de Forcada”. Como consecuencia de las características litoestratigráficas que presenta esta sucesión, tan diferente de las existentes en otras áreas de la Cuenca Carbonífera Central, hemos optado por denominarla como sector del Porma.

Estructuralmente limita al oeste y sur con el frente de cabalgamiento de la escama de Forcada (Unidad de Bodón); al norte por la falla de León y los sedimentos estefanienses de la zona de Rucayo y al este con los *clippes* de Armada y Pallide y la falla del Porma (Fig. 1, 2).

El espesor ha sido cifrado aproximadamente en 1600 m por EVERS (1967) y cercano a 2.200 por ALLER (1986), representándose en la figura 2.A la columna sintética de la sucesión aflorante en éste sector. La base de la serie es no visible, siendo de destacar que los afloramientos existentes en este sector son muy discontinuos y de baja calidad debido tanto a la existencia de cubierta vegetal espesa, como a la presencia del Embalse del Porma, que cubre gran parte del sector. No obstante puede indicarse que la sucesión es eminentemente lutítica, con olistolitos calcáreos, conglomerados polimícticos dominando los clastos de caliza, capas deslizadas e intercalaciones de litarenitas de grano grueso y fino en niveles de centimétricos a métricos con bases erosivas y estructuras de arrastre de objetos y erosión (*groove y flute casts*). Las capas areniscosas más delgadas poseen secuencias de Bouma del tipo Tc-e, mientras que las más potentes aparecen como capas amalgamadas, masivas o con laminación paralela, con cantos de lutita y en ocasiones grandes bioclastos (braquiópodos) hacia la base. Las direcciones de paleocorrientes obtenidas en marcas de muro dan direcciones hacia el NNE. La parte de la sucesión existente hasta los primeros niveles calcáreos, fue denominada por ALLER (1986) como *paquete* Fresnedo o Unidad Lena I, y la existente por encima como Unidad Lena II.

Además, EVERS (1967) citó la existencia de paraconglomerados cuarcíticos en la mitad de la serie (hoy en día bajo las aguas del embalse del Porma), así como la presencia de tres capas de carbón discontinuas en la mitad superior de la misma, hecho que no ha podido ser corroborado, pero los caracteres litológicos expuestos anteriormente parecen indicar la imposibilidad de dicha presencia, al menos en forma de acumulaciones autóctonas (asociadas a suelos de raíces).

GINKEL (en EVERS, 1967) ha reconocido en las calizas inferiores de la sucesión el límite Bashkiriense-Vereisky. Las calizas superiores pertenecen según el mismo autor al Podolsky. Para EVERS (1967) los paraconglomerados cuarcíticos existentes en la zona central de la mitad de la sucesión tendrían una edad Kashirsky Inferior.

2.5. CORRELACIÓN ENTRE LOS DIFERENTES SECTORES

La correlación de las sucesiones presentes en los sectores Aller-Nalón, Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera (Fig. 2.A) ha sido abordada por BARBA *et al.* (1991), basándose en criterios paleontológicos, litológicos y sedimentológicos. Para el primero de ellos, la serie regional se ha compuesto de datos de GARCÍA-LOYGORRI *et al.* (1971) y LEYVA *et al.* (1985), así como datos propios obtenidos en este trabajo, correspondientes a la zona central de la misma que, además de ser la mejor conocida, es la que se considera más representativa.

Para los sectores de Piedrafita-Lillo, debido a su gran extensión areal, y de Lois-Ciguera, donde la complejidad estructural es alta, se han tomado dos sucesiones estratigráficas distintas intentando de este modo un mejor control de las variaciones laterales y poder efectuar una correlación más ajustada.

De este esquema (Fig. 2.A) se deduce que existe una progresiva disminución de oeste a este en el espesor de la serie carbonífera, al tiempo que, en este mismo sentido, se evidencia un aumento del porcentaje de calizas.

También BARBA *et al.* (1991) proponen una correlación por similitudes litológicas (Fig. 2.B). En el sector Aller-Nalón, el contacto entre los *paquetes* Caleras y Generalas se ha tomado como límite entre los grupos Lena y Sama de acuerdo con otros autores como: ALLER (1986), AGUEDA *et al.* (1986-87), VILLA & HEREDIA (1988) y FERNÁNDEZ *et al.* (1988).

En el sector Piedrafita-Lillo se observa que la Unidad Lena I equivale al *paquete* Fresnedo del sector Aller-Nalón y a parte de las "lutitas de Lois" del sector Lois-Ciguera. En la sucesión más oriental (sistema de escamas de Yordas), aparecen en una posición similar las "calizas de Yordas", materiales que no tienen equivalente litológico en el resto de la parte sur de la Cuenca Carbonífera Central. Si en el presente trabajo no se atribuyen esos tramos a la Formación Valdeteja (suprayacente a la Formación Barcaliente en otras unidades de la Zona Cantábrica) es debido a que su relación con la Formación Barcaliente, sobre la que presumiblemente deberían apoyarse, no es bien conocida. No obstante parece claro, que al igual que en el sector Aller-Nalón la Formación Valdeteja sustituye lateralmente al *paquete* Fresnedo, en el sector Lois-Ciguera las "calizas de Yordas" representen un cambio lateral de facies de las "lutitas de Lois".

La Unidad Lena II equivale a los *paquetes* Levinco y Llanón del sector Aller-Nalón y a las unidades litoestratigráficas denominadas aquí "Bachende", "Dueñas", "Ciguera" y "Anciles" del sector Lois-Ciguera, como ya dejara esbozado ALLER (1986). Es de destacar que, en todos los sectores, los tramos aproximadamente equivalentes a la Unidad Lena II comienzan con un nivel carbonatado. Este nivel, claramente diacrónico, coincide con la "caliza de Peña Redonda" (GARCÍA LOYGORRI *et*

al., 1971) en los dos sectores más occidentales y con las “calizas de Bachende” en el sector oriental, si bien como se verá más adelante esta caliza no corresponde a un único nivel.

Por su litología, la Unidad Lena III es similar a los *paquetes* Tendeyón y Caleras del sector Aller-Nalón. En el sector Lois-Ciguera no existen términos litológicamente comparables, ya que la sucesión finaliza con características similares a las de la Unidad Lena II.

Por otro lado, el Grupo Sama sólo está representado en el sector Aller-Nalón y en la parte central y occidental del sector Piedrafita-Lillo, si bien en éste último presenta unas características algo diferentes del primero debido a que contiene frecuentes intercalaciones de calizas de pequeño espesor y escasa continuidad lateral. Existe la posibilidad de que se haya depositado también en la parte oriental del sector Piedrafita-Lillo, pero no se dispone de datos fiables por estar erosionada la parte superior de la serie.

En la figura 2.C se realiza una reconstrucción palinspástica del borde sur de la Cuenca Carbonífera Central en una transversal E-O. De esta reconstrucción se obtienen unas dimensiones mínimas para el borde meridional de la Cuenca Carbonífera Central de unos 90 km, de los que 30 km corresponden a la plataforma carbonatada de Lois-Ciguera.

Cronoestratigráficamente, la correlación entre las sucesiones de los diversos dominios puede establecerse como sigue (Fig. 2.A, B):

El *paquete* Fresnedo del sector Aller-Nalón es homólogo a la Unidad Lena I del sector Piedrafita-Lillo y a aproximadamente la mitad inferior de las “lutitas de Lois” del sector Lois-Ciguera. En la sucesión del sistema de escamas de Yordas, localizada en una posición aún más oriental, estos depósitos equivalen a las “calizas de Yordas”, cuya posición en la serie y naturaleza bioclástica permiten a su vez identificarlas con la Formación calizas de Valdeteja bien reconocida en otras áreas de la Cordillera Cantábrica. La edad asignada a estas unidades es Bashkiriense.

Con este sentido general, puede indicarse que las sucesiones correspondientes al Vereisky y Kashirsky están formadas por los *paquetes* Levinco y Llanón en el sector Aller-Nalón y por la Unidad Lena II en el de Piedrafita-Lillo. Dentro del sector Lois-Ciguera abarcarían la mitad superior de la “lutitas de Lois” y la inferior de las “calizas de Bachende”.

Sucesiones homólogas pertenecientes al horizonte Podolsky comprenden a los *paquetes* Tendeyón, Caleras y Generalas del sector Aller-Nalón; Lena III y parte inferior del Grupo Sama en el de Piedrafita-Lillo, y la mayor parte de la “calizas de Bachende” en el de Lois-Ciguera.

Finalmente, las sucesiones correspondientes al horizonte Myachkovsky están formadas por los *paquetes* San Antonio a Oscura en el sector Aller-Nalón; prácticamente la totalidad del Grupo Sama en el de Piedrafita Lillo (no estando representado en el borde oriental de dicho sector posiblemente por erosión); mientras que en el sector de Lois-Ciguera está representado por la parte superior de las “lutitas de Dueñas”, “calizas de Ciguera”, y “lutitas y calizas de Anciles”.

La correlación de la sucesión presente en el sector Porma y las tres anteriormente tratadas es complicada y se tratará posteriormente en el apartado de Evolución Paleogeográfica.

2.6. PORCENTAJES LITOLÓGICOS

En la Fig. 3 se muestran las distribuciones areales de los porcentajes de lutitas, areniscas y calizas de los tramos Vereisky, Kashirsky, Podolsky y Myachkovsky de las sucesiones carboníferas estudiadas en este trabajo.

De la observación de estos mapas de porcentajes litológicos se detecta una migración en el tiempo de los máximos de calizas hacia el borde oriental, haciéndose significativos los porcentajes de areniscas en el Podolsky y Myachkovsky.

Durante el Vereisky, el máximo de calizas se sitúa en el borde oriental del sector de Piedrafita-Lillo (área del Susarón) constituyendo un umbral, mientras que durante el Myachkovsky este umbral es mucho más amplio y posiblemente más extenso, situándose ya en el sector de Lois-Ciguera.

Otro hecho importante es la variación en la morfología de las curvas de porcentajes. Durante el Vereisky, y en menor grado durante el Kashirsky, estas curvas marcan la forma del Arco Astúrico, pareciendo indicar que han sido afectadas por el cierre del mismo; por el contrario durante el Podolsky y Myachkovsky las curvas tienen un trazado más rectilíneo (NE-SO), lo cual parece indicar que no han sido afectadas por el cierre del arco.

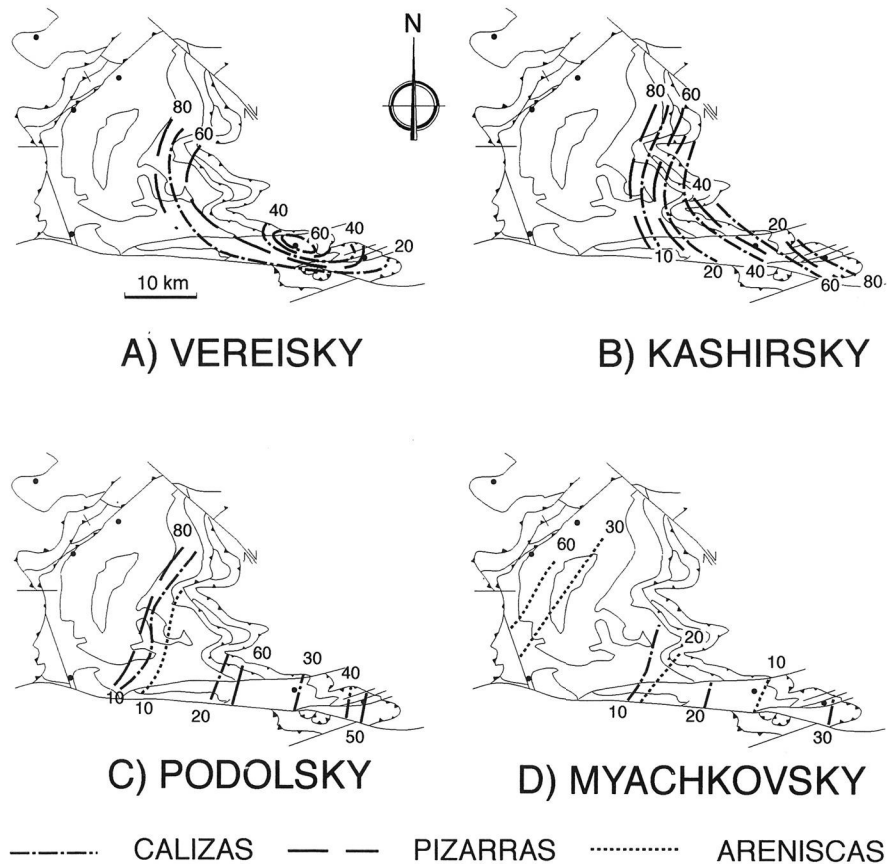


Figura 3: Mapas de porcentajes litológicos en el borde sur-oriental de la Cuenca Carbonífera Central. A) Vereisky, B) Kashirsky, C) Podolsky y D) Myachkovsky.

3. MEDIOS SEDIMENTARIOS

En trabajos previos (BARBA, 1983; BARBA & COLMENERO, 1984; SÁNCHEZ DE LA TORRE *et al.* 1985a, b; COLMENERO & BARBA, 1985; AGUEDA *et al.*, 1986-1987; FERNÁNDEZ *et al.*, 1988; AGUEDA *et al.*, 1991; BARBA 1992), se describen e interpretan las facies, asociaciones de facies y subfacies de las sucesiones estudiadas en este trabajo. Estas, ordenadas de ambientes continentales a marinos profundos, se resumen en las tablas 1, 2 y 3.

3.1. AMBIENTES LITORALES: SISTEMAS DELTAICOS

Adoptamos el término delta en su más amplio sentido, como un complejo sistema deposicional, parcialmente subaéreo, formado por la progradación de ambientes fluviales sobre zonas sumergidas marinas (o lacustres). De esta progradación resulta una secuencia grano y estratocreciente de somerización.

Varias han sido las clasificaciones propuestas para deltas, dependiendo de las relaciones entre los procesos fluviales y marinos (FISHER *et al.*, 1969; GALLOWAY, 1975), del tipo de distributarios, de la granulometría de los aportes (ORTON, 1988; ORTON & READING, 1993), etc.

Para deltas en los que domina la carga sedimentaria de grano grueso y los sistemas distributarios trenzados, varios nombres se han introducido en la literatura geológica (*fan delta* de HOLMES, 1965; *braid delta* de MCPHERSON *et al.*, 1987, 1988; *braidplain delta* de ORTON, 1988; *slope-apron delta* BUSBY-SPERA, 1988). MCPHERSON *et al.* (1987, 1988), NEMEC & STEEL (1988), NEMEC (1990), han realizado diferentes tipos de clasificaciones sobre los mismos.

En nuestra zona de estudio, las facies deltaicas constituyen importantes tramos de las sucesiones más occidentales, aumentando en importancia hacia el techo de las mismas, sobre todo en los sectores Aller-Nalón y Piedrafita-Lillo. En ambos, las secuencias deltaicas aparecen intercaladas entre facies de origen marino, especialmente de plataforma somera, tanto terrígena como carbonatada, en los tramos inferiores y medios de las sucesiones y aparecen apilados entre sí hacia las partes altas de las mismas.

De forma general, pueden caracterizarse tres tipos de modelos deltaicos:

3.1.1. *Abanicos Aluviales Costeros (Alluvial fan-delta)*

Está representado en la Cuenca Carbonífera Central por los sistemas que FERNÁNDEZ *et al.* (1988), denominaron Fan-delta de Mieres y Fan-delta de Olloniego.

De ambos sistemas, las facies proximales, aluviales y conglomeráticas, están ampliamente representadas en la sucesión del sector Riosa-Olloniego; en el sector Aller-Nalón, constituyen intervalos de menor entidad dentro de los *paquetes*: San Antonio, Generalas, Entrerregueras, Sorriego, Modesta y Oscura.

Dentro de las sucesiones tratadas en este trabajo, faltan los depósitos correspondientes al abanico aluvial costero de Olloniego, mientras que del sistema de Mieres

afloran extensamente sus facies. El modelo sedimentario del mismo se ha ido completando a través de diversos trabajos (SÁNCHEZ DE LA TORRE et al., 1983 a y b; BARBA & COLMENERO, 1984; AGUEDA et al., 1986-87) hasta FERNÁNDEZ et al. (1988) y está representado en la figura 4. Típicamente se podría clasificar como un abanico aluvial costero de clima húmedo progradando sobre zonas marinas someras a transicionales. En la clasificación de ETHRIDGE & WESCOTT (1944), representaría un *fan delta* del tipo plataforma (shelf type fan delta).

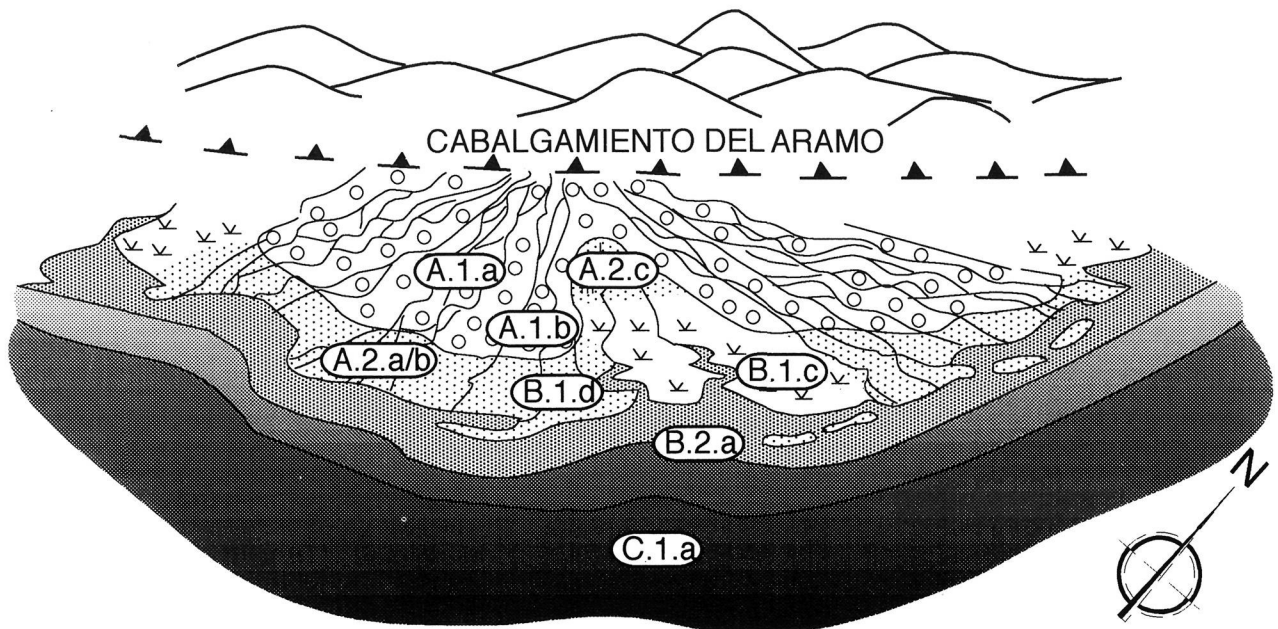


Figura 4: Modelo deposicional del sistema de fan delta de Mieres, mostrando la distribución de facies (según FERNÁNDEZ et al., 1988). **A.1.a.**- Barras longitudinales conglomeráticas. **A.1.b.**- Barras transversales conglomeráticas. **A.2.a/b.**- Canales trenzados/canales conglomeráticos. **A.2.c.**-Llanura arenosa trenzada. **B.1.c.**- Bahía interdistributaria. **B.2.a.**- Barra de boca de distributario proximal y distales. **B.1.d.**- Llanuras de mareas arenosas y mixtas. **C.1.a.**- Prodelta.



Figura 5: **A-F)** Diferentes secuencias de progradación de lóbulos aluviales en deltas de tipo "abanico aluvial" de NEMEC (1990), en el área estudiada del sector Aller-Nalón (Cg. G. Conglomerado de Generalas, Cg. S.A.- Conglomerado de San Antonio). **G)** Mapa de isopacas y paleocorrientes del conglomerado de Generalas (FERNÁNDEZ et al., 1988), **H)** Mapa de isopacas y paleocorrientes del conglomerado de San Antonio (FERNÁNDEZ et al., 1988).

