



IGME

55

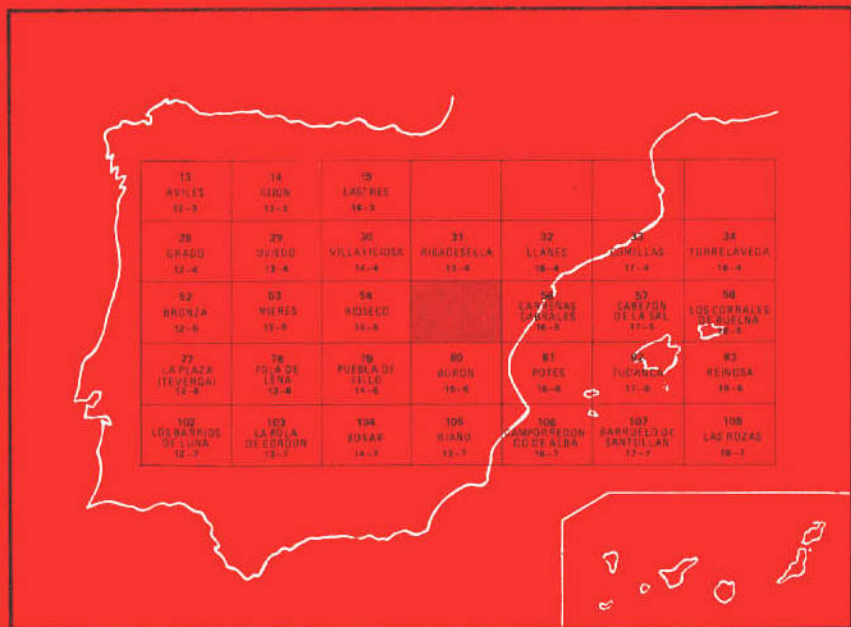
15·5

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BELEÑO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BELEÑO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A. dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

M. Julivert – Catedrático de la Universidad Autónoma de Barcelona, que ha realizado la parte referente al manto del Ponga.

D. Navarro – Geólogo de la Empresa Nacional Adaro, que ha estudiado los Picos de Europa.

Con la colaboración de los Laboratorios de Micropaleontología y Sedimentología de la misma Empresa.

Bajo la dirección y supervisión del I.G.M.E. de *L.R. Rodríguez Fernández*.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid

Depósito Legal: M. 42.277 - 1984
I.S.B.N.: 84-7474-277-3

Imprime Gráficas Topacio, S.A. - Príncipe de Vergara 210 - 28002 Madrid

1 INTRODUCCION

Desde el punto geográfico, la hoja de Beleño se encuentra en la parte paleozoica (oriental) de la Cordillera Cantábrica, en su vertiente N. Desde el punto de vista geológico, la hoja queda dentro de la Zona Cantábrica, es decir de la zona más externa de la rama N del segmento ibérico de la cordillera herciniana. La Zona Cantábrica ha sido dividida en varias regiones, caracterizadas por un tipo propio de sucesión estratigráfica y un determinado tipo de estructura (JULIVERT, 1967b, 1971a). Estas son de E a W: Región de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Región del Manto del Ponga, Picos de Europa y Región del Pisuerga-Carrión. La hoja de Beleño se sitúa en parte en la Región del Manto del Ponga (parte occidental de la hoja) y en parte en los Picos de Europa. El río Sella, que atraviesa la hoja de S a N, corre aproximadamente a lo largo del límite entre las dos regiones que forman además dos áreas fisiográficamente muy diferentes.

La Región del Manto del Ponga está formada por materiales cámbricos y ordovícicos sobre los que reposa directamente la serie carbonífera (y/o unas areniscas del Devónico Superior) que consiste en una sucesión de pizarras, areniscas y calizas, con dos niveles muy importantes de calizas cono-

cidos habitualmente con el nombre de Caliza de Montaña y Caliza de La Escalada. La estructura es la típica de mantos de despegue posteriormente plegados. El relieve se caracteriza por una serie de crestas formadas por cuarcitas o calizas y zonas suaves, excavadas en las pizarras.