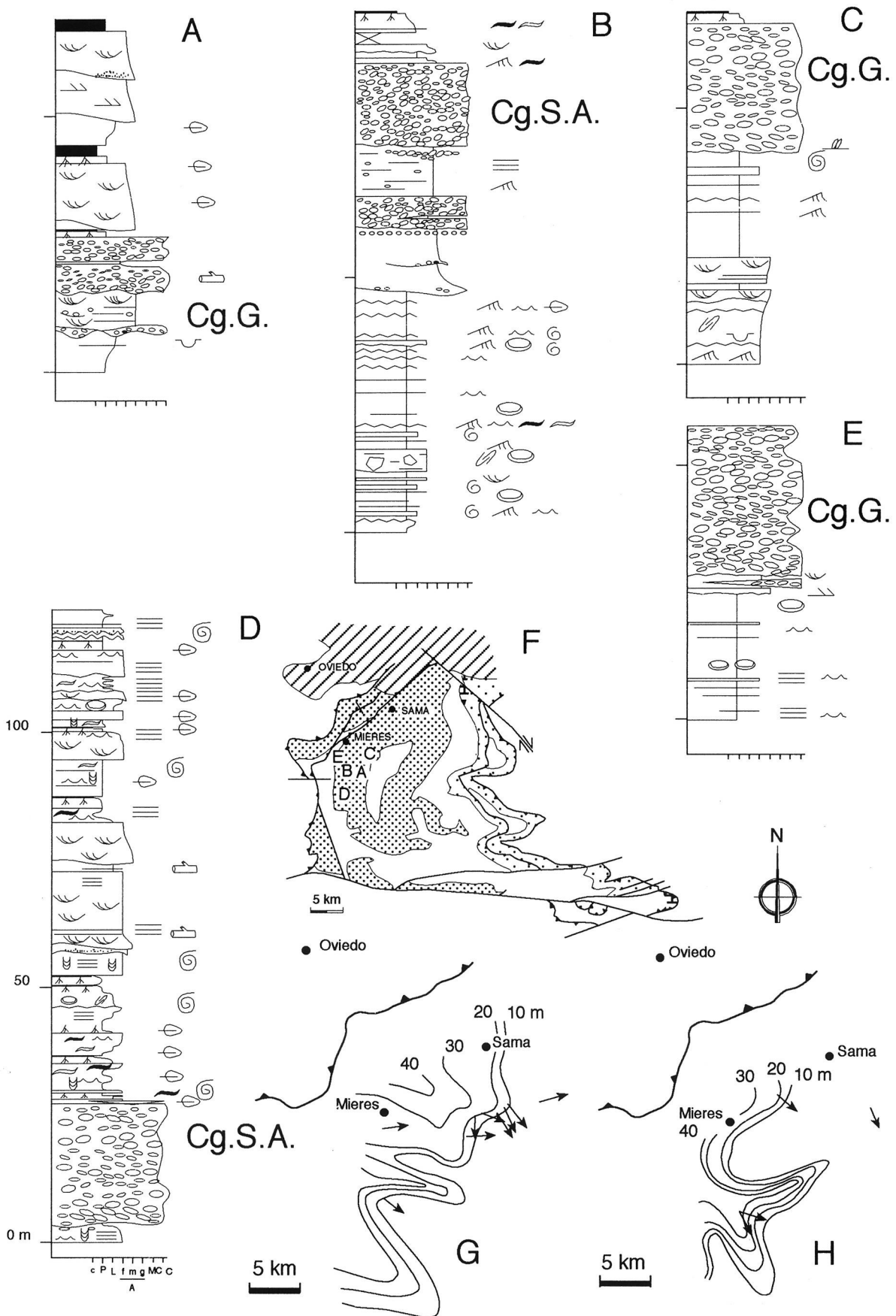


TABLA-1

| FACIES | LITOLOGÍA | GEOMETRÍA Y SECUENCIAS | ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS FAUNA, FLORA Y OTROS | INTERPRETACIÓN |
|--------------|--|---|---|---|
| A | | | | ALUVIALES |
| A.1 | ORTOCONGLOMERADOS CUARCÍTICOS, GRAVA-BLOQUE | | | PROXIMAL |
| A.1.a | ORTOCONGLOMERADOS CUARCÍTICOS, BIMODALES, MATRIZ LITARENÍTICA GRANO MEDIO | CAPAS 1-2 m, BASE LOCALMENTE EROSIVA, A TECHO LENTEJONES ARENISCOSOS <1 m | GRADACIÓN NORMAL, NO GRADADAS, (GRADACIONES INVERSAS, INVERSAS-NORMALES), IMBRICACIONES a(t)b(i), a(p)a(i). ARENISCAS CON LAMINACIÓN PARALELA, ESTRATIFICACIÓN CRUZADA EN SURCO | BARRAS LONGITUDINALES CONGLOMERÁTICAS EN SECTORES MAS PROXIMALES DE ABANICOS ALUVIALES. DEPOSITOS EN MASA |
| A.1.b | ORTOCONGLOMERADOS CUARCÍTICOS | CAPAS 3-5 m, BASES PLANAS Y EROSIVAS, INTERVALOS ARENISCOSOS <1 m | ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANAR DE GRAN ESCALA, GRADACIÓN NORMAL TANTO LONGITUDINAL COMO TRANSVERSAL | BARRAS CONGLOMERÁTICAS TRANSVERSALES, LINGUOIDES DENTRO DE CANALES RELATIVAMENTE PROFUNDOS |
| A.2 | ORTOCONGLOMERADOS CUARCÍTICOS, GRAVA-BLOQUE Y LITARENÍTICA GRANO MEDIO-FINO | | | MEDIA Y DISTAL |
| A.2.a | ORTOCONGLOMERADOS CUARCÍTICOS (PARACONGLOMERADOS MASIVOS) | CUERPOS DISCONTINUOS <2 m, BASE CANALIFORME, TECHO PLANO | ESTRATIFICACIÓN HORIZONTAL O CRUZADA DE BAJO ANGULO | RELLENO DE CANALES CONGLOMERÁTICOS MENORES AISLADOS |
| A.2.b | ORTOCONGLOMERADOS CUARCÍTICOS, GRAVA-CANTO | LENTESES <0,5 m, BASE PLANA Y TECHO CONVEXO | ESTRATIFICACIÓN HORIZONTAL O CRUZADA DE BAJO ANGULO IMBRICACIONES a(t)b(i) | LOBULOS EN DEPRESIONES SOMERAS SOBRE FONDOS ARENOSOS POR DELANTE DE LAS FACIES DE BARRAS LONGITUDINALES O NUCLEOS DE ESTAS BARRAS |
| A.2.c | LITARENITAS DE GRANO FINO, OCASIONALMENTE CLASTOS CUARCÍTICOS (GRAVA-CANTO) AISLADOS O IMBRICADOS EN HORIZONTES, LAGS CON CLASTOS INTRAFORMACIONALES Y CUARCÍTICOS | NIVELES CONTINUOS DE HASTA 15 m DE POTENCIA | LAMINACIÓN PARALELA, SETS DE ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANAR Y SURCO DE MEDIA ESCALA | LLANURAS ARENOSAS TRENZADAS |

| | | | | |
|-----------------|---|--|---|---|
| B | | | | DELTA LLANURA DELTAICA CANALES DISTRIBUTARIOS |
| B.1 | | | | |
| B.1.a | | | | |
| B.1.a.I | LITARENITAS (SUBLITARENITAS) DE GRANO GRUESO A FINO | SECUENCIAS GRANODECRECIENTES DE HASTA 5 m, BASE EROSIVA | ESTRATIFICACIÓN CRUZADA EN SURCO DE MEDIA A GRAN ESCALA. LAMINACIÓN PARALELA Y RIPPLES DE CORRIENTE. BIOTURBACIÓN POR RAICES | CANALES TRENZADOS |
| B.1.a.II | LITARENITAS DE GRANO FINO, LIMOLITAS ARENOSAS Y LUTITAS | CUERPOS CANALIZADOS, LENTICULARES DE MENOS DE 5 m DE POTENCIA. EN SECUENCIA GRANO Y ESTRATODECRECIENTE | ESTRATIFICACIÓN CRUZADA EN SURCO DE MEDIA A GRAN ESCALA. LAMINACIÓN RIPPLES DE CORRIENTE. BIOTURBACIÓN POR RAICES | CANALES ANASTOMOSADOS |
| B.1.b | ALTERNANCIAS DE LUTITAS, LIMOLITAS Y ARENISCAS | SECUENCIAS GRANODECRECIENTE O GRANOCRECIENTE-GRANODECRECIENTE. ESTRATOS DELGADOS, ONDULADOS Y LENTICULARES | LAMINACIÓN RIPPLES DE CORRIENTE, OLA, PARALÓLA Y FLASER. LAMELIBRANQUIOS, OSTRACODOS. BIOTURBACION POR FAUNA Y RAICES | BAHIAS INTERDISTRIBUTARIAS |
| B.1.c | CARBÓN | CAPAS MENORES DE 2 m | SUSTRATO BIOTURBADO POR RAICES | TURBERAS |
| B.1.d | ALTERNANCIA DE LUTITAS, LIMOLITAS Y ARENISCAS | SECUENCIAS MENORES DE 3 m GRANO Y ESTRATODECRECIENTES | LAMINACIÓN FLASER, LENTICULAR, ONDULANTE, RIPPLES DE CORRIENTE Y OLA. ONDULACIONES DE RIPPLES CON CRESTAS TRUNCADAS. BIOTURBACIÓN POR FAUNA | LLANURAS MAREALES |
| | ARENISCAS | CANALES INTERCALADOS | SETS DE ESTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO. BIOCLASTOS | CANALES MAREALES |
| B.2 | | | | FRENTE DELTAICO |
| B.2.a | LITARENITAS DE GRANO MEDIO-FINO. CLASTOS CUARCITICOS AISLADOS O ALINEADOS | NIVELES CONTINUOS DE HASTA 15 m. ESTRATIFICACIÓN HORIZONTAL O CRUZADA DE BAJO ÁNGULO. IMBRICACIONES a(t)b(i) | LAMINACIÓN PARALELA, SETS DE ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANAR Y SURCO DE MEDIA ESCALA | BARRA DE BOCA DE DISTRIBUTARIO |

Tabla 1: Características de las facies aluviales y deltaicas.

TABLA-2

| FACIES | LITOLOGÍA | GEOMETRÍA Y SECUENCIAS | ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS FAUNA, FLORA Y OTROS | INTERPRETACIÓN |
|------------------|---|---|---|--|
| C | | | | PLATAFORMAS MARINA SOMERA |
| C.1 | | | | PLATAFORMA MARINA SOMERA TERRIGENA |
| C.1.a | LUTITAS MARGOSAS CON DELGADAS INTERCALACIONES DE ARENISCAS | SECUENCIAS GRANO Y ESTRATOCRECIENTE DE VARIAS DECENAS DE METROS | BIOTURBACIÓN. BRAQUIÓPODOS, BRIOZOOS, EQUINODERMOS, CORALES, ESPONJAS CALCÁREAS, TRILOBITES, ALGAS FILOIDES | PLATAFORMA LUTÍFICA/PRODELTA |
| C.1.b | LITARENITAS O SUBLITARENITAS DE GRANO FINO | NIVELES TABULARES DE HASTA 50 cm CON BASE EROSIVA Y TECHO GRADACIONAL | EQUINODERMOS, BRAQUIÓPODOS. BIOTURBACIÓN | ARENISCAS TRANSGRESIVAS |
| C.1.c | LITARENITAS DE GRANO FINO A MEDIO | SECUENCIAS GRANODECRECIENTES O CRECIENTES | ESTRATIFICACIONES CRUZADAS EN SETS DE MEDIANA A GRAN ESCALA, EN SURCO O TABULARES, LAMINAS ASINTÓTICAS A LA BASE O SIGMOIDALES, MUD DRAPES. LAMINACIÓN PARALELA, RIPPLES DE CORRIENTE OLA Y FLASER. POROSIDAD BIOMÓLDICA | BARRAS MAREALES |
| C.1.d | LUTITAS, LITARENITAS Y CUARCITAS DE GRANO FINO | SECUENCIAS GRANO Y ESTRATOCRECIENTES DE VARIAS DECENAS DE METROS | ESTRATIFICACIÓN CRUZADA EN SURCO DE MEDIANA ESCALA, PARALELA Y HUMMOCKY. LAMINACIÓN PARALELA Y CRUZADA DE RIPPLES DE CORRIENTE Y OLA. BIOTURBACIÓN Y FAUNA | BARRAS SUBMAREALES ORIGINADAS EN UNA PLATAFORMA MARINA SOMERA SOMETIDA AL OLEAJE Y OCASIONALMENTE A TORMENTAS |
| C.1.e | LITARENITAS Y CUARCITAS DE GRANO FINO | ESTRATOS DE HASTA 60 cm CON BASE EROSIVA Y TECHOS ONDULADOS | ESTRATIFICACIÓN HUMMOCKY, LAMINACIÓN PARALELA RIPPLES DE OLA. BRAQUIÓPODOS, LAMELIBRANQUIOS, EQUINODERMOS Y FORAMINIFEROS | CAPAS DE TORMENTA |
| C.2 | | | | PLATAFORMAS CARBONATADAS |
| C.2.a | | | | ACUMULACIONES MECANICAS |
| C.2.a.I | CALIZAS GRISES MICRITICAS WACKSTONE BIOCLASTICAS MICRITA NO FERROSA | NIVELES LENTICULARES DE 0,5 A 5 m DE POTENCIA, CON BASE EROSIVA Y SECUENCIA GRANODECRECIENTE O BASE PLANA Y TECHO CONVEXO Y SECUENCIA GRANOCRECIENTE | EQUINODERMOS, BRIOZOOS, FORAMINIFEROS, TRILOBITES, OSTRACODOS, ALGAS, INTRACLASTOS, PELOIDES, NÓDULOS ALGARES. ESTRATIFICACIÓN CRUZADA EN SURCO DE MEDIANA ESCALA | BARRAS Y CANALES MAREALES |
| C.2.a.II | CALIZAS GRISES PACKSTONE BIOCLASTICAS MICRITA NO FERROSA | TRAMOS MENORES DE 1 m, CON BASE EROSIVA LIGERAMENTE CANALIZADA | EQUINODERMOS, BRIOZOOS, FORAMINIFEROS, TRILOBITES, OSTRACODOS, ALGAS, INTRACLASTOS, PELOIDES, NÓDULOS ALGARES. ESTRATIFICACIÓN CRUZADA EN SURCO DE MEDIANA ESCALA | DEPÓSITOS DE TORMENTA, LAGS DE CANALES MAREALES, MOMENTOS DE MÁXIMA ENERGÍA DURANTE LA TRANSGRESIÓN |
| C.2.a.III | CALIZAS GRISES WACKSTONE-MUDSTONE BIOCLASTICAS. ARCILLA Y CUARZO DETRITICO MICRITA FERROSA | ESTRATOS ONDULADOS DE HASTA 20 cm | EQUINODERMOS, FORAMINIFEROS, DASICLADACEAS, ALGAS FILOIDES, DINEZELLAS, BRIOZOOS, BRAQUIÓPODOS, LAMELIBRANQUIOS, TRILOBITES, ESPICULAS DE ESPONJAS, NÓDULOS ALGARES, INTRACLASTOS, PELOIDES. | PLATAFORMAS SOMERAS SUBMAREALES DE BAJA ENERGÍA, MÁS HACIA EL CONTINENTE QUE LAS FACIES C.2.a.I |

| | | | | |
|------------------|--|---|--|--|
| C.2.a.IV | CALIZAS GRISES GRAINSTONE-PACKSTONE OOLITICAS | NIVELES MENORES DE 1,5 m DE ESPESOR, BASE EROSIVA Y TECHO GRADUAL | OOLITOS, EQUINODERMOS, BRAQUIPODOS, BRIOZOOS, FORAMINIFEROS, GASTEROPODOS, ONCOLITOS, ESTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO O MASIVOS | SHOALS OOLITICOS, CAPAS DE TORMENTA |
| C.2.a.V | CALIZAS GRISES WACKSTONE-PACKSTONE PELOIDALES MICRITA NO FERROSA | NIVELES MASIVOS DE 1 A 5 m DE ESPESOR | PELLETS (50%), EQUINODERMOS, FORAMINIFEROS, BRIOZOOS, TUBIPHYTES, RODOFICEAS, CIANOFICEAS | ZONAS SITUADAS ENTRE ACUMULACIONES BIOCLASTICAS O CONSTRUCCIONES DE ALGAS |
| C.2.a.VI | PACKSTONE DE INTRACLASTOS MICRITA NO FERROSA | SECUENCIAS GRANODECRECIENTES MENORES DE 4 m, BASE NETA Y TECHO GRADUAL, ESTRATOS DE UNOS 15 cm | INTRACLASTOS, EQUINODERMOS, TRILOBITES, BRIOZOOS | PROCESOS EROSIVOS DENTRO DE LA PLATAFORMA DEBIDOS A ENTRADAS DE FLUJOS PROCEDENTES DEL CONTINENTE O DESCENSOS DEL NIVEL DEL MAR |
| C.2.a.VII | WACKSTONE DE NODULOS ALGARES MICRITA NO FERROSA Y GRUMOSA | NIVELES DELGADOS CON ESTRATOS TABULARES DE UNOS 20 cm | NODULOS ALGARES (LAMINADOS O NO), FORAMINIFEROS | AMBIENTES SUBMAREALES DE POCA PROFUNDIDAD Y BAJA ENERGIA, PROCESOS REGRESIVOS OOLITOS NO LAMINADOS Y TRANSGRESIVOS LOS LAMINADOS |
| C.2.b | | | | BIOCONSTRUCCIONES |
| C.2.b.I | BOUNDSTONE DE DONEZELLAS MICRITA NO FERROSA Y GRUMOSA | NIVELES MASIVOS DE HASTA 6 m | DONEZELLAS, FORAMINIFEROS, OSTRACODOS, EQUINODERMOS, UNGDARELLACEAS | BIOHERMOS EN ZONAS SOMERAS DE PLATAFORMA, CON AGUAS LIMPIAS, SALINIDAD NORMAL, BUENA CIRCULACION Y ENERGIA DEBIL |
| C.2.b.II | BOUNDSTONE DE ALGAS FILOIDES MICRITA FERROSA OSCURA Y GRUMOSA | NIVELES DE ESPESOR VARIABLE MENOR DE 10 m, ASPECTO LAMINADO POR DISPOSICION Y FORMA DE LAS ALGAS, TRANSITOS GRADUALES | ALGAS FILOIDES, FORAMINIFEROS, CIANOFICEAS, EQUINODERMOS, BRIOZOOS, OSTRACODOS, DASICLADACEAS, TUBIPHYTES, RODOFICEAS, INTRACLASTOS, NODULOS ALGARES, PELOIDES | BIOHERMOS EN ZONAS SOMERAS DE PLATAFORMA, CON AGUAS LIMPIAS, SALINIDAD NORMAL, BUENA CIRCULACION Y ENERGIA DEBIL, EN OCASIONES ACUMULACIONES PARAUTOCTONAS |
| C.2.b.III | BOUNDSTONE DE BERESSELLINAE Y UNGDARELLACEAS, MICRITICA NO FERROSA | NIVELES MASIVOS DE HASTA 6 m DE ESPESOR | UNGDARELLACEAS, BERESSELLAS, FORAMINIFEROS, OSTRACODOS, EQUINODERMOS, GASTEROPODOS | BIOHERMOS EN ZONAS SOMERAS DE PLATAFORMA, CON AGUAS LIMPIAS, SALINIDAD NORMAL, BUENA CIRCULACION Y ENERGIA DEBIL |
| C.2.b.IV | BOUNDSTONE DE DASICLADACEAS, MICRITA OSCURA, ARCILLOSA Y LOCALMENTE ALGO FERROSA | NIVELES MASIVOS DE HASTA 8 m DE ESPESOR | DASICLADACEAS, ALGAS FILOIDES, BRIOZOOS, EQUINODERMOS | BIOHERMOS EN ZONAS SOMERAS DE PLATAFORMA, CON AGUAS LIMPIAS, SALINIDAD NORMAL, BUENA CIRCULACION Y ENERGIA DEBIL |
| C.2.b.V | BOUNDSTONE DE TUBIPHYTES Y BRIOZOOS MICRITA NO FERROSA | CUERPOS METRICOS, MASIVOS, DE BASE NETA, PLANA Y TECHO CONVEXO | TUBIPHYTES, BRIOZOOS, CIANOFICEAS, CORALES LAMINARES, BRAQUIPODOS, OSTRACODOS, FORAMINIFEROS, INTRACLASTOS, PELLETS | BIOHERMOS EN ZONAS SOMERAS DE PLATAFORMA, CON AGUAS LIMPIAS, SALINIDAD NORMAL, BUENA CIRCULACION Y ENERGIA DEBIL |

Tabla 2: Características de las facies de plataforma marina somera terrígena y carbonatada.

TABLA-3

| FACIES | LITOLOGÍA | GEOMETRÍA Y SECUENCIAS | ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS FAUNA, FLORA Y OTROS | INTERPRETACIÓN |
|---------|--|--|--|--|
| D.1 | | | | PLATAFORMA EXTERNA/TALUD CARBONATADO |
| D.1.a | LUTITAS GRISES LIGERAMENTE CALCÁREAS | TRAMOS DE ESPESOR VARIABLE (100 m EN OCASIONES) | ESCASA POROSIDAD BIOMÓLDICA, RESTOS VEGETALES Y BIOTURBACIÓN | LUTITAS DE PLATAFORMA EXTERNA Y TALUD |
| D.1.b | PEBBLY MUDSTONE, CLASTOS DE CALIZAS, BIOCLÁSTICAS, LUTITAS Y BIOCLASTOS, TAMAÑOS CANTO-BLOQUE, MATRIZ MARGOSA | NIVELES DE HASTA 15 m DE POTENCIA, DISCONTINUOS Y CON BASE EROSIVA | MALA CLASIFICACIÓN | DEPOSITOS DE BORDE DE TALUD CARBONATADO |
| D.1.c | BLOQUES CALCÁREOS DE MÉTRICOS A DECAMÉTRICOS | AISLADOS A GROSERAMENTE ESTRATIFICADOS, DISPERSOS EN LAS FACIES D.1.a | | DEPOSITOS DE BORDE DE TALUD CARBONATADO |
| D.1.d | ACUMULACIONES OLISTOSTRÓMICAS EN UNA MATRIZ LUTÍCA | NIVELES DISCONTINUOS DE BASE EROSIVA CANALIFORME | | DEPOSITOS DE BORDE DE TALUD CARBONATADO |
| D.1.f | ORTOCONGLOMERADOS CALCAREOS Y ALGUNO LUTÍCA. MATRIZ LUTÍCA | CAPAS DE HASTA 4 m CONTINUAS O LENTICULARES, AISLADAS O AMALGAMADAS. SECUENCIA GRANODECRECIENTE. A TECHO ESTRATIFICACION PLANO-PARALELA | | DEPOSITOS DE BORDE DE TALUD CARBONATADO |
| C.2 | | | | ABANICOS SUBMARINOS |
| D.2.a | LITARENITAS DE GRANO MEDIO | CUERPOS LENTICULARES SIMPLES O AMALGAMADOS DE HASTA 10 m CON BASE EROSIVA CANALIZADA. SECUENCIA GRANODECRECIENTE | SEÑALES DE DEFORMACIÓN, CANTOS LUTÍICOS INTRAFORMACIONALES | CANALES SITUADOS EN EL ABANICO MEDIO |
| D.2.b | ALTERNANCIAS DE LITARENITAS Y LUTITAS | SECUENCIAS DE MENOS DE 10 m GRANO Y ESTRATODECRECIENTES. A TECHO O LATERALMENTE DE LAS FACIES D.2.a | SECUENCIAS DE BOUMA Tb-e, Tc-e y Td-e. GROOVES Y FLUTE CAST | DEPOSITOS DE DESBORDAMIENTO Y LEEVE ENTRE CANALES |
| D.2.c | | | | LÓBULOS TURBIDÍICOS |
| D.2.c.l | ALTERNANCIAS DE LITARENITAS Y LUTITAS. % 1:1 O MAYOR DE LITARENITAS | SECUENCIAS GRANO Y ESTRATOCRECIENTES DE HASTA 10 m. ESTRATOS DE MENOS DE 1 m | SECUENCIAS DE BOUMA Ta-e, Tb-e, Ta, Ta-b. GROOVE Y FLUTE CAST, CLASTOS LUTÍICOS INTRAFORMACIONALES | PARTES PROXIMALES DE LÓBULOS TURBIDÍICOS |
| D.2.c.l | ALTERNANCIAS DE LUTITAS Y LITARENITAS. MAYOR % DE LAS PRIMERAS | ESTRATOS MENORES DE 20 cm. LOCALMENTE GRANO Y ESTRATOCRECIENTES | SECUENCIAS DE BOUMA Tb-e, Tc-e, Td-e. GROOVE Y FLUTE CAST | PARTES DISTALES DE LÓBULOS TURBIDÍICOS |

Tabla 3: Características de las facies de plataforma externa/talud carbonatado y abanicos submarinos.

Las facies proximales del sistema están formadas principalmente por depósitos conglomeráticos correspondientes a barras longitudinales y transversales (facies **A.1.a** y **A.1.b**) desarrolladas dentro de los canales trenzados y de forma subordinada por esporádicos depósitos de coladas tipo *debris flow*. Asociadas a ellas, y durante los momentos de baja descarga, se depositaron arenas con un bajo potencial de preservación, debido a los sucesivos incrementos en la descarga. Estos materiales actualmente aparecen como niveles de areniscas discontinuos intercalados entre los conglomerados.

El abanico aluvial medio y distal presentaría una mayor proporción de arenas que de gravas y cantos. La facies más característica de estos dominios estuvo formada por los depósitos de una llanura arenosa trenzada (**A.2.c**), extensa y agradante, en la que el flujo discurría en condiciones someras y poco canalizadas, desarrollando un mosaico de barras longitudinales y transversales de bajo relieve limitadas por zonas más profundas (*pools*) entre ellas. Episódicamente estuvo cortada por canales conglomeráticos (**A.2.a**) y por delgadas barras de la misma naturaleza (**A.2.b**). Su relación espacial con la subfacies de canales arenosos trenzados (**B.1.a.I**), sugiere que ocupaba una situación más proximal y axial que los mismos, a los que evolucionaría tanto distal como lateralmente.

En la figura 5 (A-E) se representan diferentes secuencias de progradación de lóbulos de este sistema deltaico. De su estudio se deduce que los lóbulos conglomeráticos progradaron en algunos casos directamente sobre facies de plataforma lutítica-prodelta (secuencia C), en vez de hacerlo sobre facies de llanura arenosa trenzada. Cuando así ocurre, los clastos muestran bidireccionalidad en la imbricación como consecuencia del retrabajamiento marino.

Los mapas de isopacas de la figura 5 (G, H) (AGUEDA *et al.*, 1986), muestran la morfología en forma de lóbulos yuxtapuestos que desarrollaron los conglomerados de Generalas y San Antonio. En ambos casos el espesor aumenta hacia el NO indicando, junto a las direcciones de paleocorrientes medidas sobre imbricaciones de clastos, la localización del área madre hacia dicha dirección. Dicha posición coincide con la localización del frente de actividad orogénica durante el Westfaliense D (PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1988; FERNÁNDEZ *et al.*, 1988; AGUEDA *et al.*, 1991). Los clastos procederían principalmente del reciclado de otros sistemas más antiguos situados hacia dichas zonas y posteriormente levantados y retrabajados por la migración de la deformación.

3.1.2. Deltas de Llanura Trenzada (*braid plain delta*)

En diversas ocasiones a lo largo de la serie estudiada, las sucesiones deltaicas poseen una morfología laminar, con gran amplitud areal y escaso espesor, en las que los depósitos están integrados mayoritariamente por la subfacies **B.1.a.I**, de litarenitas de grano grueso a fino correspondiente a canales del tipo trenzado.

Tal es el caso de las secuencias existentes en las “micropudingas de Llanón” del *paquete* del mismo nombre (Kashirsky superior) y en las Areniscas de Generalas (Podolsky), ambas presentes en el sector Aller-Nalón. Para ambos depósitos, y otros que también pueden reconocerse en el *paquete* Caleras, no existe una conexión clara en-

tre las facies de canales trenzados y las conglomeráticas aluviales (Asociación de facies **A.1** y **A.2**), por lo que se asemejan más al modelo deltaico del tipo *braid delta* establecido por McPHERSON *et al.* (1987), y posteriormente denominado por NEMEC & STEEL (1988) y NEMEC (1990) como *braidplain delta*.

En el caso de las Areniscas de Generalas, COLMENERO & BARBA (1985), después de estudiar y correlacionar diversos afloramientos (Fig. 6), concluyen que podrían representar un sistema deltaico del tipo lobulado (*lobate*), construido por la superposición de canales trenzados, propio de zonas con aporte arenoso grande. Posteriormente, AGUEDA *et al.* (1986-87) y FERNÁNDEZ *et al.* (1988), las consideraron como parte del Abanico aluvial costero o fan-delta de Mieres.

Las secuencias deltaicas como las descritas aquí parecen haber sido generadas por un sistema deltaico constructivo dominado por la acción fluvial, con poco desarrollo de facies propiamente marinas (ELLIOT, 1978). Corresponden, según la clasificación de NEMEC (1990), a un delta de llanura trenzada.

La figura 6.B muestra la morfología lobulada que adquieren las Areniscas de Generalas, cuyos espesores disminuyen progresivamente hacia el SE en concordancia con las direcciones de paleocorrientes.

La distribución de espesores acumulados de capas de carbón asociadas (Fig. 6.C) a estas secuencias muestran cómo los ambientes generadores de carbón se localizan preferentemente en la zona NE de la cuenca y lateralmente a los lóbulos arenosos principales, migrando sobre ellos cuando cesó la progradación.

Las sucesiones forman secuencias grano y estratocrecientes de pocos metros de espesor, en las que a los depósitos de plataforma lutítica-prodelta (facies **C.1.a**), se superponen barras de desembocadura de distributario (facies **B.2.a**) y canales trenzados (subfacies **B.1.a.II**).

3.1.3. Deltas Fluviales (*river deltas*)

Constituye el modelo clásico, descrito ampliamente en la bibliografía. Dentro de las sucesiones que abarca este estudio, sus secuencias se localizan principalmente en los *paquetes* Levinco, Tendeyón y María Luisa, y de forma más dispersa en otras partes de las sucesiones de los sectores Aller-Nalón y Piedrafita-Lillo. Las diferencias fundamentales de este modelo respecto a los anteriores son, por una parte, el carácter lenticular y discontinuo de las facies canalizadas, las cuales tienen además una menor granulometría y espesor; por otra, el hecho, casi siempre observable, de aparecer sus secuencias interestratificadas con lutitas marinas y carbonatos (Fig.7).

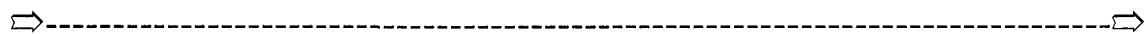
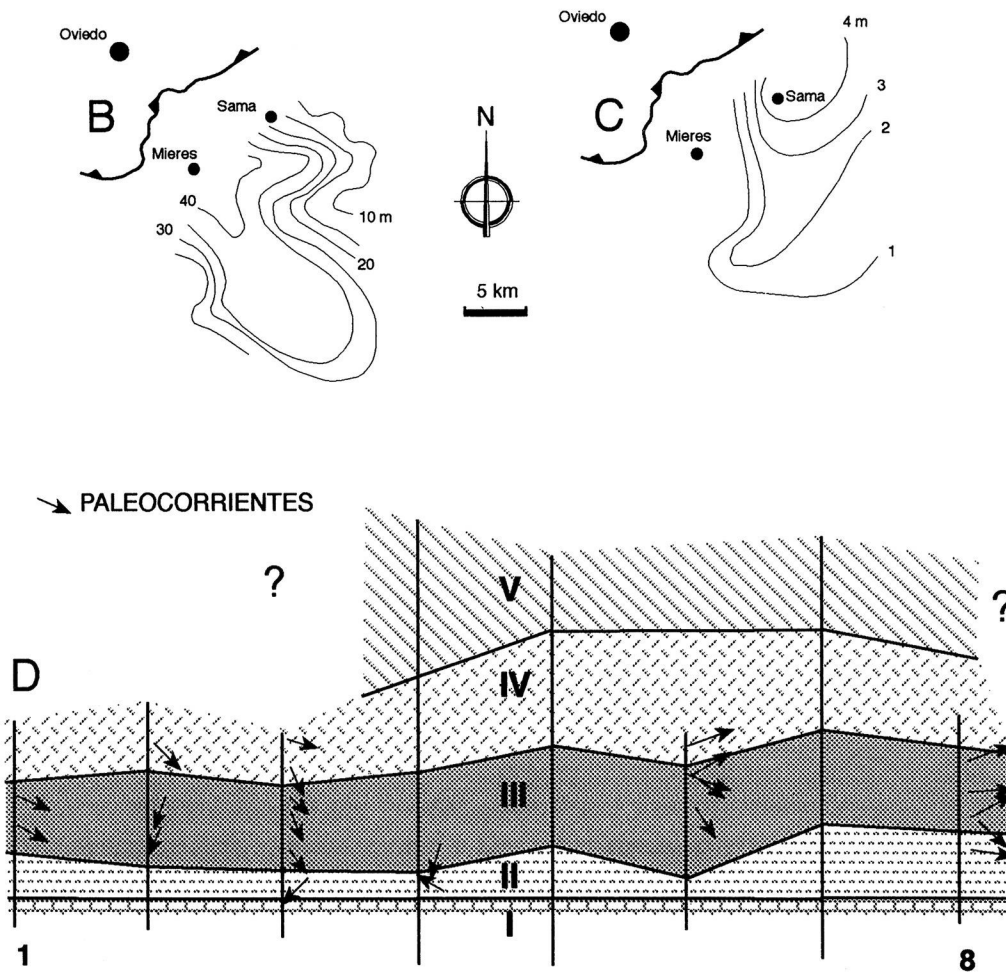
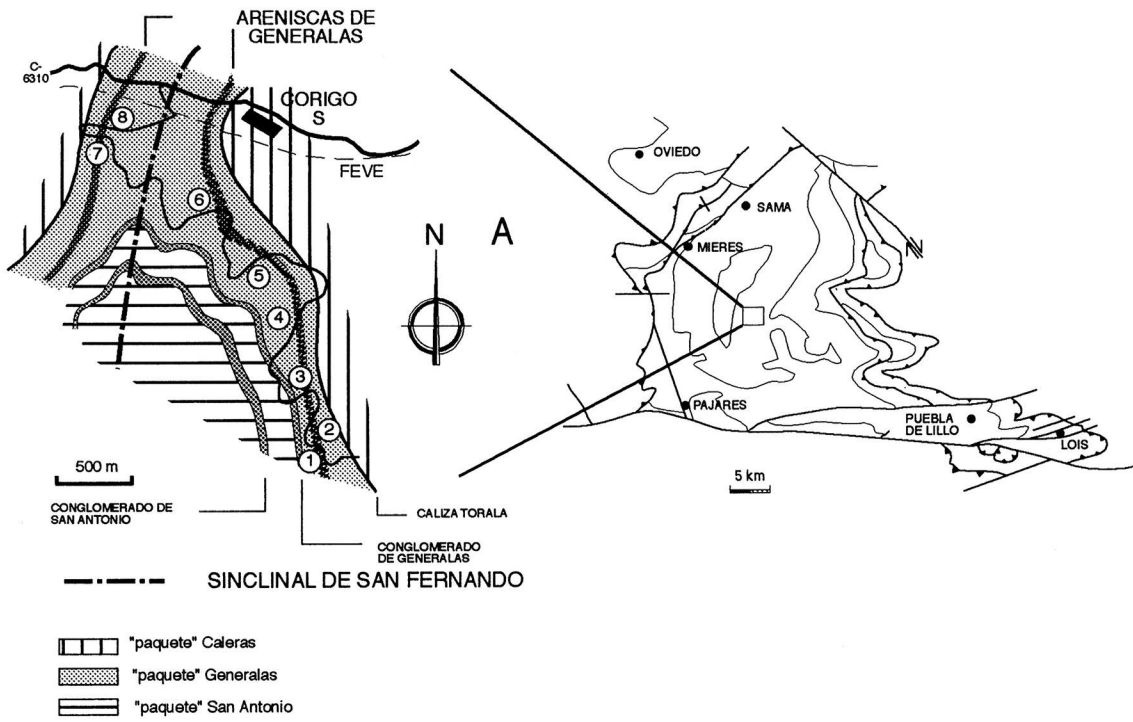


Figura 6: A) Situación geológica de las series estudiadas de las Areniscas de Generalas («*paquete*» Generalas) en la carretera de acceso a la explotación a cielo abierto de Coto Bello (HUNOSA). B) Mapa de isopacas del tramo basal. C) Isopacas de las capas de carbón asociadas. D) Secuencias de progradación de deltas de llanura trenzada, correspondiente a las Areniscas de Generalas (*paquete* Generalas) en la carretera de acceso a la explotación a cielo abierto de Coto Bello (HUNOSA) (según COLMENERO & BARBA, 1985). I.- Facies marinas someras: Asociación carbonatada (**C.2.a.I**, **C.2.a.VII**, **C.2.b.II**). II.- Facies de plataforma lutítica-prodelta (**C.1.a**)-Facies de barra de desembocadura de distributario (**B.2.a**). III.- Subfacies de canales trenzados (**B.1.a.I**). IV.- Facies de bahías interdistributarias (**B.1.c**): 1. Depósitos de diques, llanuras de inundación y turberas, 2. Canales anastomosados y turberas, 3. Lóbulo de desbordamiento.



Los canales distributarios en este tipo de secuencias poseen escasa entidad frente al resto de las facies de prodelta y frente deltaico. Dentro de las facies de llanura deltaica, los canales se interestratifican con otros depósitos más finos, especialmente turberas (facies **B.1.d**) y de bahías interdistributarias (facies **B.1.c**). La escasa libertad que estos depósitos permitían respecto a la movilidad lateral de los canales pudo ser la causa del carácter anastomosado que desarrollaron (subfacies **B.1.a.II**).

3.2. AMBIENTES MARINOS SOMEROS

3.2.1. Plataformas carbonatadas

Los episodios carbonatados aparecen fundamentalmente dentro del Grupo Lena, en la Cuenca Carbonífera Central.

En la Formación San Emiliano de la Unidad de La Sobia-Bodón (Fig. 1.A), BOWMAN (1980), interpretó los carbonatos como generados en plataformas carbonatadas, alineadas más o menos de forma paralela a una costa dominada por sistemas deltaicos. Para MARTÍN LLANEZA (1979) y SÁNCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1981b, 85a), los bancos carbonatados que aparecen en la Formación Fito de la Unidad del Ponga (Fig. 1.A), culminando los ciclos deltaicos, se originaron sobre plataformas deltaicas una vez que se hubo interrumpido la progradación de los mismos y tenía lugar la posterior compactación y subsidencia.

Este carácter local de los bancos carbonatados y su interconexión con los depósitos deltaicos terrígenos, dificulta considerablemente su correlación, tal y como se observa en la figura 7, correspondientes a tres cortes realizados en la parte superior del *paquete* Tendeyón (sector Aller-Nalón), separados entre sí unos cinco kilómetros y situadas en una posición aproximada SO-NE, prácticamente perpendicular a la salida principal de los aportes. Las zonas donde los distributarios deltaicos han sido más importantes (serie de La Colladona situada más hacia el NE), están marcadas por una nula sedimentación carbonatada.

El modelo de sedimentación carbonatada definido en este trabajo, es bastante similar al propuesto por BOWMAN (1980). El margen más interno de las plataformas carbonatadas, conectado de forma gradual con las facies de plataforma lutítica-prodelta, estuvo constituido, la mayor parte de las veces, por acumulaciones de nódulos algares (subfacies **C.2.a.VII**), con un elevado grado de contaminación terrígena. De ellos, los nódulos laminados (oncoides) corresponderían a momentos de mayor energía en el inicio de una transgresión, mientras que los no laminados se correlacionarían con etapas regresivas de menor energía. En otros casos, las facies dominantes fueron grainstones oolíticas (subfacies **C.2.a.IV**) y packstones bioclásticas (subfacies **C.2.a.II**), también de energía muy alta, y correlacionables con el inicio de transgresiones.

Hacia el interior de las plataformas, en dirección al mar abierto y con una progresiva pérdida de turbidez en el agua, las facies anteriores estarían sustituidas, en primer lugar, por acumulaciones de algas filoides (subfacies **C.2.b.II**), en las que todavía existió un grado relativamente elevado de contaminación arcillosa; posteriormente, por algas dasicladáceas, en especial del género *Epimastopora* (subfacies **C.2.b.IV**) y, finalmente, donde las condiciones de salinidad y limpieza del agua eran

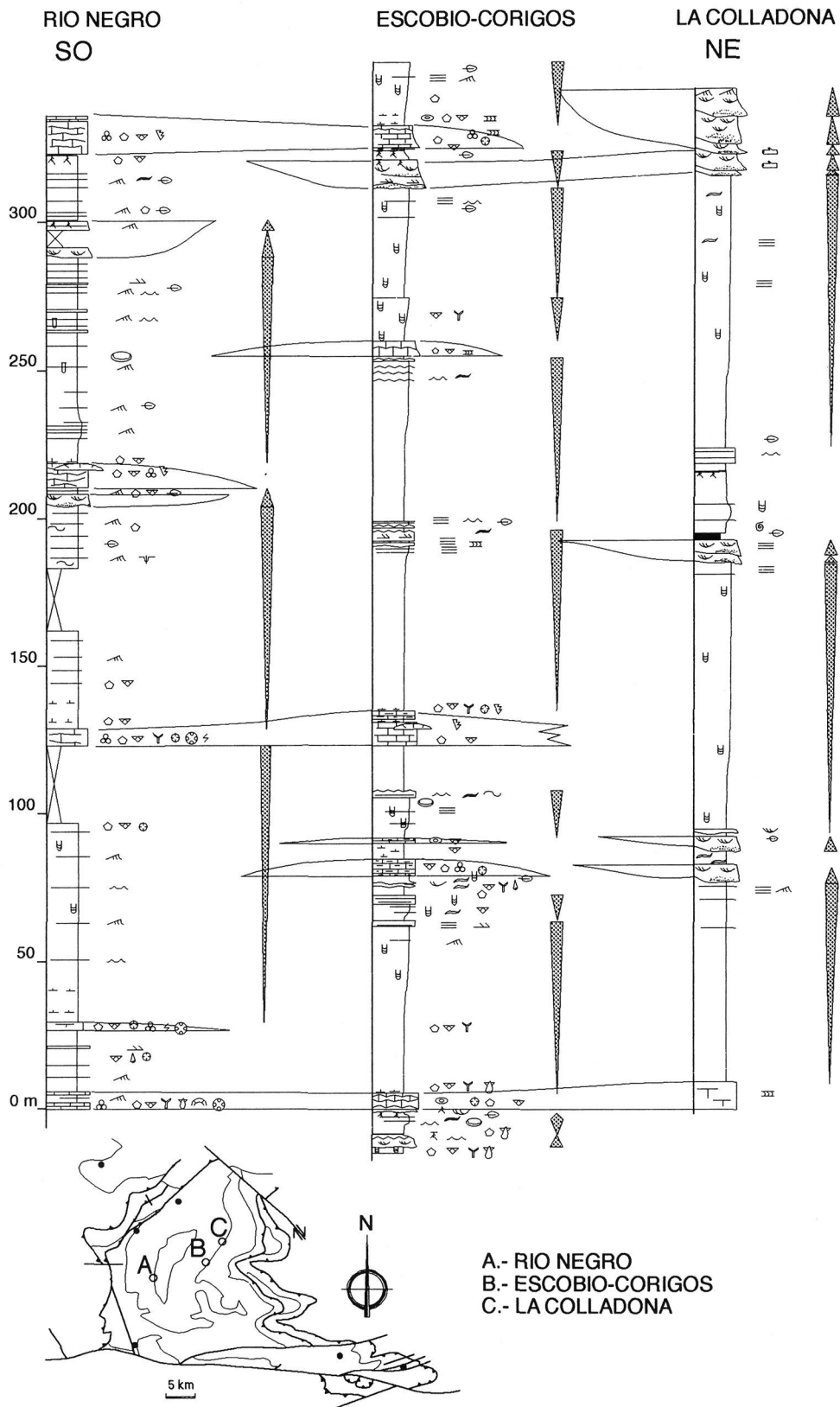


Figura 7: Correlación entre tres series de la parte superior del paquete Tendeyón (sector Aller-Nalón).

idóneas, se desarrollaría una fauna variada y abundante (subfacies de wackestones bioclásticas, **C.2.a.I**) en la que hay que destacar los organismos del tipo *Donezella* y *Beresellinae* que constituyeron boundstones (subfacies **C.2.b.I** y **C.2.b.III**) y ejercieron un papel importante en la construcción de la plataforma carbonatada. Estas áreas eran también más profundas y tranquilas como lo prueba la delicada anatomía de los organismos anteriormente referidos, que difícilmente hubieran podido soportar niveles energéticos altos. De modo más esporádico, y bajo condiciones ambientales algo diferentes, capaces de determinar la ausencia de *Donezella* y *Beresellinae*, se produciría la instalación de la asociación de *Tubiphytes* y briozoos, también capaz de formar construcciones de cierta importancia (facies de boundstone de *Tubiphytes* y briozoos).

Los límites de las plataformas carbonatadas con las lutitas de zonas más externas y profundas (facies **D.1.a**), desarrollaron bordes abruptos y estuvieron formados por niveles carbonatados discontinuos, con depósitos brechoides (facies **D.1.b, c, d** y **f**), indicando que estas acumulaciones carbonatadas constituyeron elevaciones topográficas respecto del medio circundante.