Los Picos de Europa se caracterizan por el absoluto predominio de los materiales carbonatados y forman una extensa región montañosa calcárea, atravesada de S a N por los ríos Cares y Duje que separan en ella tres macizos llamados Oriental, Central y Occidental. El río Cares recorre la hoja muy cerca de su límite E, de modo que quedan dentro de la misma todo el Macizo Occidental, con cumbres que superan los 2.000 m (Sta. M^a de Enol 2.478 m; Torre del Torco, 2.450 m; Torre de Enmedio, 2.465 m; Peña Santa, 2.596 m) y una pequeña parte del Central (Torre Llambrión, 2.642 m). La sucesión estratigráfica de los Picos de Europa difiere de la del Manto del Ponga por lo que al Carbonífero se refiere. Los materiales pre-carboníferos afloran en los Picos de Europa tan sólo en su parte N, a lo largo de dos anticlinales orientados de E a W. En ellos puede verse una sucesión estratigráfica de los materiales pre-carboníferos, idéntica a la del Manto del Ponga, con una laguna estratigráfica con las mismas características, entre la cuarcita del Arenig y el Carbonífero. La sucesión carbonífera, en cambio, es muy diferente, ya que en los Picos de Europa prácticamente todo el Carbonífero tiene un desarrollo carbonatado. También estructuralmente, la Región de los Picos de Europa tiene características propias, ya que en ella existen una serie de cabalgamientos cuyas superficies tienen un trazado E-W o bien ESE-WNW, relacionándose con los pliegues que deforman el manto del Ponga, sin que se hayan observado estructuras atribuibles a la primera deformación que en la Región del Manto del Ponga dio lugar a los mantos de despegue.

El conocimiento geológico del área se inició en tiempos bastante modernos. En efecto, los trabajos anteriores a los años 60 dan sólo datos muy puntuales y las referencias que se encuentran en trabajos generales como son los de SCHULZ (1858) o de ADARO & JUNQUERA (1916) son muy escasos y las cartografías muy imprecisas. Durante este primer período los trabajos que hacen referencia al área del manto del Ponga se centran principalmente en torno a tres polémicas.

La primera de estas polémicas fue sobre la edad de las cuarcitas que afloran bajo el Carbonífero. Sin entrar en detalles que se explican ya en otros trabajos (JULIVERT, 1960; SJERP, 1967), se indicará solamente que las opiniones se dividieron entre la edad ordovícica, defendida principalmente por ADARO & JUNQUERA (1916) y aceptada también por HERNANDEZ-SAMPELAYO (1928, 1936, 1942) y LLOPIS (1954); la edad

carbonífera, defendida por HERNANDEZ PACHECO, E. & HERNANDEZ PACHECO, F. (1935, 1936) y por LOTZE (1957), y la edad devónica que partiendo de la atribución hecha por BARROIS (1882) de la Arenisca de Cué al Devónico, fue aceptada por MALLADA (1896), MENGAUD (1920), SAENZ GARCIA (1943) y SCHINDEWOLF & KULLMANN (1958).

Una segunda polémica fue en torno a la supuesta presencia de mantos de corrimiento de edad alpídica, postulada por MENGAUD (1920) y nunca aceptada por los autores españoles (ADARO & JUNQUERA, 1916; HERNANDEZ PACHECO, E. & HERNANDEZ PACHECO, F., 1935) aunque sin presentar tampoco una interpretación tectónica alternativa.

Finalmente la tercera polémica fue en torno a la edad de los diferentes tramos del Carbonífero. Al respecto, fue BARROIS (1882) el primero en reconocer que la caliza "griotte" está siempre ligada a la Caliza de Montaña y no al Devónico, con lo que estableció su edad carbonífera. Posteriormente DELEPINE (1928) determinó la edad viseense de la caliza "griotte" y planteó la estratigrafía del Carbonífero en los términos actuales. No obstante este autor (DELEPINE, 1943) al citar el hallazgo de Fusulinas en la Caliza de Montaña considera que su techo se sitúa más alto que el techo del Namuriense, lo que planteaba el problema de si existen importantes cambios de facies entre una localidad y otra.

De los tres puntos problemáticos citados sólo el segundo encontró su solución dentro del período que se está considerando, al rectificar MENGAUD su interpretación en 1932 y con los estudios de KARREBERG (1934) que establecen la estructura de la cobertera mesozoica y terciaria en Asturias. Así pues, durante este primer período, se establecen las bases estratigráficas, al igual que para el resto de Asturias pero no se aborda el estudio de las estructuras hercinianas ni se realiza ninguna cartografía del área. Desde el punto de vista estratigráfico es de señalar la obra de ADARO & JUNQUERA que al interpretar correctamente la edad de la cuarcita ordovícica se dan cuenta de la importancia de la laguna estratigráfica precarbonífera y establecen un principio de división paleogeográfica de la Zona Cantábrica.