En resumen, esta sucesión de facies registra variaciones en las condiciones ambientales, determinadas por el grado de polución terrígena y la profundidad y energía del medio, evolucionando desde ambientes someros, submareales y relativamente contaminados por suspensiones terrígenas, hasta condiciones algo más profundas y tranquilas, con aguas claras y salinidad normal, en zonas de carácter marino más abierto donde se depositaron las facies de wackestones bioclástica y boundstones de *Donezella* y *Beresellinae*.

En el cese de la sedimentación carbonatada y el consiguiente abortamiento de las plataformas, intervinieron dos procesos principales. En primer lugar la progradación de sistemas deltaicos sobre los márgenes internos de las mismas; en segundo lugar, el hundimiento o subsidencia de toda o parte de las mismas, lo que impediría también la producción de carbonatos. En el primer caso la sedimentación carbonatada estaría asociada a un proceso regresivo progradacional, mientras que en el segundo, lo sería con un proceso transgresivo.

En la figura 8 se exponen diversas secciones del último nivel carbonatado del paquete Levinco (BARBA *et al.*, 1986), observándose que su instalación tiene lugar en primer lugar en aquellos lugares donde las salidas de distributarios han sido menos importantes (series SP, FE, LA), mediante depósitos de packstone de intraclastos y oolitos (subfacies **C.2.a.VI** y **C.2.a.IV**). Una vez que estos distributarios han migrado a otras áreas o bien han dejado de progradar, la instalación definitiva de estas plataformas carbonatadas se lleva a cabo mediante depósitos de wackestone bioclásticas (subfacies **C.2.a.I**) y boundstone de *Donezella* y *Beresellinae* (subfacies **C.2.b.I** y **C.2.b.III**). Esta plataforma carbonatada se va a abortar por la progradación de sistemas deltaicos; los distributarios más importantes se situarán en las inmediaciones de la serie FE-2.

En la evolución vertical de un ciclo carbonatado, nunca se produce un desarrollo simétrico en la zonación de las diferentes facies. La mayor parte de los mismos comienzan directamente por la subfacies de wackestones bioclásticas en vez de hacerlo por la subfacies de wackestones de oncooides o por las packstone-grainstone de ooides lo que puede significar, en primer lugar, que la transgresión estuvo acompañada de una erosión basal, o que la misma tuvo lugar de forma rápida impidiendo el establecimiento de las condiciones ambientales ideales.

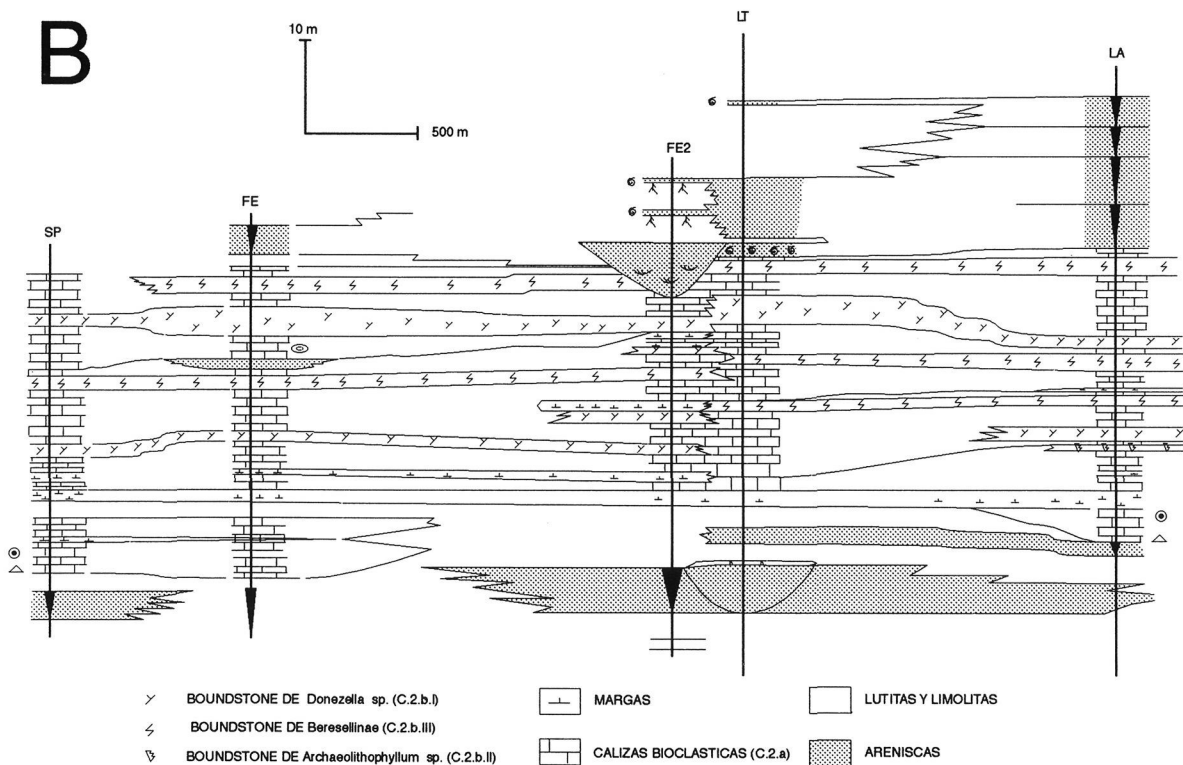
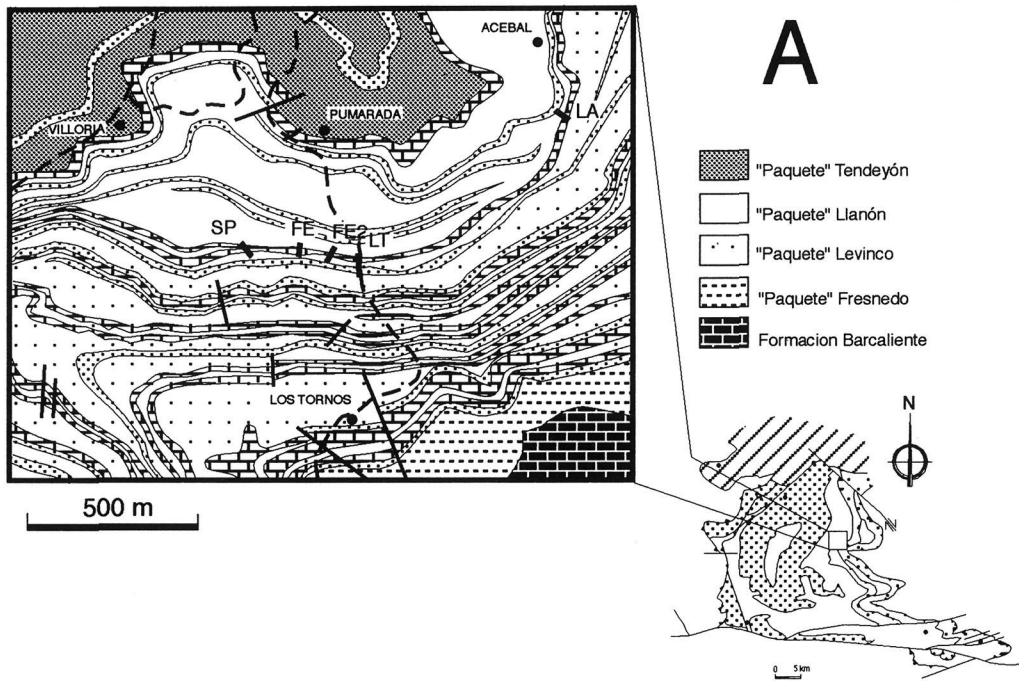


Figura 8: Situación geológica de las series estudiadas (LA, LT, FE2, FE, SP) de la caliza límite entre los "paquetes" Levinco y Llanón. **B)** Correlación de una capa de calizas en la que se desarrollan diversas construcciones debidas fundamentalmente a algas (Según BARBA, SALVADOR & FERNÁNDEZ, 1986).

3.2.2. Plataformas terrígenas

La plataforma terrígena constituyó un cinturón más o menos amplio, localizado entre los depocentros deltaicos y las plataformas carbonatadas, en el que la sedimentación dominante fue de fangos acumulados desde suspensiones, pero que también incluyó acumulaciones de grano grueso ordenadas en forma de barras arenosas, con material retrabajado desde los sistemas deltaicos por olas, mareas o tormentas. En las lutitas son abundantes los niveles homogeneizados por bioturbación.

Complejos arenosos de origen mareal dentro de ambientes marinos someros, fueron descritos por BARBA & COLMENERO (1984) en las Areniscas de La Voz, al techo del *paquete* San Antonio (sector Aller-Nalón). Su procedencia sería, según los autores anteriores y AGUEDA *et al.* (1986-87) y FERNÁNDEZ *et al.* (1988), la consecuencia del retrabajamiento por mareas y olas de facies distales del sistema de abanicos aluviales costeros de Mieres, tal y como se deduce del análisis de la figura 9, en la que se reconoce un sistema coalescente de lóbulos arenosos penetrando desde el NO. Las paleocorrientes presentan mayor variabilidad debido a la superposición de la acción mareal sobre direcciones primarias de aportes.

Otro tipo de acumulaciones arenosas de menor entidad dentro del modelo que estamos considerando, estarían originadas por tormentas, las cuales, después de incidir sobre los complejos de marea y de frente deltaico, transportarían importantes masas arenosas dentro de zonas someras de la plataforma.

La migración hacia el continente de los ambientes de plataforma somera sobre los sistemas deltaicos y mareales, originaría la formación de un depósito basal construido por areniscas transgresivas (facies C.1.b), procedente del retrabajamiento de los mismos.

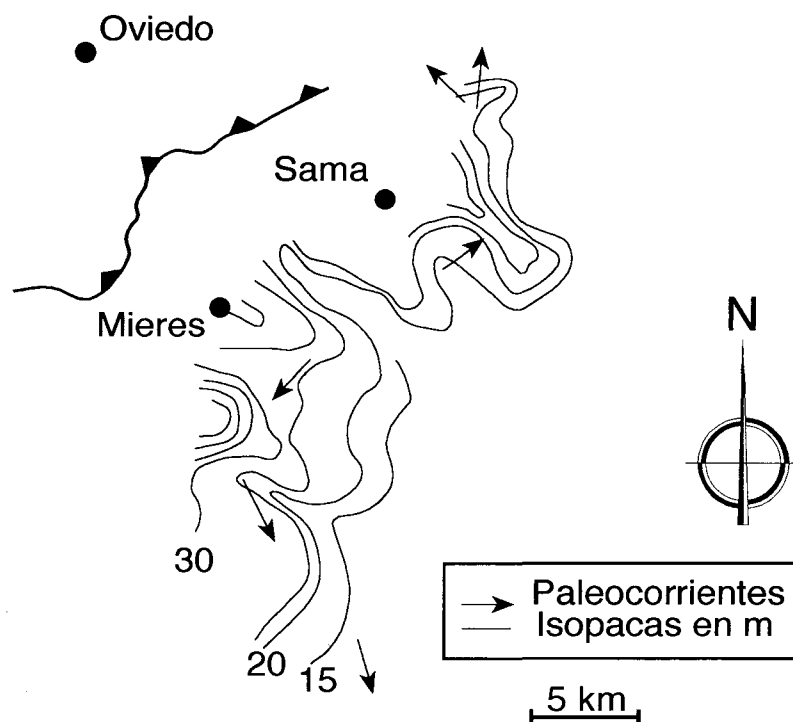


Figura 9: Mapa de isopacas y paleocorrientes de las Areniscas de La Voz.

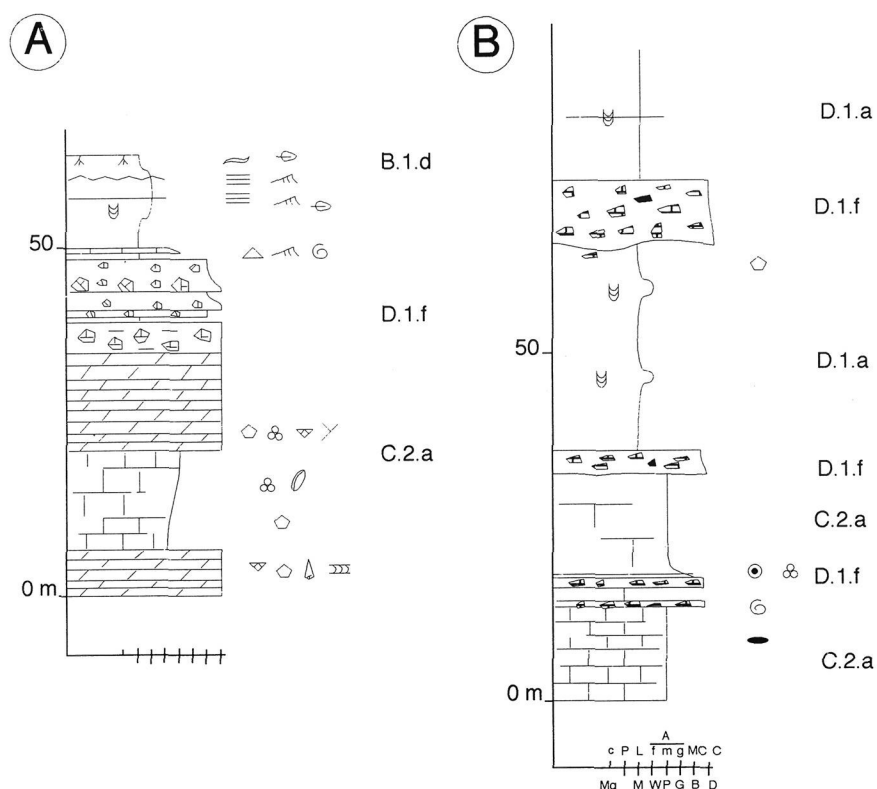


Figura 10: *Secuencias de taludes carbonatados. A) Depósitos de slope apron de MULLINS Y COOK (1986), Sección de Los Tornos, techo de la caliza de Peña Redonda, paquete Levinco, Sector Aller-Nalón. B) Depósitos de base of slope apron de MULLINS & COOK (1996), Sección de Solle, Unidad Lena I, Sector de Piedrafita-Lillo).*

3.3. AMBIENTES MARINOS PROFUNDOS

Las facies analizadas indican que la sedimentación en las zonas profundas de la cuenca sedimentaria tuvo lugar a través en tres ambientes diferentes:

- a) Plataforma externa y talud sedimentario (facies **D.1**).
- b) Márgenes de las plataformas carbonatadas (facies **D.1**).
- c) Abanicos submarinos (facies **D.2**).

3.3.1. Plataforma externa y talud sedimentario

Corresponden a la sedimentación del *paquete* Fresnedo (sectores Aller-Nalón y Pedrafita-Lillo) y de las “lutitas de Lois” (sector Lois-Ciguera). Los procesos que intervinieron fueron fundamentalmente la suspensión y débiles corrientes tractivas transportando fango desde otras áreas más internas y someras de la plataforma. La baja intensidad de sedimentación pudo estar causada, como ya han indicado BAHAMON-

DE (1990) y FERNÁNDEZ (1990), por el efecto pantalla ejercido a la entrada de material por plataformas carbonatadas, principalmente la Formación Valdeteja. Todo ello generaría un balance positivo para la subsidencia respecto a la sedimentación, produciéndose en las zonas más distales o protegidas la formación de series condensadas tipo Formación Ricacabiello de la Unidad del Ponga.

3.3.2. *Márgenes de las plataformas carbonatadas*

A estos ambientes sedimentarios se pueden asignar los conglomerados calcáreos (facies **D.1.c, d, e, f**) existentes en diferentes secciones estratigráficas de la zona estudiada (Fig. 10). En todos los casos parecen representar depósitos retransportados en márgenes de plataformas carbonatadas de acuerdo con las ideas aportadas por MULLINS & COOK (1986).

Dichos autores han establecido dos tipos de acumulaciones o *aprons* :

- Acumulaciones de talud (*Slope apron*), en las que el material redepositado se extiende en forma de manto sobre el talud desde el borde de la plataforma carbonatada sin una ruptura importante. Ocurre en márgenes de plataformas carbonatadas relativamente suaves ($<4^\circ$). Un ejemplo de ello lo constituye la secuencia A de la figura 10. Las brechas se localizan adyacentes con los carbonatos de plataforma somera.

- Acumulaciones al pie del talud (*Base of slope apron*), donde el material forma conos alimentados por pequeños cañones desde la plataforma. Este modelo se desarrolla en márgenes relativamente agudos ($>4^\circ$). Ejemplo de ello lo constituye la secuencia B de la figura 10. En ella las brechas se hallan intercaladas dentro de facies lutíticas de cuenca.

3.3.3. *Abanicos submarinos*

Depósitos correspondientes a abanicos submarinos profundos se reconocen en la sucesión del sector del Porma. Sus facies se pueden identificar con las descritas dentro de modelos de abanicos submarinos propuestos por diferentes autores (NORMARK, 1970; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; WALKER, 1978, entre otros). Se observan secuencias grano y estratocrecientes con transiciones de facies distales (**D.2.c.II**) a proximales (**D.2.c.I**) de lóbulos y, en la parte superior, otra de sentido grano y estratodecreciente (facies canalizadas **D.2.a**) y de zonas intercanales (**D.2.b**). Ambos grupos de facies se hallan separados por lutitas correspondientes a facies de talud.

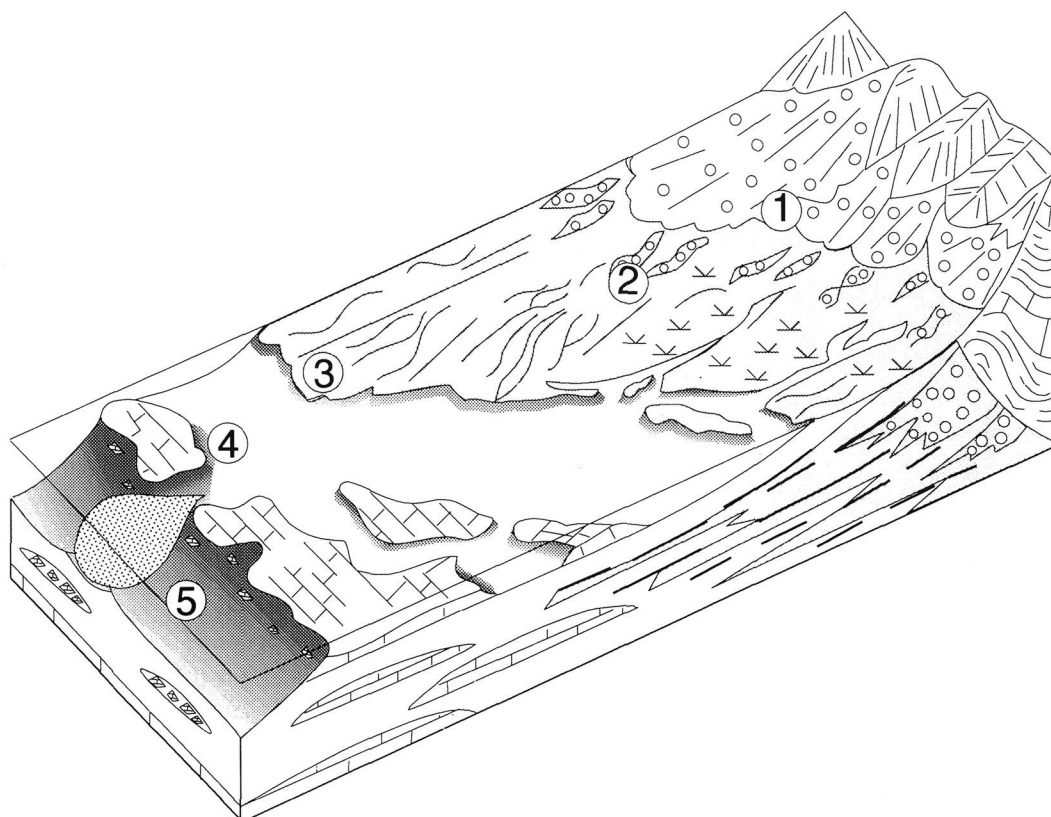


Figura 11: Modelo de cuenca para el Westfaliense de la Cordillera Cantábrica (AGUEDA *et al.*, 1991).
1, 2 y 3: sistemas deltaicos; 4: plataformas marinas tanto terrígenas como carbonatadas;
5: ambientes marinos profundos.

4.SINTESIS SEDIMENTARIA

4.1. TIPO DE CUENCA Y MODELO SEDIMENTARIO GENERAL

La cuenca carbonífera cantábrica es considerada como una cuenca de antepaís o *foreland* en la mayor parte de los trabajos recientes (MARCOS & PULGAR, 1982; COLMENERO *et al.*, 1988; FERNÁNDEZ *et al.*, 1988 y AGUEDA *et al.* 1991). BEAUMONT (1981) y TANKARD (1986) han diferenciado tres partes dentro de una cuenca de antepaís: surco de antepaís o *foredeep*, próximo a la cordillera y con una morfología paralela a la misma; umbral o *forebulge*, originado como respuesta flexural de la litosfera y, una cuenca externa o cuenca *tras umbral*, localizada hacia el área estable. La subsidencia es rápida e importante en el primero de los dominios (hasta 200 m por millón de años, según ALLEN *et al.*, 1986), aunque corta en el tiempo y de tipo flexural, como consecuencia de la compensación isostática del zócalo a una sobrecarga provocada por la superposición tectónica. El relleno es muy complejo, con cambios en la posición del depocentro deposicional por la migración hacia zonas orogénicamente más externas. Suele dominar la sedimentación detrítica procedente de la cadena montañosa en elevación y, cuando es una cuenca marina, los sedimentos carbona-

tados se localizan mayoritariamente en el borde pasivo de la misma. Este modelo difiere poco del aportado por AGUEDA *et al.* (1991), para el Westfaliense de la Cordillera Cantábrica (Fig. 11). Representa el margen activo y subsidente de la cuenca de antepaís en el que el material clástico se introduce a través de sistemas deltaicos (en ocasiones abanicos aluviales costeros) dentro de una plataforma somera de baja energía parcialmente ocupada por bancos de algas y plataformas calcáreas. De las cinco asociaciones de facies distinguidas en el modelo, la 1, 2 y 3 corresponden a los sistemas deltaicos, considerando que las mismas corresponden a sectores adyacentes de un mismo complejo deltaico. Sin embargo, si bien es cierto que esto parece haber ocurrido durante el Westfaliense D, también lo es que, en épocas anteriores, o en intervalos de menor actividad tectónica y por tanto menor gradiente deposicional, los sistemas de abanico aluvial y los de llanura trenzada no se hubiesen desarrollado.

En el área del sector Aller-Nalón que ocupa este trabajo, se observa que los sistemas deltaicos fluviales dominan en el Grupo Lena, mientras que los sistemas de llanura trenzada y los abanicos aluviales costeros lo hacen en el Grupo Sama. Este hecho parece representar la mayor proximidad del área madre en este sentido temporal, pudiendo haber estado representados los segmentos proximales del complejo abanico aluvial-delta en otras áreas más occidentales a la estudiada, tal como se hace ver en AGUEDA *et al.* (1991).

La asociación de facies 4 de la figura 11 representa los ambientes de plataforma somera, tanto carbonatados como terrígenos. La extensión de los mismos estuvo controlada por la progradación deltaica durante fases regresivas y por la expansión marina durante fases transgresivas debidas a relajación tectónica o a otras causas. La asociación 5 del modelo representa todos los depósitos agrupados aquí dentro de los ambientes marinos profundos.

4.2. ORGANIZACIÓN SECUENCIAL

La sucesión Bashkiriense/Moscoviense estudiada muestra claramente una ordenación cíclica, ya que sus depósitos se repiten verticalmente según un orden preferente, aunque de desigual magnitud a lo largo de la misma. Atendiendo al volumen de sedimentos abarcados, las secuencias (o ciclos) se van a dividir en tres tipos: **macrosecuencias**, **mesosecuencias** y **secuencias elementales o ciclotemas**. Los límites de las de segundo y tercer rango se toman en intervalos dominados por procesos de inundación marina o transgresivos, similarmente al criterio adoptado para separar las parasecuencias por VAN WAGONER *et al.* (1988).

De los sectores estudiados, la sucesión que mejor muestra esta ciclicidad es la existente en el sector Aller-Nalón de la Cuenca Carbonífera Central. En él toda la sucesión forma una **macrosecuencia regresiva**, progradacional y granocreciente, a lo largo de la cual existe, de forma general, una sustitución de facies predominantemente marinas por otras de carácter más continental. Implica aproximadamente 6.000 m de sedimentos de los cuales se han podido estudiar los 4.500 inferiores, es decir toda la sucesión hasta el techo del *paquete* María Luisa. Para esta macrosecuencia proponemos, coincidiendo con FERNANDEZ *et al.* (1988) y AGUEDA *et al.* (1991), un origen alocíclico. La causa fundamental fue la actividad tectónica cada vez más importante por la aproximación del frente de deformación hercínico.

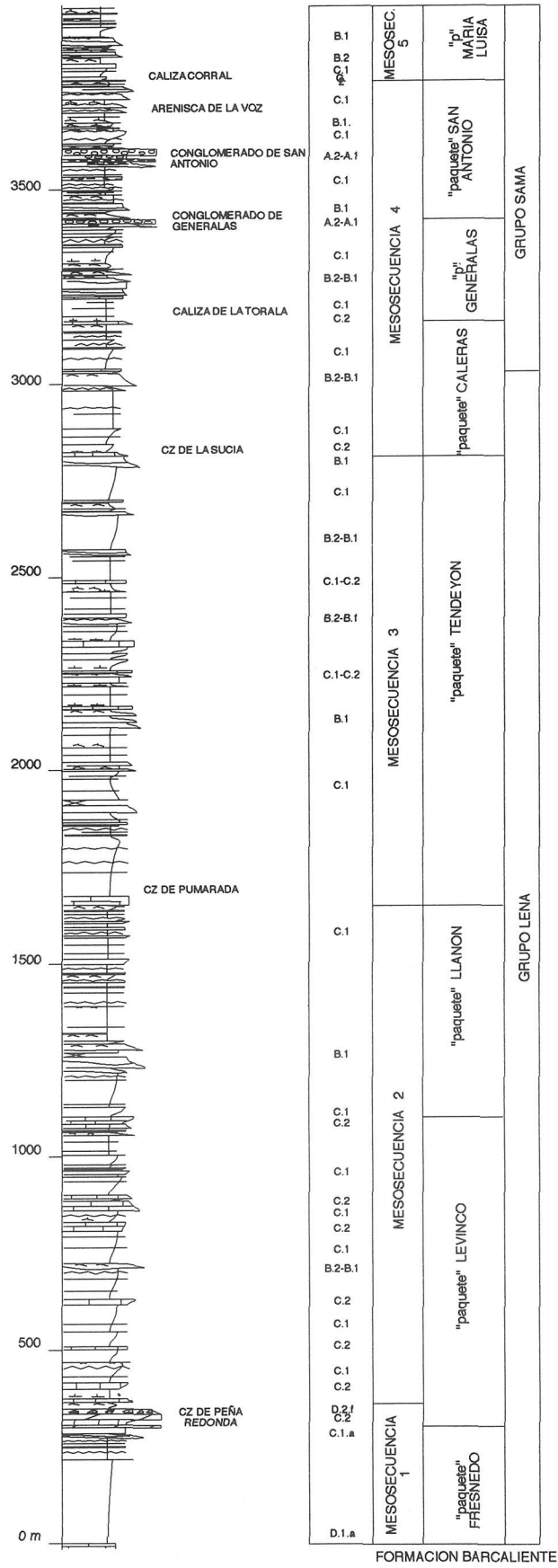


Figura 12: Mesosecuencias del de la sucesión Westfaliense del sector Aller-Nalón de la Cuenca Carbonífera Central

Para los sedimentos estudiados, esta macrosecuencia se puede dividir en cinco **mesosecuencias** (Fig. 12) cuyos caracteres más importantes son los siguientes:

– Mesosecuencia –1: Representada por el *paquete* Fresnedo y la Caliza de Peña Redonda, posee un espesor medio de 360 m y tiene una edad Bashkiriense. De muro a techo se observa un tránsito desde ambientes marinos profundos a plataforma carbonatada somera. Corresponde al megaciclo deposicional 1 de SALVADOR (1989) y también es equivalente a la secuencia 1 de BAHAMONDE (1990), representada en este caso por la Formación Ricacabiello (Unidad del Ponga).

– Mesosecuencia –2: Constituida por los *paquetes* Levinco y Llanón, con un espesor de 1300 m aproximadamente. Su edad ocupa el Vereisky y el Kashirsky. Esta mesosecuencia coincide con el macrociclo deposicional 2 de SALVADOR (1989) y es correlacionable con la secuencia 2 de BAHAMONDE (1990), representada por la Formación Beleño (Unidad del Ponga).

– Mesosecuencia –3: Está representada por el *paquete* Tendeyón, de aproximadamente 1112 m de espesor y edad Podolsky. El límite con la mesosecuencia anterior se sitúa en la Caliza de Pumarada que es un importante nivel guía transgresivo en el tránsito Kashirky-Podolsky y que se correlaciona con la Formación Escalada en el manto de Caso de la Unidad del Ponga (VILLA & HEREDIA, 1988). El techo lo constituye la capa guía conocida como Caliza La Sucia que abarca también una gran extensión areal en todo el sector considerado.

– Mesosecuencia –4: Comprende los *paquetes* Caleras, Generalas y San Antonio, sumando un espesor total de 780 m; la edad es Podolsky Superior-Myachkovsky Inferior. El techo está constituido por la Caliza Corral, o su equivalente lateral localizado por encima de la Arenisca de la Voz, próximo a la base del *paquete* María Luisa.

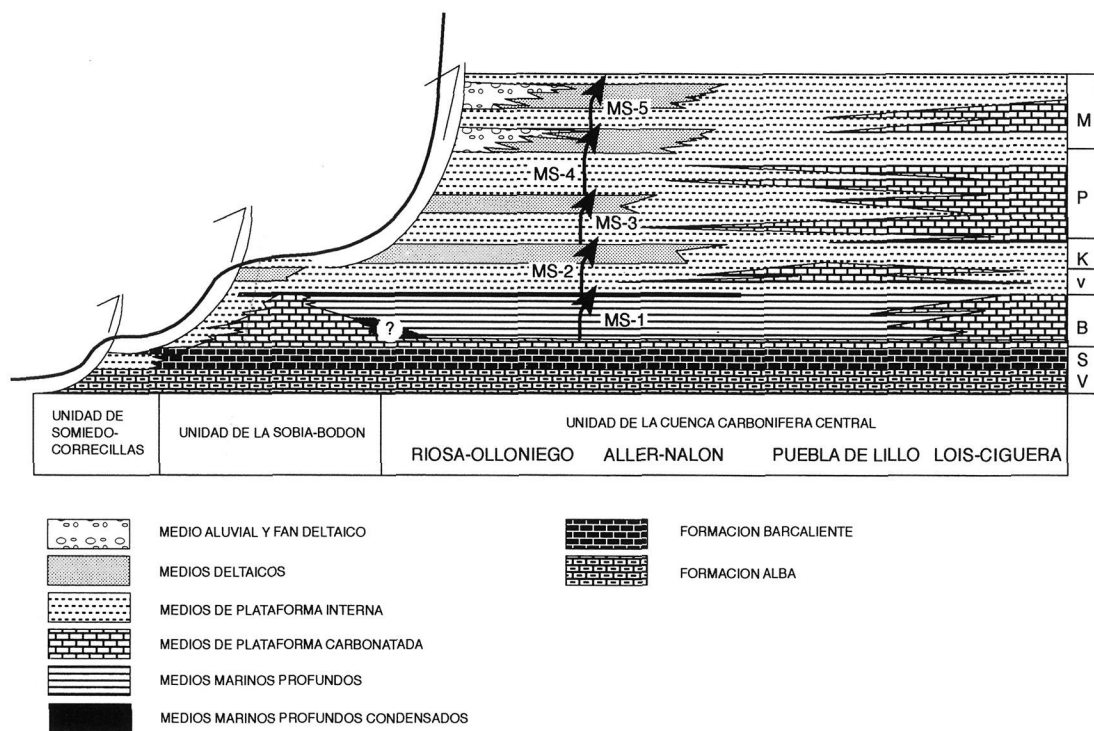


Figura 13: Panel de correlación a nivel de medios sedimentarios dominantes entre diferentes áreas de la "cuenca" carbonífera de la Zona Cantábrica.

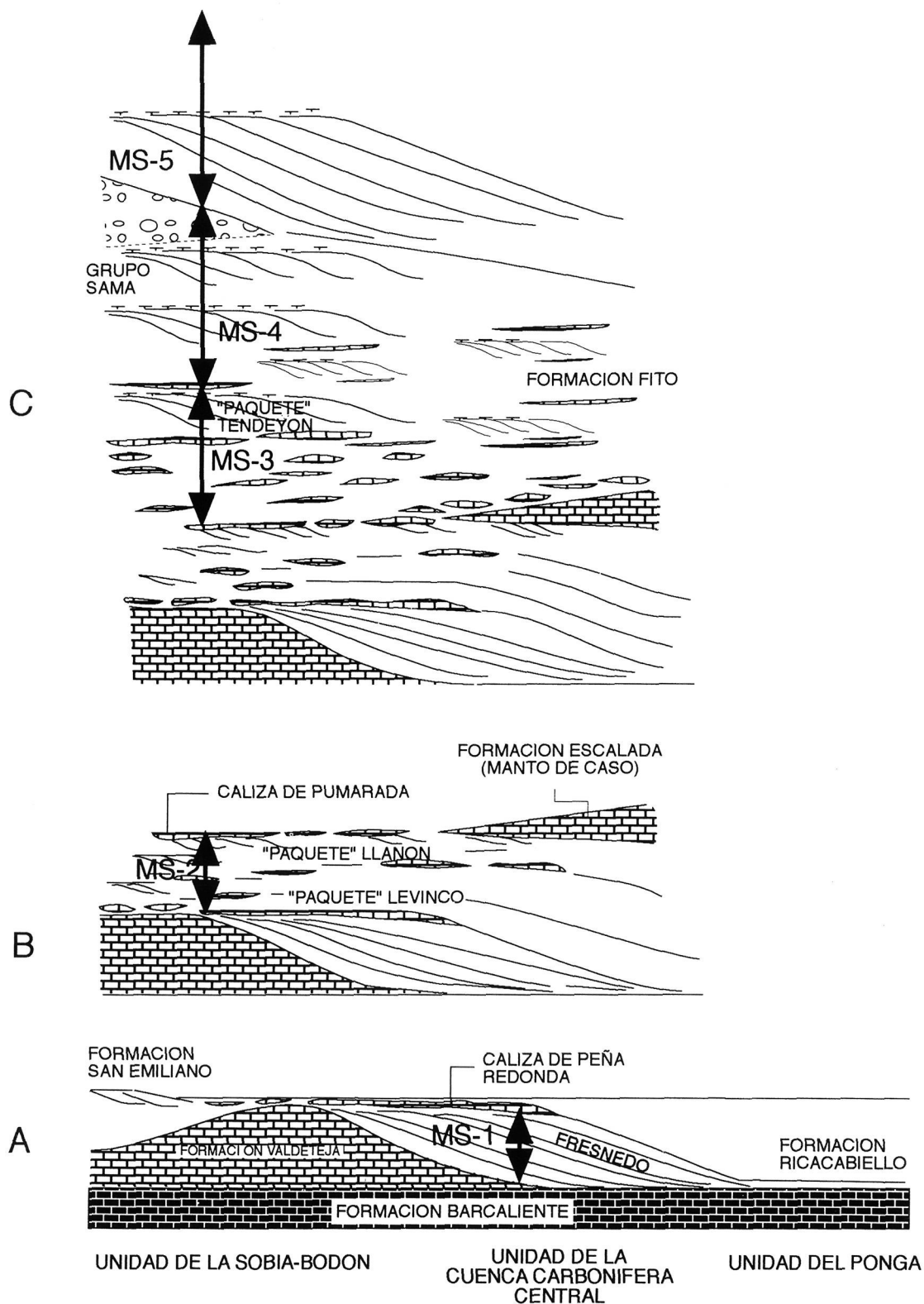


Figura 14: Esquema mostrando las diferentes etapas de desarrollo de las distintas mesosecuencias, según un corte O-E por el sector Aller-Nalón y Unidad del Ponga.

Las mesosecuencias 3 y 4 corresponden al macrociclo deposicional 3 de SALVADOR (1989) y son correlacionables con la secuencia 3 de BAHAMONDE (1990), representada por la Formación Fito (Unidad del Ponga).

– Mesosecuencia –5: Está representada por el resto de los *paquetes* que integran la sucesión de la Cuenca Carbonífera Central y que, por no aflorar, no han podido ser tratados en este área de estudio. Sin embargo SALVADOR (1989) ha reconocido en ellos el megaciclo deposicional 4. El espesor supuesto para ella es de aproximadamente 2.500 m y su edad Myachkovsky superior.

La figura 13 representa de forma esquemática la distribución temporal y de facies de las cinco mesosecuencias distinguidas anteriormente. En ella se observa también que, hacia otros sectores diferentes del Aller-Nalón, como son Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera, existe una buena correlación entre la progradación de cada una de las cuñas y la sustitución de carbonatos verticalmente por depósitos terrígenos. El suceso del sector del Porma no parece haber respondido a estos procesos secuenciales, probablemente por corresponder durante todo el tiempo a ambientes más profundos.

En la figura 14 se representa, de forma gráfica, la evolución lateral de las mesosecuencias en un corte O-E por el sector Aller-Nalón de la Cuenca Carbonífera central y la Unidad del Ponga.

El tercer orden de ciclos está constituido por los típicos **ciclotemas** carboníferos que, en el ámbito regional en que nos movemos, han sido descritos por BLESS (1971), SÁNCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1981b, 85a), BARBA & COLMENERO (1984), COLMENERO & BARBA (1985), SALVADOR (1989) y BARBA (1992), principalmente. La composición de los mismos y su espesor varía notablemente de unas zonas a otras, como se reconoce en los caracterizados en la figura 15. Según la clasificación de ciclotemas de KLEIN & WILLARD (1989), los A, B, y C pertenecen al tipo Apalachense (dominados por deformación flexural foreland); los H e I al tipo Kansas (dominados por eustatismo marino), y, los restantes, pertenecerían al tipo Illinois, de origen intermedio a los otros dos tipos. La génesis de este tipo de secuencias estuvo relacionada en la mayor parte de los casos con la progradación y abandono de lóbulos deltaicos, cualquiera que sea el origen de los mismos: autocíclico, en el caso de migración lateral, o alocíclico, en el de una incursión clástica provocada por reactivación tectónica en los márgenes de la cuenca, o en el de un proceso eustático de levantamiento del nivel del mar.

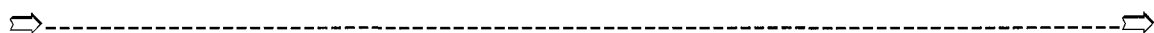


Figura 15: Ciclotemas característicos del área estudiada: **A)** conglomerado de Generalas, paquete Generalas, sector Aller-Nalón (Podolsky-Myachkovsky); **B)** areniscas de Generalas, paquete Generalas, sector Aller-Nalón (Podolsky); **C)** micropudingas de Llanón, paquete Llanón, sector Aller-Nalón (Kashirsky superior); **D)** Unidad Lena II, sector Piedrafita-Lillo, (Podolsky inferior); **E)** Grupo Sama, sector Piedrafita-Lillo, (Myachkovsky); **F)** paquete Levinco, sector Aller-Nalón, (Vereisky-Kashirsky); **G)** Unidad Lena II, sector Piedrafita-Lillo, (Vereisky); **H)** «calizas de Bachende», sector Lois-Ciguera (Podolsky); **I)** «calizas de Ciguera», sector Lois-Ciguera (Myachkovsky).

4.3. RELACIÓN TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN.

Estructuralmente, la Zona Cantábrica constituye la parte externa del orógeno Hercínico europeo en el NO de la Península Ibérica. Presenta una deformación de tipo epidérmica (*thin skinned*), con acumulación de sucesivos mantos de despegue en una secuencia *forward* en la que cada unidad en movimiento transporta otras previamente formadas, transportando los sucesivos surcos de antepaís (*piggy back basin*), posteriormente “canibalizados” al emerger, lo que provoca una reducción con el tiempo del tamaño de la cuenca sinorogénica.

MARCOS Y PULGAR (1982) relacionaron la sedimentación carbonífera con el emplazamiento diacrónico de grandes unidades alóctonas siguiendo el modelo evolutivo de otras cordilleras. Según estos autores, por delante de cada unidad tectónica se generó una “cuña clástica” dentro de un surco de antepaís o *foredeep*. Todas ellas migraron hacia el este, con el desplazamiento en la misma dirección de la deformación tectónica.

Para explicar la geometría arqueada del orógeno, PÉREZ-ESTAÚN *et al.* (1988) proponen un emplazamiento de láminas alóctonas, siguiendo un modelo que se asemeja a un diafragma fotográfico. Este modelo permite explicar la diferente posición que con el tiempo fue adquiriendo el área madre de los aportes.

La movilidad hacia el este del depocentro de la cuenca sedimentaria (Fig. 16.A) ha sido demostrada por AGUEDA *et al.* (1991), corroborando las ideas de los autores anteriores y las aportadas asimismo por COLMENERO *et al.* (1988) y FERNÁNDEZ *et al.* (1988), quienes explican la presencia de potentes acumulaciones conglomeráticas en los bordes de las cuencas sedimentarias por procesos de “canibalismo” de las sucesiones previamente depositadas. Análogamente, la migración con la edad de las facies con carbón hacia el este está de acuerdo con el modelo general.

AGUEDA *et al.* (1991), utilizando el método de SCLATER & CHRISTIE (1980), y tomando edades absolutas de HARLAND *et al.* (1982) y LIPPOLT *et al.* (1984), realizan curvas de subsidencia (Fig. 16.B) para diversos sectores de la cuenca sedimentaria en el tiempo comprendido entre los límites Devónico-Carbonífero y Westfaliense-Estefaniense (55 m. a. aproximadamente). Cada curva muestra dos tramos con pendiente distinta. La de menor pendiente corresponde al intervalo Tournaisiense-Viseense que en general se considera preorogénico; la de mayor pendiente, de edades Namuriense y Westfaliense, se corresponde con la actividad orogénica que originó un incremento en la tasa de sedimentación como consecuencia de un hundimiento flexural importante en la cuenca. La velocidad de sedimentación obtenida varía desde 0,01 m/1000 años para el intervalo de tiempo Tournaisiense-Viseense (34 m. a.), hasta valores de 0,1 a 0,15 m/1000 años durante el Bashkiriense (6 m. a.), de 0,4 m/1000 años durante el Westfaliense A y B (4 m. a.) y de 150 m/1000 años durante el Westfaliense C y D (6 m. a.).