A partir de los años 60 es cuando empiezan a aparecer publicaciones que representan un verdadero progreso en el conocimiento concreto del área y que permiten llevar a cabo una interpretación tectónica de la misma. Así, la primera cartografía detallada de lo que más tarde se denominará Manto del Ponga, aunque sin abarcarlo completamente, es la de JULIVERT, de 1960. Más tarde MARTINEZ ALVAREZ (1962) publicó la cartografía de lo que se llamaría después escama de Laviana y escama de Rioseco. Posteriormente, las publicaciones de SJERP (1967), MARTINEZ ALVAREZ (1965),

JULIVERT (1967a, b), PELLO (1967) y MARCOS (1967) completaron la cartografía de la Región del Manto del Ponga. Con estos trabajos vieron su fin las polémicas iniciadas en el período anterior. Así, aunque en los años 60 las cuarcitas eran aún consideradas por unos autores como ordovícicas (JULIVERT, 1960, MARTINEZ ALVAREZ, 1962) y por otros como devónicas (DE SITTER, 1962), el descubrimiento del Cámbrico por debajo de ellas (SJERP, 1967, JULIVERT, 1966, 1967a, 1967b; ZAMARREÑO & JULIVERT, 1967) llevó al reconocimiento de su edad ordovícica, aunque sí es cierto que encima de las cuarcitas ordovícicas y por debajo del Carbonífero pueden existir unas areniscas, en general de escaso espesor, de edad Devónico Superior; estas areniscas están bien representadas en las hojas de Llanes y de Ribadesella. Por lo que al problema de la edad del techo de la Caliza de Montaña se refiere, el progreso de la cartografía permitió deslindar la Caliza de Montaña de la Caliza de La Escalada y reconocer que los hallazgos de Fusulinas supuestamente en la Caliza de Montaña lo habían sido en la Caliza de La Escalada, situada estratigráficamente más alta (JULIVERT, 1967a). Otro progreso importante desde el punto de vista estratigráfico fue el reconocimiento de la extensión del Cámbrico en la región del Manto del Ponga y la caracterización de sus facies y medio de depósito (ZAMARREÑO & JULIVERT, 1967; ZAMARREÑO, 1972, 1975). El progreso de la cartografía permitió realizar ya interpretaciones en cuanto a la estructura y así en 1965 JULIVERT reconoció la existencia del Manto del Ponga y algo más tarde (JULIVERT, 1967b) definió la extensión de lo que se denominó Región de Mantos o Región del Manto del Ponga y se pudo dar una visión sintética de la estructura de la Zona Cantábrica (JULIVERT, 1971a, JULIVERT & MARCOS, 1970).

Por lo que a los Picos de Europa se refiere, los estudios modernos empezaron bastante más tarde que en la Región del Manto del Ponga, pudiendo afirmarse que se inician con las publicaciones de MAAS (1974) y MARQUINEZ (1978) y con los trabajos realizados para la elaboración de las hojas de Llanes (MARTINEZ GARCIA (in litt), Carreña-Cabrales y Potes (MARTINEZ GARCIA, MARQUINEZ et al., in litt) del Mapa Geológico Nacional. En efecto, durante los años 1950 a 1974 en que aparecen muchos trabajos sobre la Región del Manto del Ponga, sólo aparecen sobre los Picos de Europa trabajos que hacen referencia a zonas marginales, y que han sido citados ya al tratar del Manto del Ponga y a la cartografía general, esencialmente fotogeológica que incluye MARTINEZ ALVAREZ (1965) en su mapa general sobre el occidente de Asturias. Finalmente hay que citar una serie de trabajos sobre la morfología de los Picos de Europa, referidos principalmente a las glaciaciones y al karst

(OBERMAIER, 1914; BIROT & SOLE, 1954; LLOPIS, 1958; MIOTKE, 1968).

En contacto con la región del Manto del Ponga y con la de los Picos de Europa se encuentra la Región del Pisuerga – Carrión, que limita los Picos de Europa por el S y la Región del Manto del Ponga por el SE. Por el ángulo SE de la hoja penetra como una cuña bajo los Picos de Europa una franja de materiales de la Región del Pisuerga-Carrión.

Finalmente hay que hacer referencia a una pequeña unidad (Los Beyos), formada, al igual que los Picos de Europa, exclusivamente por calizas carboníferas y que se sitúa entre los Picos de Europa y el frente del Manto del Ponga. Esta pequeña unidad de Los Beyos, que ha sido hasta ahora considerada como parte de los Picos de Europa, presenta no obstante una serie de peculiaridades que la diferencian de ellos.

2 ESTRATIGRAFIA

La hoja de Beleño está formada casi exclusivamente por materiales pertenecientes al Paleozoico. Como materiales de la cobertera mesozoica existen sólo un pequeño retazo de Permo-Trías, en el área de Valdepino, en el borde SO de los Picos de Europa y algo de Cretáceo en la parte NE de la hoja y que forma parte de la franja cretácica de Oviedo-Infiesto-Cangas de Onís.