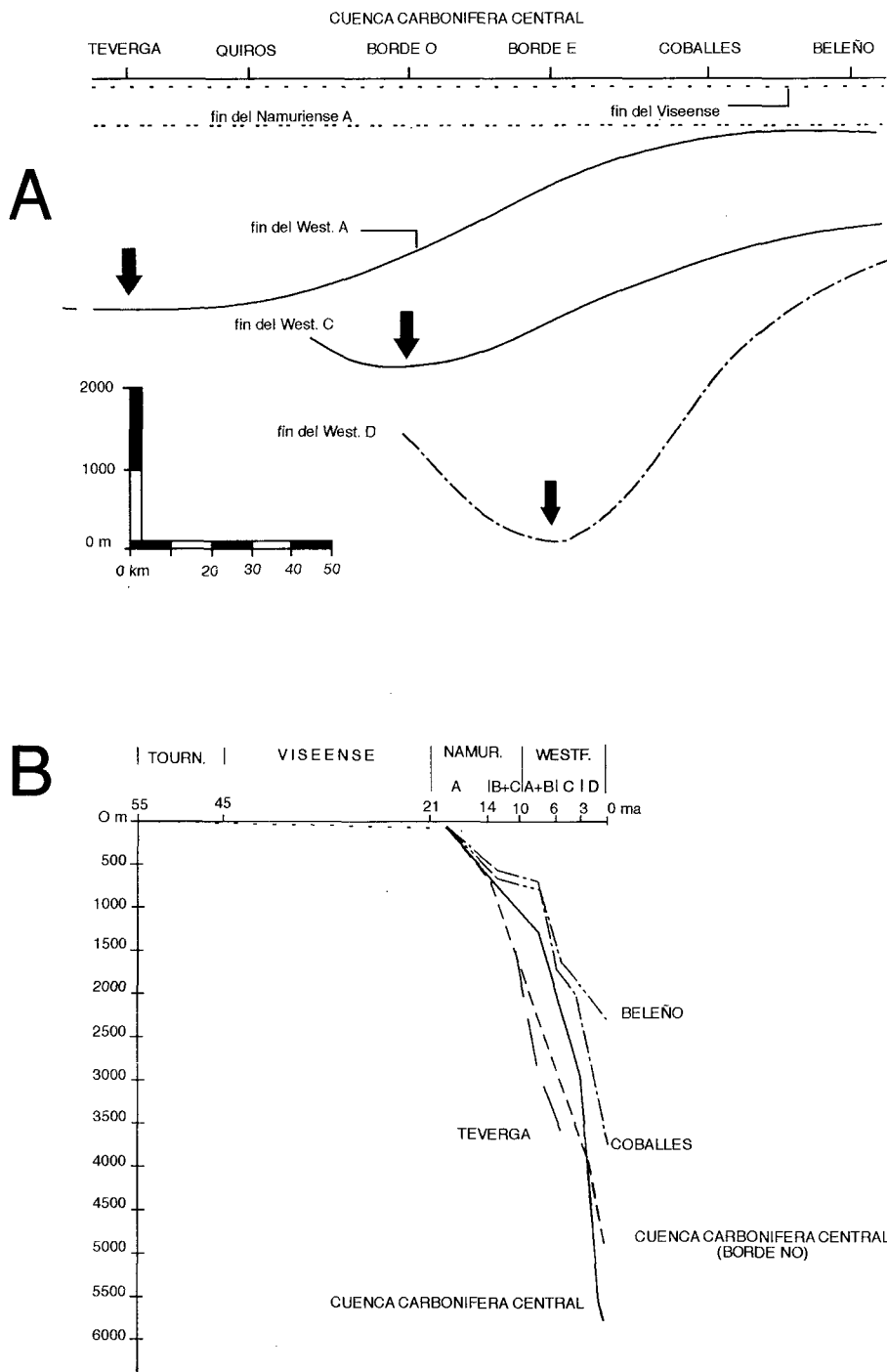


Figura 16: **A)** Perfil palinspástico O-E en el que se muestra la migración lateral hacia el E del depocentro deposicional durante el Namuriense Superior y Westfaliense (según AGUEDA et al., 1989). **B)** Curvas de subsidencia, según el modelo de SCLATER Y CHRISTIE (1980) y utilizando las escalas de edades absolutas de HARLAND et al. (1982) y LIPPOLT et al. (1984), que diferencian dos segmentos: uno horizontal correspondiente a la sucesión preorogénica (Tournaisiense-Viseense), y otro caracterizado por un pronunciado aumento en la pendiente correspondiente a una fase sinorogénica Namuriense-Westfaliense (según AGUEDA et al., 1989).

4.4. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

La evolución paleogeográfica del Carbonífero de la Zona Cantábrica está íntimamente ligada a la evolución estructural de la Orogenia Hercínica, acercando dominios paleogeográficos inicialmente separados. Es JULIVERT (1978) el primero en proponer un modelo de tectónica-sedimentación para el Carbonífero de la Zona Cantábrica. Posteriormente, SÁNCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1981a) y SÁNCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1983 a, b, 1985b), dan una visión general espacio-temporal de los diferentes ambientes sedimentarios y de la historia deposicional del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica. En estos últimos años ha habido un aumento muy importante en el conocimiento cartográfico, sedimentológico y edad de las sucesiones del Carbonífero de la Zona Cantábrica, que lleva a la aparición de diferentes trabajos (EICHMÜLLER Y SEIBERT, 1984; EICHMÜLLER, 1985; FERNÁNDEZ *et al.*, 1988; SALVADOR, 1989; BARBA F.J., 1990; FERNÁNDEZ, 1990; BAHAMONDE, 1990; AGUEDA *et al.*, 1991; BARBA *et al.*, 1991, BARBA, 1992), donde se realizan precisiones a los modelos evolutivos precedentes.

En este capítulo, a través de una descripción general de la evolución espacio-temporal de los principales ambientes sedimentarios, intentaremos resumir los principales rasgos sedimentológicos y paleogeográficos del Carbonífero de la Zona Cantábrica, haciendo mayor hincapié en el Westfaliense del área que abarca este trabajo. Para ello, se tienen en cuenta tanto los conocimientos hasta ahora existentes, como los obtenidos durante la realización de este trabajo.

Los **depósitos pre-carboníferos** presentan aportes desde el núcleo del arco, correspondiendo a una sedimentación preorogénica. La inversión paleogeográfica va a tener lugar en el límite Devónico-Carbonífero, según COLMENERO (1976), SÁNCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1981a), SÁNCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1983 a,b, 1985b), o, como indican FRANKENFELD (1982) y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.* (1985), ya en el Devónico Superior.

Desde el **Tournaisiense** hasta el **Namuriense A (horizonte E1)**, la sucesión carbonífera presenta unas características bastante uniformes, con depósitos correspondientes a ambientes someros y restringidos, con altos submareales y taludes poco importantes (EICHMÜLLER & SEIBERT, 1984 y EICHMÜLLER, 1986). En la figura 17 se observa la distribución de facies sedimentarias durante el Viseense-Namuriense A (E1) según EICHMÜLLER & SEIBERT (1984), modificado por RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1993). En la Unidad del Pisuerga-Carrión (Fig. 1.A) se identifican depósitos arrecifales (calizas del Espigüete, de RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1983) y de borde de plataforma carbonatada (facies "tipo Cardaño" de EICHMÜLLER & SEIBERT, 1984 y EICHMÜLLER, 1986). De acuerdo con el modelo tectónico propuesto por RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ & HEREDIA (1988), estos depósitos tendrían una situación paleogeográfica original en la Zona Asturoccidental-Leonesa, donde EICHMÜLLER (1986) identifica también depósitos de esta edad (Serie de San Clodio), correspondientes a abanicos submarinos terrígenos. Según el modelo de cuencas de antepaís, en la Zona Asturoccidental-Leonesa se situarían el surco *foredeep* (Serie de San Clodio) y el umbral *forebulge* (calizas del Espigüete y "facies tipo Cardaño"), mientras que la cuenca tras umbral estaría ubicada en la Zona Cantábrica y constituida por las facies que EICHMÜLLER & SEIBERT (1984) denominaron Aguasalio (alto submareal de una plataforma), Redilluera (facies de transición a una cuenca) y Genicera (talud carbonatado poco inclinado).

VISEENSE-NAMURIENSE A (E1)

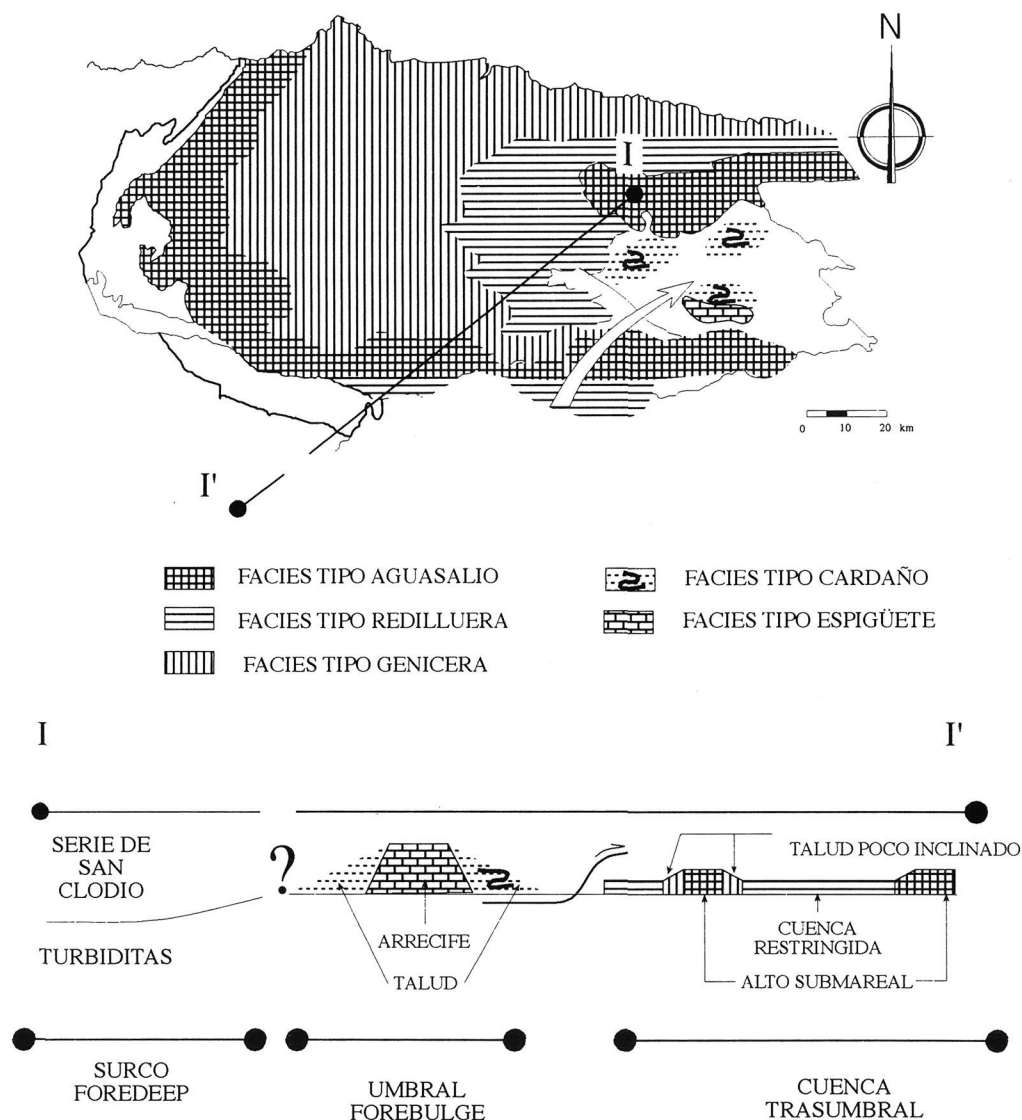


Figura 17: Distribución de tipos de facies sedimentarias durante le Viséense-Namuriense A inferior en la Zona Cantábrica, basados en EICHMÜLLER (1986) y modificado por RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1993).

A partir del Namuriense A (horizonte E2), en la Zona Cantábrica empieza a marcarse la existencia de un surco *foredeep* alargado y paralelo a la línea de costa y una plataforma carbonatada que gradualmente es menos restringida. Durante este periodo de tiempo, no se observa individualizado un umbral *forebulge*. En la figura 18 se expone la distribución de ambientes sedimentarios durante el Namuriense en la Zona Cantábrica, basado en JULIVERT (1971), SÁNCHEZ DE LA TORRE *et al.* (1983a y b), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1983) y EICHMÜLLER (1986).

En el sinclinal de Alba de la Unidad de Somiedo-Correcillas se identifica el borde más interno conservado de la cuenca sedimentaria y más cercano al orógeno en elevación correspondiente al surco *foredeep*. El relleno del surco comienza por un primer episodio de sedimentación condensada representado por las “capas de Olaja”; el segundo episodio corresponde a la Formación Olleros (WAGNER *et al.* 1971), originado por la progradación de abanicos turbidíticos, pasándose de muro a techo desde términos de llanura de cuenca (*basin plain*) a lóbulos turbidíticos de abanico distal y, finalmente, facies canalizadas de sectores más proximales de abanicos submarinos (SÁNCHEZ DE LA TORRE *et al.*, 1983 b).

La plataforma carbonatada, situada en el borde más externo de la cuenca, está representada por la Formación Barcaliente, en la cual EICHMÜLER Y SEIBERT (1984), en base a datos de GONZÁLEZ LASTRA (1978) y HEMLEBEN Y REUTHER (1980), distinguen dos dominios claramente diferenciados: una plataforma muy somera de baja energía y algo restringida y unas facies de talud que se expanden por el surco en el momento en que se produce una retrogradación de la sedimentación turbidítica terrígena.

El surco va migrando hacia la concavidad del arco, con lo que en las sucesiones presentes en los afloramientos más internos del arco, la secuencia turbidítica se dispone sobre la Formación Alba (sinclinal de Alba), mientras que hacia el borde externo del arco, se va disponiendo sobre espesores cada vez más altos de la Formación Barcaliente.

Durante el **Bashkiriense** FERNÁNDEZ (1990), reconoce la existencia de tres partes dentro de la cuenca de antepaís (Fig. 19): un surco *foredeep*, un umbral *forebulge* y una cuenca trasumbral.

El surco *foredeep* tiene una forma alargada y se dispone paralelamente a la costa, migrando en el tiempo hacia las partes más externas de la cuenca. El relleno, representado por los depósitos de la Formación San Emiliano de la Unidad de la Sobia-Bodón, va a ser similar al observado en la etapa anterior y se caracteriza por etapas de progradación de abanicos submarinos terrígenos, a los que les suceden expansiones de la plataforma carbonatada. FERNÁNDEZ (1990) reconoce dos grandes fases de relleno: la primera llegaría hasta el Namuriense B (Fig. 19.A) y la segunda, que comienza en el Namuriense B terminal o Namuriense C y culmina en el Bashkiriense terminal (Fig. 19.B).

Encima del umbral *forebulge*, y bordeando el surco *foredeep*, se va a instalar una importante y discontinua plataforma carbonatada, representada por los depósitos de la Formación Valdeteja de la Unidad de la Sobia-Bodón. EICHMÜLLER (1985) distingue tres fases en su desarrollo: la primera, de crecimiento; la segunda, de expansión, y, la tercera, de reducción.

La cuenca trasumbral corresponde a un área deprimida y muy extensa situada por detrás del umbral. Está representada por los depósitos de la Formación Ricacabiello (tanto en el manto de Forcada de la Unidad de la Sobia-Bodón, como en la Unidad del Ponga) y el *paquete* Fresno de la Cuenca Carbonífera Central). En estas áreas de la cuenca la intensidad de sedimentación es baja, formándose localmente depósitos condensados en aquellos lugares donde es mayor la protección a la contaminación terrígena. En el manto de Forcada los depósitos condensados presentan una distribución y potencias muy irregulares debido a la forma discontinua de la plataforma carbonatada protectora (FERNÁNDEZ, 1990); mientras que en la Unidad del Ponga, aparecen en aquellas áreas más alejadas de la contaminación terrígena y protegidas por la plataforma carbonatada de la Formación Valdeteja de la Unidad de Picos de Europa (BAHAMONDE, 1990).

Tanto en el surco *foredeep* como en la cuenca trasumbral, se registra un proceso somerizador que lleva a que al final de esta etapa la cuenca sedimentaria haya sido llevada a unas condiciones de medio marino somero y transicional (medio deltaico), apareciendo sistemas deltaicos que distalmente pasan a un medio marino somero en el que alternan la sedimentación terrígena (plataforma terrígena) con la carbonatada (plataforma carbonatada).

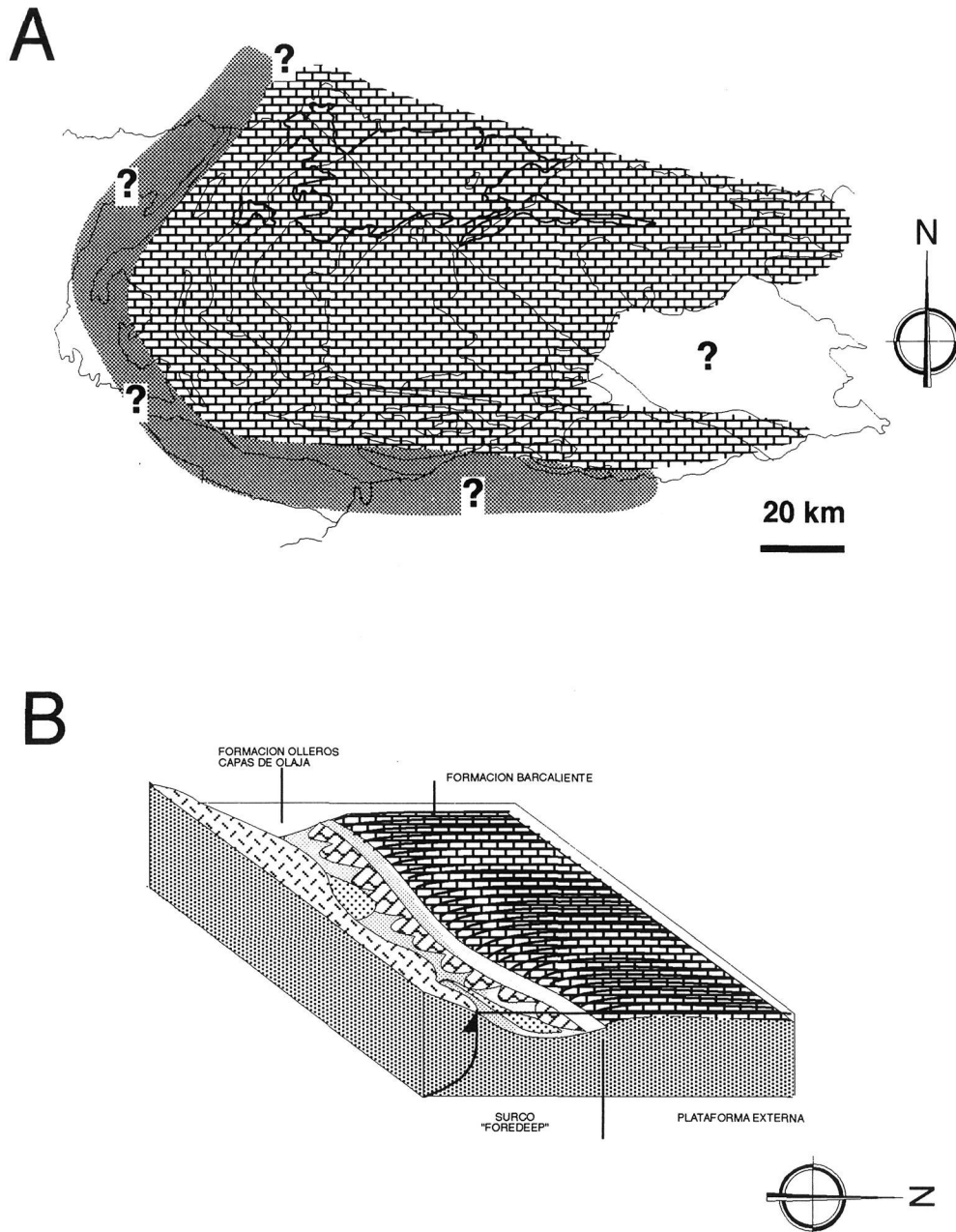


Figura 18: **A)** Distribución de ambientes sedimentarios durante el Namuriense en la Zona Cantábrica, basado en JULIVERT (1971), SÁNCHEZ DE LA TORRE et al. (1983 a, b), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1983) y EICHMULLER (1988). **B)** Bloque diagrama mostrando la distribución de ambientes sedimentarios durante el Namuriense en la Zona Cantábrica.

Como indican AGUEDA *et al.* (1991), esta evolución es diacrónica, los sistemas deltaicos, que alternan con intervalos de plataforma terrígena y carbonatada, aparecen primero hacia el n de la Unidad de la Sobia-Bodón (área de La Camocha, CORRALES *et al.*, 1985) y con el tiempo llegan a desarrollarse en el S (región de Teverga-San Emiliano, BOWMAN, 1980). En el borde sureste de la Unidad de La Sobia-Bodón, la sedimentación terrígena aparece reducida a términos más distales (plataforma terrígena interna y externa) alternando con intervalos de plataforma carbonatada que finalmente acaban desapareciendo y dejan paso a una plataforma externa en el extremo más oriental. El motivo de esta migración gradual sugiere que el levantamiento tectónico tuvo lugar antes en aquel sector de la cuenca, dando lugar a que allí se formasen antes las redes de drenaje que, en la línea de costa, dieron lugar a la construcción de los deltas, mientras que, en dirección SE, la subsidencia fue progresivamente más rápida.

Durante el límite **Bashkiriense-Vereisky** se van a producir en la cuenca sedimentaria cambios importantes.

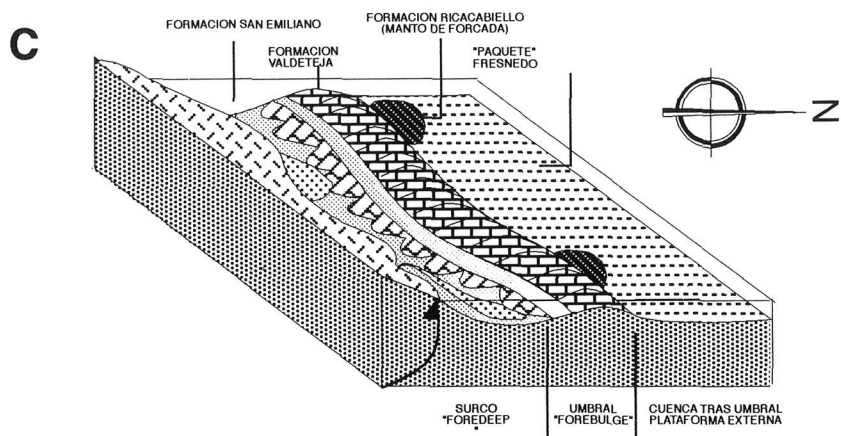
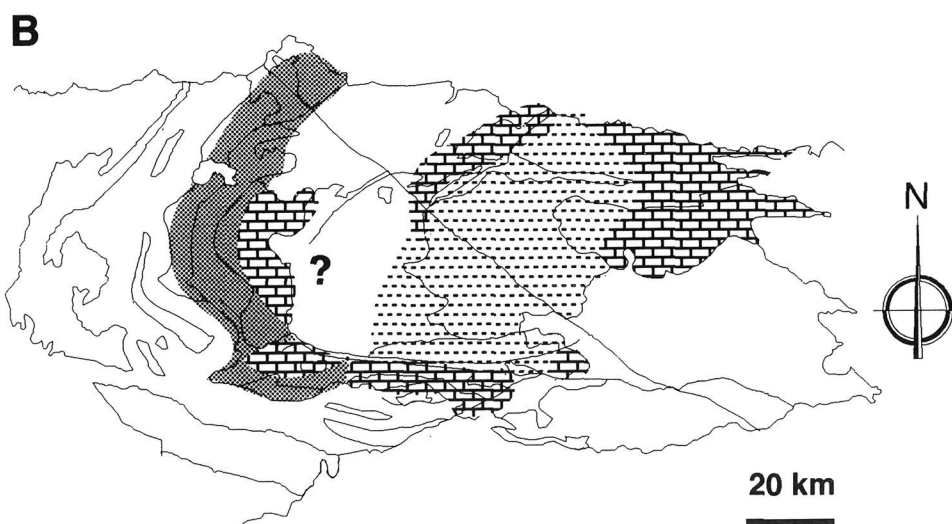
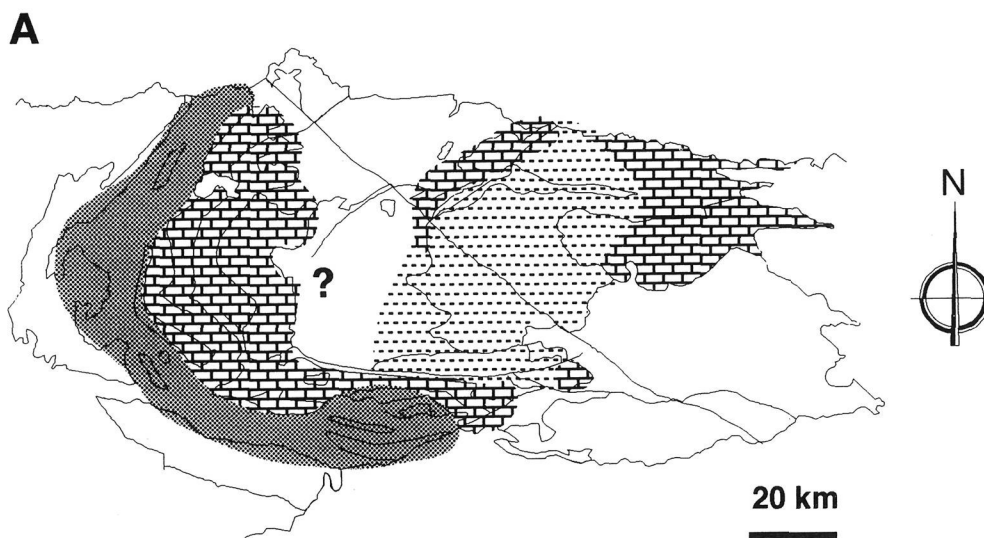
En el **Bahkiriense terminal** se produce en la cuenca sedimentaria la expansión de un episodio de plataforma carbonatada. Este episodio está claramente individualizado en la Cuenca Carbonífera Central (caliza de Peña Redonda del sector Aller-Nalón) y en la rama sur de la Unidad de La Sobia-Bodón (caliza Masiva), si bien presumiblemente compuesta de varios episodios amalgamados. Hacia el margen interno de la cuenca sedimentaria (borde más occidental de la Unidad de La Sobia-Bodón) este episodio no es reconocible y, en lugar de una única plataforma carbonatada, aparecen varios episodios alternando con otros de progradación deltaica, esto es debido a que en estas áreas más próximas al margen activo es mayor la subsidencia y progradación de sistemas deltaicos.

En el límite **Bashkiriense-Vereisky** se produce un descenso relativo del nivel del mar SALVADOR (1989, 1991), existiendo procesos de erosión en la Caliza de Peña Redonda reconocibles en diversos afloramientos como en el límite de los sectores de Aller-Nalón y Piedrafita-Lillo. En estas localidades se observan las terminaciones poco transicionales y bruscas de la plataforma carbonatada de la Caliza de Peña Redonda, con un cambio lateral muy espectacular (Fig. 20.A) entre los depósitos carbonatados y terrígenos adyacentes.

En la figura 20.B se esquematizan las etapas de evolución del margen carbonatado de Peña Redonda.



Figura 19: **A y B**) Distribución de ambientes sedimentarios durante el Bashkiriense inferior y superior en la Zona Cantábrica, basado en FERNÁNDEZ (1990) y COLMENERO *et al.* (1993). **C**) Bloque diagrama mostrando la distribución de ambientes sedimentarios durante el Bashkiriense en la Zona Cantábrica.



La Etapa 1, correspondiente al Bashkiriense terminal, está representada, como se indicó anteriormente, por el crecimiento de edificios carbonatados suficientemente elevados sobre áreas circundantes de la plataforma continental, produciéndose depósitos de pendiente en su base que van a corresponder a los depósitos de *slope apron* de MULLINS & COOK (1986); según estos autores, éstos serán típicos de taludes con menos de 4° pendiente, si bien, como se observa en el caso aquí estudiado, pueden llegar a tener hasta 20°, pudiendo ser debido, como indica KENTER (1990), a que estos márgenes están bioconstruidos.

En una etapa posterior, el crecimiento de la plataforma sufrió una ralentización importante, un posible descenso del nivel del mar (*high stand*) y erosión de la plataforma, dando lugar a los depósitos de *base-of-slope apron* de MULLINS & COOK (1986). Este fenómeno erosivo ocurre posiblemente ya en el Vereisky bajo, produciéndose en un primer momento la erosión de la plataforma terrígena, que va a producir sistemas turbidíticos (parte inferior de la Formación Beleño de la Unidad del Ponga) y, localmente, ortoconglomerados calcareos, con clastos calcáreos de edad Bashkiriense y Vereisky (en diversas localidades de los sectores Aller-Nalón y Piedrafita-Lillo, Fig. 10).

La pérdida de altura de esta plataforma carbonatada respecto a las áreas adyacentes y el aumento de la sedimentación detrítica pudo realizarse por un progresivo ahogamiento o inundación de la plataforma con elevación relativa del nivel del mar (*low stand*) (Etapa 2), dando como resultado una secuencia de somerización desde lutitas gris oscuras hasta niveles incluso con carbón como se observa en Los Tornos. En una etapa final, la plataforma se uniformizó, pasando a tener una menor pendiente de forma progresiva dando lugar a las clinoforras desarrolladas en la base del *paquete* Levinco (Etapa 3).

En la figura 20.B también se ha representado la posible distribución de las isócronas. La I-O estaría situada en el límite entre el *paquete* Fresnedo y la Caliza de Peña Redonda, allí donde existe, o en la base del nivel marcado por los olistolitos y brechas de los depósitos de *base-of-slope apron*. La I-1 se situaría al techo de la Caliza de Peña Redonda y base de los depósitos de *base-of-slope apron*. Mientras que, en el primer nivel calcáreo, por encima de la Caliza de Peña Redonda, se situaría la isócrona I-3. Por lo tanto, como se observa en la Fig. 20.A, en la zona entre El Puerto de Piedrafita y Peña Redonda, existiría una zona de escasa o nula sedimentación, correspondiendo posiblemente a una zona de *by passing* de sedimentos entre áreas proximales de la cuenca situadas hacia el oeste de la misma y zonas más distales situadas hacia el este. Existiendo posteriormente en esta zona una máxima intensidad de sedimentación entre las isócronas I-1 y I-2. Modelos evolutivos similares han sido descritos por READ (1980, 1982) y BOSELLINI (1984) y, en la Zona Cantábrica por BAHAMONDE *et al.* (1988) y BAHAMONDE (1990) en la Formación Escalada de la Unidad del Ponga.

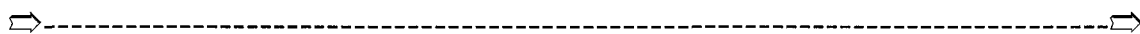


Figura 19: A) Cartografía geológica del área entre los sectores Aller-Nalón y Piedrafita-Lillo. B) Etapas de evolución del margen carbonatado de Peña Redonda (Sector Aller-Nalón).

Durante el **Moscoviense** se va a dar una etapa de uniformización de la cuenca sedimentaria dándose condiciones de medio marino somero, salvo en la rama sur de la Unidad de La Sobia-Bodón y sector del Porma de la Cuenca Carbonífera Central, donde se mantienen las condiciones de medios marinos profundos.

Durante el **Vereisky-Kashirsky** (Fig. 21.A), los términos más proximales aparecen en la Unidad de la Sobia y están constituidos por episodios apilados de llanura deltaica; hacia las partes más externas dentro de la Cuenca Carbonífera Central (sector Riosa-Olloniego), en un principio, los aparatos deltaicos aparecen peor desarrollados, con delgados o inexistentes episodios de llanura deltaica, mientras que durante la mayor parte del tiempo el medio se mantuvo en una plataforma terrígena con episodios de plataforma carbonatada. En el Sector Aller-Nalón dominan los episodios de plataforma carbonatada, estando intercalados con episodios fundamentalmente de plataforma terrígena, existiendo alguna intercalación esporádica de sistemas deltaicos. En el **Kashirsky superior** (Fig. 21.B) se produce una irrupción en la cuenca de importantes sistemas deltaicos de tipo llanura trenzada, representados por las “Micropudingas de Llanón” del sector Aller-Nalón; las plataformas carbonatadas más importantes se van a instalar en el borde más oriental del sector de Piedrafita-Lillo (zona del pico Susarón).

En el límite **Kashirsky-Podolsky** (Fig. 22.A), se da una nueva etapa de expansión de la plataforma carbonatada, representada por un nivel individualizado de gran extensión lateral correspondiente a la caliza de Pumarada en el Sector Aller-Nalón, Calizas de Bachende en el Sector de Lois-Ciguera y Formación Escalada en el Sector de San Isidro de la Unidad del Ponga.

Durante el **Podolsky-Myachkovsky** (Fig. 22.B), la cuenca sedimentaria ha sufrido ya una importante reducción en su tamaño como consecuencia del avance del frente de deformación del orógeno; las partes de la misma que hoy en día pertenecen a las unidades de Somiedo-Correcillas y de La Sobia-Bodón han sido incorporados al continente y actúan como área fuente de sedimentos. En el Podolsky (Westfaliense D basal), se registra la irrupción en la cuenca sedimentaria de los primeros depósitos aluviales conservados. Al progradar sobre un medio marino somero a transicional, dan lugar a la formación de abanicos aluviales costeros. Los depósitos aluviales aparecen predominantemente en el Sector de Riosa-Olloniego y son más escasos hacia el E, en el Sector de Aller-Nalón, donde están sustituidos por los depósitos de deltas de llanura trenzada y deltas fluviales alternantes con episodios de plataforma marina somera desde terrígena a carbonatada en posiciones más externas de la cuenca. Dos son los momentos en que se registra la progradación de los abanicos aluviales dentro de la cuenca sedimentaria. Estos dos episodios dan lugar a la construcción de los complejos *fan deltaicos* de Mieres y de Olloniego. En los sectores más orientales de la cuenca se mantienen condiciones de plataforma marina somera alternando episodios terrígenos y carbonatados, siendo éstos dominantes en la Unidad de Picos de Europa (Formación Picos de Europa) y en el Sector Lois-Ciguera (“calizas de Ciguera” y “lutitas y calizas de Anciles”).

Para explicar la evolución paleogeográfica del sector del Porma, y dada la escasez de datos tanto litoestratigráficos como cronoestratigráficos, se hace necesario basarse en los datos existentes de las sucesiones y medios existentes en unidades limítrofes (diversos mantos de la Unidad de la Sobia-Bodón, sectores Piedrafita-Lillo y Lois-Ciguera).

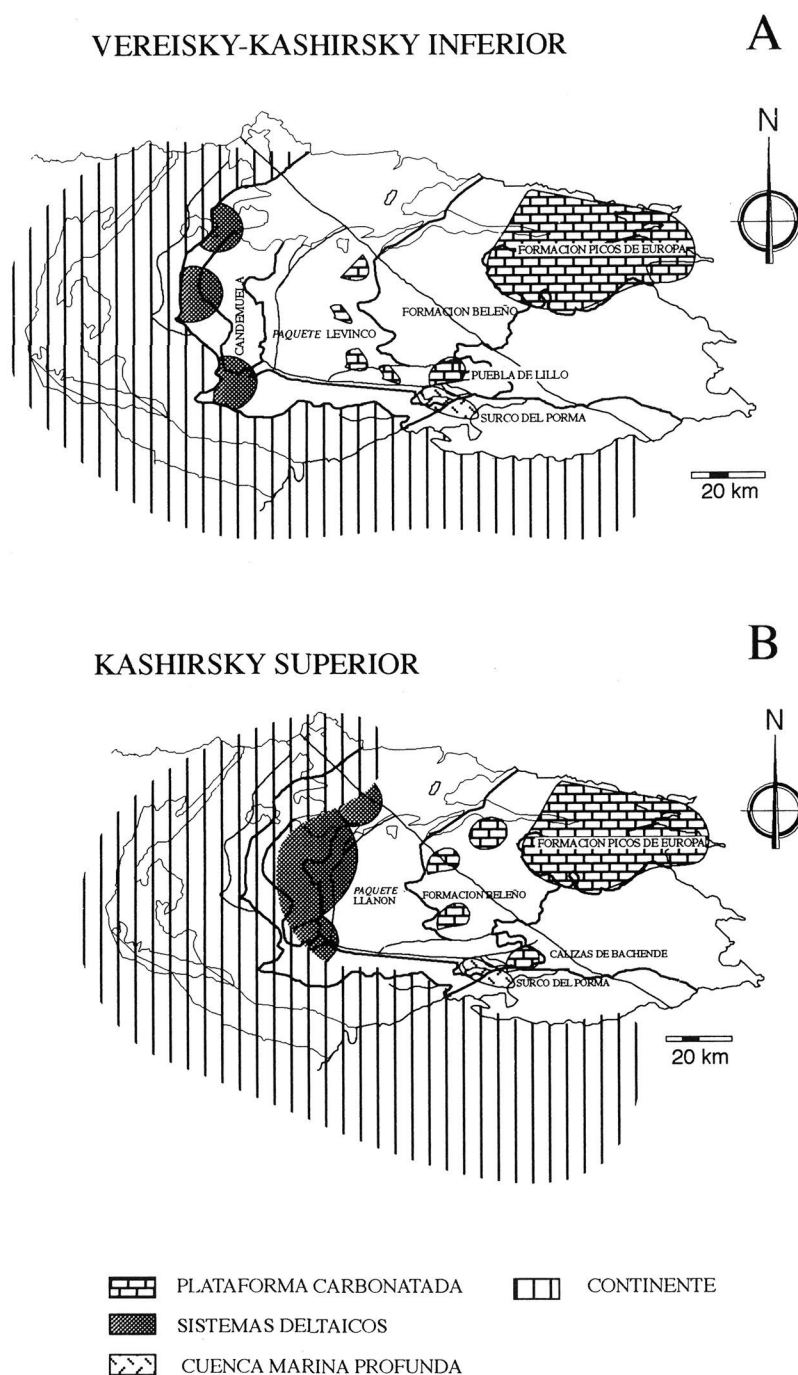


Figura 21: Distribución de ambientes sedimentarios (A) durante el Vereisky-Kashirsky inferior, (B) Kashirsky superior.

Los niveles olistostrómicos más antiguos del sector del Porma, de edad Bashkiense-Vereisky, deben proceder de las plataformas carbonatadas de esa edad, existentes en la Unidad de la Sobia-Bodón (manto de Bodón y escama de Gayo), que enlazarían posiblemente hacia la Cuenca Carbonífera Central con la Caliza de Peña Redonda del Sector Aller-Nalón (Fig. 23.A). De las plataformas carbonatadas de las ca-

lizas de Yordas del sector Lois-Ciguera, que como se indicó anteriormente a techo tienen edad Bashikireinse-Vereisky, si proporcionaron olistolitos al surco, estos estarían posiblemente en una posición más oriental, no siendo visible en la actualidad debido a la extensión de los afloramientos del sector del Porma.

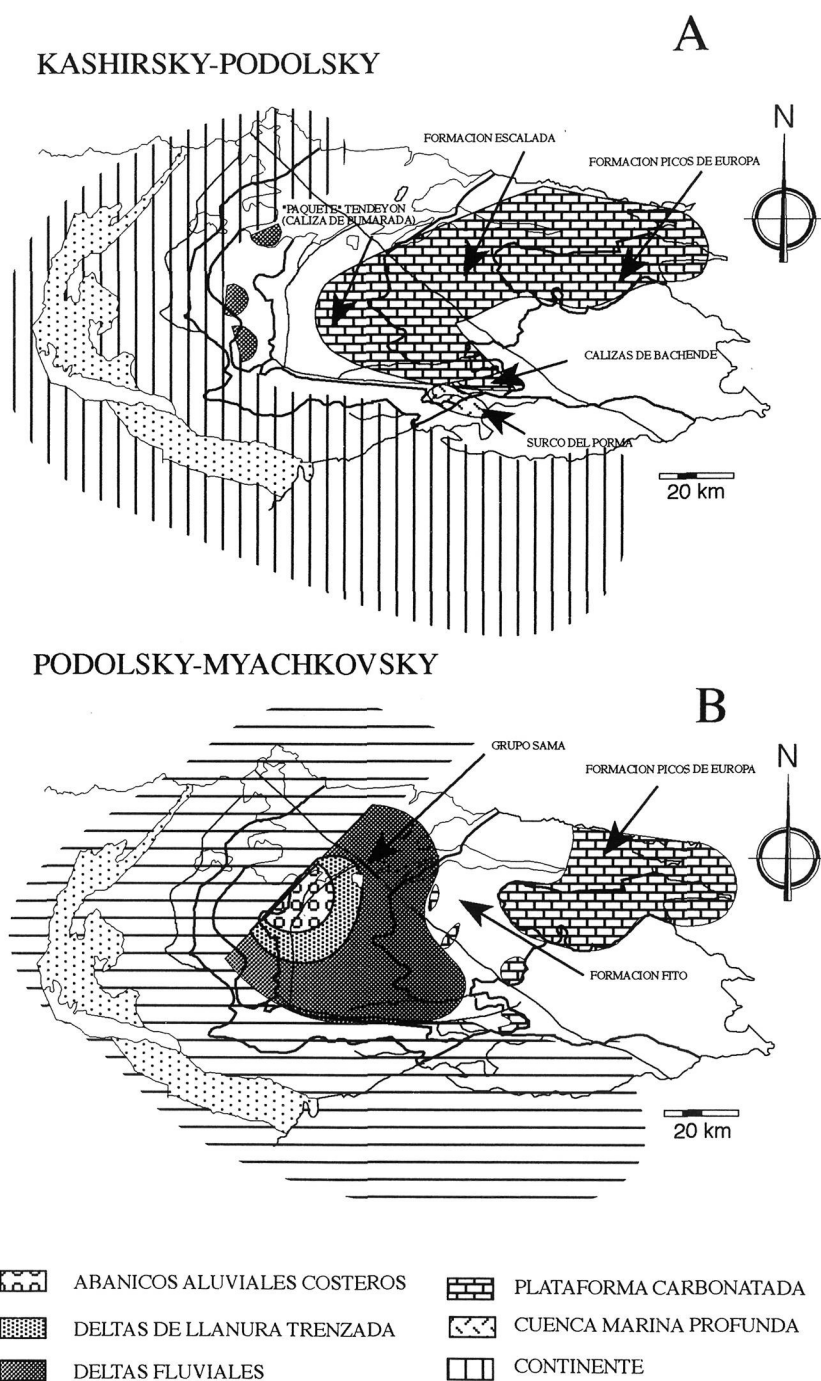


Figura 22: Distribución de ambientes sedimentarios (A) límite Kashirsky-Podolsky, (B) Podolsky-Myachkovsky.

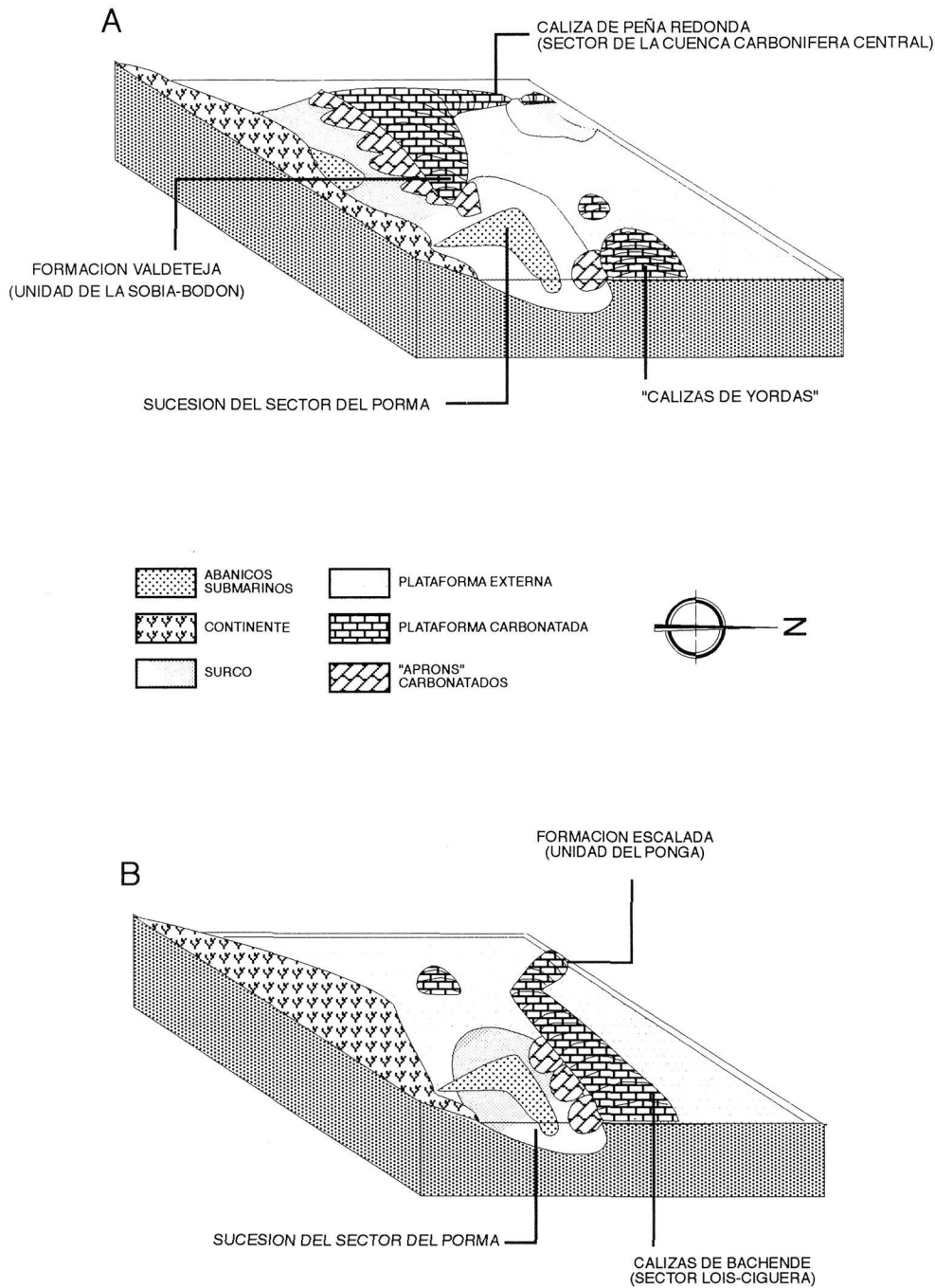


Figura 23: Bloques diagrama mostrando la evolución del sector del Porma y la distribución de ambientes sedimentarios durante el (A) límite Bashkiriense-Vereisky y (B) Podolsky.

En cuanto a los olistolitos más modernos, de edad Podolsky, proceden de una plataforma carbonatada situada hacia el norte (Fig. 23.B), bien en el borde oriental del sector de Piedrafita-Lillo, bien en Lois-Ciguera, donde aparecen acumulaciones calcáreas importantes hasta esta edad. En cuanto a los terrígenos, todos los datos de paleocorrientes indican procedencia del sur. En este caso el surco del Porma constituiría el residuo del surco *foredeep* anterior (Fig. 19.C).

AGRADECIMIENTOS

Deamos manifestar nuestro agradecimiento a los doctores C. Moreno y V. Gabaldón, revisores científicos del trabajo, cuya crítica ha contribuido a mejorar sensiblemente el texto original.

BIBLIOGRAFÍA

- ADARO, L. DE (1926); Atlas del estudio estratigráfico de la cuenca hullera asturiana *Publ. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*, **14**: 9-79.
- AGUEDA, J.A.; COLMENERO, J.R.; FERNÁNDEZ, L.P.; SALVADOR, C.I.; BARBA, P.; & BARBA, F.J. (1986-87): Facies generadoras de carbón en el Westfaliense superior de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana. *Acta Geol. Hispanica*, **21-22**: 131-139.
- AGUEDA, J.A.; BAHAMONDE, J.R.; BARBA, F.J.; BARBA, P.; COLMENERO, J.R.; FERNÁNDEZ, L.P.; SALVADOR, C.I. & VERA, C. (1991): Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Bull. Soc. Géol. France.*, **162 (2)**: 325-333
- ALLEN, P.A.; HOMEWOOD, P & WILLIAMS, G.D. (1986): Foreland basins: an introduction. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **8**: 3-12.
- ALLER, J.A. (1986): *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Central de Asturias.* Consejería de Industria y Energía. Principado de Asturias. 180 pp.
- ALONSO HERRERO, E. (1981): Estudio geológico de la Zona de Riaño-Valdeburón (León, Noroeste de España). *Tierras de León*, **43-44**: 30 pp.
- ÁLVAREZ MARRÓN, J. & PÉREZ ESTAÚN, A. (1987): Thin skinned tectonics in the Ponga Region (Cantabrian Zona, NW Spain). *Geol. Rundschau*, **77**: 539-550.
- ÁLVAREZ MARRÓN, J. & PÉREZ ESTAÚN, A. (1990): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja 79 (Puebla de Lillo).* Segunda serie (Magna), primera edición. 60 pp.
- BAHAMONDE, J.R. (1990): *Estratigrafía y Sedimentología del Carbonífero Medio y Superior de la Región del Manto del Ponga (Zona Cantábrica).* Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (inédita), 215 p.
- BAHAMONDE, J.R.; COLMENERO, J.R. & HEREDIA, N. (1988): Morfología de un margen de plataforma carbonatada en el Carbonífero Superior de la Zona Cantábrica. *Geogaceta*. **5**: 48-49.
- BARBA, F.J. (1990): *Estratigrafía y Sedimentología del Carbonífero del Borde Meridional de la Cuenca Central de Asturias.* Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (inédita). 351 pp.
- BARBA, P. (1983): *Estratigrafía y sedimentología de la serie Westfaliense entre Santa Cruz de Mieres y Caborana (Cuenca Carbonífera Central).* Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo. (inédita). 82 pp.

- BARBA, P. (1992): *Estratigrafía y sedimentología de la sucesión Westfaliense del bordew sureste de la Cuenca Carbonífera Central*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo (inérita), 232 p.
- BARBA, P. & COLMENERO, J. R. (1984): Contribución al conocimiento sedimentológico del Westfaliense Superior de la Cuenca Carbonífera Central. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, **14**: 35-43.
- BARBA, P. ; HEREDIA, N. & VILLA, E. (1991): Estratigrafía y edad del Grupo Lena en el sector de Lois-Ciguera (Cuenca Carbonífera Central, NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, **4**: 61-77.
- BARBA, P. ; SALVADOR, C. & FERNÁNDEZ, L.P. (1986): Biohermos algares en el límite de los paquetes Levinco -Llanón en la Cuenca Carbonífera Central Asturiana. *Com. IX Congreso Español de Sedimentología*, Barcelona. 25.
- BARROIS, CH. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord.*, **2(1)**: 1-630.
- BEAUMONT, C. (1981): Foreland basins. *Geophysical Jour. Royal Astronomical Soc.*, **65**: 291-329.
- BLESS, M.J.M. (1971): Note on cyclic sedimentation in the Central Carboniferous Basin of Asturias (with "a description of rhythmic units along the road of La Nueva", by R.H. Wagner y C.F. Wincler Prins). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, **3**: 41, 52.
- BOSELLINI, A. (1984): Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. *Sedimentology*, **31(1)**: 1-27.
- BOWMAN, M.B.J. (1980): *The sedimentology and stratigraphy of the San Emiliano Formation and associated sequences, Carboniferous, NW Spain*. Tesis Doctoral. Univ. Sheffield (inérita). 316 pp.
- BROUWER, A. & GINKEL, A. VAN (1964): La sucesión carbonífera dans la partie meridionale des Montagnes Cantabriques. *C. R. V Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Paris, 1963, **1**: 307-319.
- BUSBY-SPERA, C.J. (1988): Development of fan-deltoid aprons in a convergent-margin tectonic setting: Mesozoic, Baja California, Mexico. *In: Fan Deltas: Sedimentology and Tectonics Settings*. (Eds. NEMEC, W. & STEEL, R.J.). Blackie & Son, 419-429.
- COLMENERO, J.R. (1976): *Estratigrafía y sedimentología de las Areniscas del Devónico Superior en la Zona Cantábrica (Asturias, León)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo (inérita). 380 pp.
- COLMENERO, J.R.; AGUEDA, J.A.; FERNÁNDEZ, L.P.; SALVADOR, C.I.; BAHAMONDE, J.R. & BARBA, P. (1988): Fan-delta systems related to the carboniferous evolution of the Cantabrian Zone, northwestern Spain. *In: Fan Deltas: Sedimentology and Tectonics Settings*. (Eds. NEMEC, W. & STEEL, R.J.). BLACKIE & SON: 267-285.
- COLMENERO, J.R. & BARBA, P. (1985): Un tipo de ciclo deltaico en el Westfaliense Superior de la Cuenca Carbonífera Central. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, **15**: 29-36.
- CORRALES, I.; FLOR, G.; PELLO, J. & PEÓN, A. (1985): Facies y secuencias sedimentarias en el Carbonífero de La Camocha (Gijón, NO de España). *Trabajos de Geología*, **15**: 19-27.

- EICHMÜLLER, K. (1985): Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrischen Gebirge, Nordspanien). *Facies*, **13**: 45-154.
- EICHMÜLLER, K. (1986): Some upper Carboniferous (Namurian Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation. *Bol. Geol. Min.*, **97** (5): 590-607.
- EICHMÜLLER, K. & SEIBERT, P. (1984): Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal im Kantabrischen Gebirge (NW-Spanien). *Z. dt. geol. Ges.*, **135**: 163-191.
- ELLIOT, T. (1978): Clastic shorelines. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. READING, H.G.). , Blackwell, 143-177.
- ETHRIDGE, F.G. & WESCOTT, W.A. (1984): Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. (Eds. KOSTER, E.H. & STEEL, R.J.). Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., **10**: 217-235.
- EVERS, H.J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, Nw Spain. *Leidse. Geol. Meded.*, **41**: 83-151.
- FERNÁNDEZ, L.P. (1990): *Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía de la región de Riosa, Quirós, y Teverga-San Emiliano*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 322 p. (inérita).
- FERNÁNDEZ, L.P.; AGUEDA, J.A.; COLMENERO, J.R.; SALVADOR, C.I. & BARBA, P. (1988): A coal-bearing complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains, northwestern Spain: implications for the recognition of humid-type fan deltas. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonics Settings*. (Eds: NEMEC, W. & STEEL, R.J.). Blackie and Son, 286-302.
- FISHER, W.L.; BROWN, L.F.; SCOTT, S.J. & MCGOWEN, J.H. (1969): Delta Systems in the exploration for oil and gas. *Bureau Econ. Geol.*, Texas, 78 pp.
- FRANKENFELD, H. (1982): Das ende der devonischen Riff-Fazies im nordspanischen Variszikum. *N. Jahrb. Geol. Pal.*, **163**: 238-241.
- GALLOWAY, W.E. (1975): Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: *Deltas, Models for Exploration*. (Ed. BROUSSARD, M.L.). Houston Geological Society, Houston, 87-98.
- GARCÍA LOYGORRI, A. (1974): Caracteres generaux du Bassin Central des Asturies (Espagne). *VII Int. Congr. Strat. Geol. Carb.* Krefeld, 1971, 111-127.
- GARCÍA LOYGORRI, A.; ORTUÑO, G.; CARIDE DE LIÑAN, C.; GERVILLA, M.; GREBER, CH. & FEYS, R. (1971): El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, **3**: 101-150.
- GINKEL, A.C. VAN (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, **34**: 1-225.
- GINKEL, A.C. VAN (1987): Systematics and biostratigraphy of fusulinids of the Lena Formation (Carboniferous) near Puebla de Lillo (León, NW Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wed.*, Ser. B, **90** (3): 189-276.

- GONZÁLEZ LASTRA, J. (1978): Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ de Oviedo, **10**: 249-265.
- HARLAND, W.B.; COX, A.V.; LLEWELLYN, P.G.; PICKTON, C.A.G.; SMITH, A.G. & WALTERS, R. (1982): *A geologic time scale*. Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, 131 pp.
- HEMLEBEN, CH. & REUTHER, C.D. (1980): Allodapic limestones of the Barcaliente Formation (Namurian A) between Luna and Cea rivers (southern Cantabrian Mountains, Spain). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh*, **159**: 225-255.
- HOLMES, A. (1965): *Principles of Physical Geology*, 2nd edn. Thomas Nelson, London, 1288 pp.
- JULIVERT, M. (1971): Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Am. Jour. Sci.*, **270**: 1-29.
- JULIVERT, M. (1978): Hercynian orogeny and Carboniferous palaeogeography in northwestern Spain: A model of deformation-sedimentation relationships. *Z. Dtsch. geol. Ges.*, **129**: 562-592.
- KENTER, J.A. (1990): Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. *Sedimentology*, **37**: 777-794.
- KLEIN, V & WILLARD (1989): Origin of the Pennsylvanian coal-bearing cyclothem of North America. *Geology*, **17**: 152-155
- LEYVA, F. & GERVILLA, M. (1983): Libro guía de la excursión W. El Carbonífero Medio de la Cuenca Central Asturiana y zonas adyacentes. *C.R. X Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1983, 200 pp.
- LEYVA, F.; GRANADOS, L.F.; SOLOVIEVA, M.N.; LAVEINE, J.P.; LYS, M. LOBOZIAK, S.; MARTÍNEZ DÍAZ, C.; BROUSMICHE, C.; CANDILIER, A.M. & GARCÍA CORTÉS, A. (1985): La estratigrafía del Carbonífero Medio en el Area de Los Tornos-Villoria-Colladona (Sector Oriental de Cuenca Central). *C.R. X Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1983, **1**: 231-248.
- LIPPOLT, H.J.; HESS, J.C. & BURGER, K. (1984): Isotopische alter pyroklastischen Sandsteinen aus Kaolin-Kohlesteinen als Korrelationsmarken für das mitteleuropisch Oberkarbon. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **32**: 119-150.
- LUQUE, C.; GERVILLA, M.; SÁENZ DE SANTA MARÍA, J.A.; LEYVA, F.; LAVEINE, J.P.; LOBOZIAK, S. & MARTÍNEZ CHACÓN, M.L. (1985): Características sedimentológicas y paleontológicas de los paquetes productivos en el corte de La Inverniza- El Cabo. *C.R. X Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1983, **1**: 281-302.
- MARCOS, A & PULGAR, J.A. (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, **163** (2): 256-260.
- MARCUS, E. (1970): *The structural pattern and the stratigraphic relationships within the Middle Carboniferous of the Lois-Ciguera Región, Cantabrian Mountains, Spain*. Intern Report, Rijksmuseum Geol., Min., Leiden.

- MARTÍN LLANEZA, J. (1979): *Estratigrafía y sedimentología del tramo carbonífero comprendido entre Coballes y Tanes (Asturias)*. Tesis de Licenciatura, Univ.de Oviedo.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J.A. (1962): Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Inst. Est. Ast.*, 1-229.
- MCPHERSON, J.G.; SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1987): Fan deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, **99**: 331-340.
- MCPHERSON, J.G.; SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1988): Fan deltas and braid deltas: conceptual problems. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds. NEMEC, W. & STEEL, R.), Blackie & Son, Glasgow, 14-22.
- MEIJER, J.J. DE (1971): Carbonate petrology of algal limestones (Lois-Ciguera Formation, Upper Carboniferous, León, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **47**: 1-97.
- MULLINS, H.T. & COOK, H.E. (1986): Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sediment. Geol.*, **48**: 37-79.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **11**: 161-199.
- NEMEC, W. (1990): Deltas - remarks on terminology and classification. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* **10**: 3-12. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds. COLELLA, A. & PRIOR, B.). Blackwell Scientific Publications.
- NEMEC, W. & STEEL, R.J. (1988): What is a fan delta and how do we recognize it?. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, W. Nemece & R. Steel (Eds.). Blackie & Son, Glasgow, 3-13.
- NORMARK, W.R. (1970): Growth patterns of deep-sea fans. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* **54**: 2170-2195.
- ORTON, G.J. (1988): A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, W. Nemece & R.J. Steel (Eds.). Blackie & Son, Glasgow, 23-49.
- ORTON G.J. & READING H.G. (1993): Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**: 475-512.
- PÉREZ ESTAÚN, A.; BASTIDA, F. ALONSO, J.L.; MARQUÍNEZ, J.; ALLER, J.; ÁLVAREZ MARRÓN, J.; MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1988): A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belts: The Cantabrian zone. *Tectonics*, **7(3)**: 517-537.
- RACZ, L. (1964): Carboniferous calcareous algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (Prov. León, NW Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, **31**: 1112.
- READ, J.F. (1980): Shelves and ramps, examples from the Cambrian and Ordovician of the Appalachians (abstr.). *Geol. Soc. Annu. Mtg., Abstr. with Programs*, 507 pp.
- READ, J.F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, **81**: 195-212.

- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1983): Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero. In: *Carbonífero y Pérmico de España*, IGME, 151-162.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1993). Tectonosedimentary evolution of a carboniferous foreland basin related with arcuate fold-thrust belt. The example of NW Iberian Variscan Belt. *Comptes Rendus, XII ICC-P*, 1: 435-445.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R., GARCÍA ALCALDE, J.L. & MENÉNDEZ ÁLVAREZ, J.R. (1985): La serie del Devónico superior-Carbonífero inferior y la evolución estructural del Sinclinal de Alba (León, NO de España). *Comptes Rendus, X ICC-P*, 1: 133-144.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. & HEREDIA, N. (1988): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepais ligada a una cadena arqueada: el ejemplo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N.O. de España). *II Congreso Geológico de España*, Granada, 65-74.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; HEREDIA, N.; BARBA, P.; GALLASTEGUI, G.; VILLA, E. & LEYVA, F. (1989): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja 54 (Rioseco)*. (Magna), 1ª ed., 108 pp.
- SÁENZ DE SANTAMARÍA, J.A.; LUQUE, C.; GERVILLA, M.; LAVEINE, J.P.; LOBOZIAK, S.; BROUSMICHE, C. COQUEL, R. & MARTÍNEZ DÍAZ, C. (1985): Aportaciones al conocimiento estratigráfico y sedimentológico del Carbonífero Productivo de la Cuenca Central Asturiana. *C.R. X Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Madrid, 1983*, 1: 303-326.
- SALVADOR, C.I. (1989): *Estratigrafía y sedimentología del norte de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo (inérita), 201 pp.
- SALVADOR, C.I. (1991): La Caliza de Peña Redonda (Westfaliense A-B): Evolución tectosedimentaria (Cuenca Carbonífera Central Asturiana). *Geogaceta*, 9: 53-56.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J.A. & GONZÁLEZ LASTRA, J.A. (1981a): Evolución sedimentaria y paleogeográfica de la región asturiana durante el Carbonífero (Curso de Conf. sobre Progr. Int. Correl. Geol. 1981). *R. Acad. Ci. Ex. Fis. Nat.*, 2: 77-90.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J.A.; COLMENERO, J.R.; GARCÍA RAMOS, J.C. & GONZÁLEZ LASTRA, J.A. (1983a): Evolución sedimentaria y paleogeográfica del carbonífero en la Cordillera Cantábrica. In: *Carbonífero y Permico de España*, 133-150, Madrid, IGME.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J.A.; COLMENERO, J.R.; GARCÍA RAMOS, J.C. & GONZÁLEZ LASTRA, J. (1983b): Libro guía de la excursión F. Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero de la Zona Cantábrica. *X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid 1983*. 154 pp.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J.A.; COLMENERO, J.R.; GONZÁLEZ LASTRA, J.A. & MARTÍN LLANEZA, J. (1981b): Emplazamiento de deltas progradantes y facies asociadas, en el Westfaliense del borde oriental de la Cuenca Carbonífera Central (Asturias). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 11: 191-201.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J.A.; COLMENERO, J.R.; GONZÁLEZ LASTRA, J.A.; GARCÍA RAMOS, J.C.; SALVADOR, C.I. & MARTÍN LLANEZA, J. (1985a): Deltaic environments in Asturian Westphalian, Spain. *C.R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Washington and Champaign-Urbana, 1979*, 3: 499-507.

- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J.A.; COLMENERO, J.R.; GONZÁLEZ LASTRA, J.A.; SALVADOR, C.I.; MARTÍN LLANEZA, J. & BARBA, P. (1985b): Evolución sedimentaria del Carbonífero en la Cuenca Central de Asturias. *C. R. X Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Madrid, 1983*, **3**: 187-196.
- SCLATER, J.G. & CHRISTIE, P.A.F. (1980): Continental stretching: an explanation of the post-Mid Cretaceous subsidence of the North Sea Basin. *J. Geophys. Res.*, **85**: 3711-3739.
- SCHULZ, G. (1858): *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. 138 pp. Impr. José González, Madrid.
- SJERP, N. (1967): The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, **39**: 55-128.
- TANKARD, A.J. (1986): On the depositional response to thrusting and lithosphere flexure: examples from the Appalachians and Rocky Mountain basins. In: P.A. Allen y P. Homewood (Eds.). *Foreland Basins. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **8**: 369-392.
- TRUYOLS, J.; ÁLVAREZ, F.; ARBIZU, M.A.; GARCÍA ALCALDE, J.L.; GARCÍA LÓPEZ, S.; MARTÍNEZ CHACÓN, M.L.; MÉNDEZ BEDÍA, I.; MÉNDEZ FERNÁNDEZ, J.R.; MENÉNDEZ, J.R.; SÁNCHEZ DE POSADA, L. & SOTO, F. (1984): *Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja 104 (Boñar)*. (Magna), 75 pp.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M. JR.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HARDENDOL, J. (1988): An overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. In: *Sea-level changes-An integrated approach* (Eds. WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDAL, C.G.S.C.; POSAMENTIER, H.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, **42**, 39-45
- VILLA, E. & HEREDIA, N. (1988): Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de la Región de Mantos y de la Cuenca Carbonífera Central (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Bol. Geol. Min.*, **99** (5): 757-769.
- WAGNER, R.H., WINKLER PRINS, C.J. & RIDING, R.E. (1971): Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo* **4**: 603-663.
- WAGNER, R.H. & ÁLVAREZ VÁZQUEZ, C. (1991): Floral characterisation and biozones of the Westphalian D stage in NW Spain. *Neues Jahrbuch Remy-Festschrift.. N. J. Geol. Pal.. Abh.*, **183** (1/3): 171-202.
- WALKER, R.G. (1978): Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for stratigraphic traps. *Bull. Am. Assoc. Petrolm Geol.*, **62**: 932-966.

(ARTÍCULO RECIBIDO EL 22 JULIO, 1994)

(ADMITIDO EL 12 DICIEMBRE, 1994)