En el Paleozoico pueden distinguirse dos conjuntos separados por una laguna estratigráfica: Cambro-Ordovícico y Carbonífero, este último en algunas localidades, posiblemente con algunos metros de areniscas del Devónico Superior. El Cambro-Ordovícico aflora ampliamente en el Manto del Ponga, pero en los Picos de Europa aflora sólo en su borde N, de todos modos, en los lugares donde aflora es del mismo tipo que en el Manto del Ponga y está separado del Carbonífero (o de las areniscas del Devónico Superior) por la misma laguna que en el manto del Ponga. A partir del Carbonífero, en cambio, la evolución sedimentaria es distinta en cada uno de los dominios presentes en la hoja, no sólo en el Manto del Ponga y los Picos de Europa, sino también en la Región del Pisuerga-Carrión.

2.1 CAMBRICO-ORDOVICICO

El Cámbrico y el Ordovícico forman una sucesión continua sin que

existan suficientes datos paleontológicos para poder separarlos por lo que se describirán en un mismo capítulo. En el conjunto Cámbrico-Ordovícico se han distinguido tradicionalmente cuatro formaciones que de abajo arriba son: Arenisca de La Herrería (Cámbrico Inferior), Formación Láncara (Cámbrico Inferior y Medio), Formación Oville (Cámbrico Medio, Cámbrico Superior y Tremadoc?), Cuarcita de Barrios (Tremadoc? -Arenig). En la Región del Manto del Ponga la formación más baja que aflora es la Formación Láncara debido al despegue generalizado de la serie Paleozoica al formarse los mantos de despegue; este despegue generalizado se produjo en la base o cerca de la base de la Formación Láncara y por este motivo es la formación más baja que aflora, formando siempre la base de todos los mantos o escalas.

La Formación Láncara (CA₁₋₂) se presenta constituida por dos miembros (ZAMARREÑO, 1972), un miembro inferior, de edad Cámbrico Inferior y uno superior, de edad Cámbrico Medio. Aunque dentro de la hoja no existen localidades fosilíferas, reconocidas, las edades antes indicadas están suficientemente bien establecidas (ver ZAMARREÑO, 1972). Por lo que al miembro inferior se refiere, por debajo del mismo se conocen las clásicas faunas de *Dolerolenus* y *Metadoxides* de Barrios de Luna (SDZUY, 1961, 1971a; LOTZE, 1961) y en su parte más superior se encontró en Valdoré una fauna de Arqueociatos (DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1970). La edad Cámbrico Medio del miembro superior ha sido establecida en multitud de localidades (ver SDZUY, 1967, 1971b; ZAMARREÑO, 1972) y si bien ninguna de ellas queda dentro de la hoja de Beleño, una, la de Carangas, queda escasamente a un par de km por fuera de su borde W (ZAMARREÑO & JULIVERT; 1967). El techo del miembro superior de la Formación Láncara se sitúa dentro del Cámbrico Medio, dentro del subpiso de *Acadolenus* de SDZUY (ver ZAMARREÑO, 1972). El miembro inferior de la Formación es esencialmente dolomítico, consta de dolomías amarillas laminadas (dolomicritas laminadas), la laminación se debe en la mayoría de los casos a la alternancia de láminas ricas en pellets y cuarzo detrítico con otras desprovistas de ellos, en unos pocos casos la laminación se debe a la alternancia de carbonatos con distintos tamaños de grano; además existen pelesparitas e intrapelesparitas y menos abundantes algunos niveles de oolitos, pero lo predominante son las dolomicritas laminadas (ZAMARREÑO, 1972). Una buena sucesión del miembro inferior y que ha sido descrita por ZAMARREÑO (1972), puede ser observada en la localidad de Caño. El espesor visible del miembro inferior oscila alrededor de los 60 m (Caño). El miembro superior tiene un espesor que varía entre 15 y 30 m y está formado por calizas nodulosas, en general verdosas por la abundancia de glauconita, pero

a veces también algo rojizas. Desde el punto de vista petrográfico se trata de biomicritas, en las que los fragmentos de organismos predominantes son equinodermos y trilobites. Dentro de la hoja de Beleño, la Formación Láncara aflora exclusivamente en el Manto del Ponga.

La Formación Oville (CA_2-O_{11}) consiste en una sucesión alternante de pizarras y cuarcitas, estas últimas muy glauconíticas. En la parte más inferior de la formación existe un nivel de pizarras verdes de unas pocas decenas de metros (20-40 m) con abundantes trilobites, aunque dentro de la hoja de Beleño no se ha encontrado ninguna localidad fosilífera. Las faunas contenidas en el nivel de pizarras verdes indican siempre el Cámbrico Medio.

Por encima del nivel de pizarras verdes se encuentra una sucesión de pizarras y areniscas o cuarcitas, frecuentemente muy glauconíticas o con pequeñas motas limoníticas, el espesor de esta sucesión es de unos centenares de metros (200-400 m); concretamente en la localidad de Carangas, antes citada, el espesor es de 200 m. Esta sucesión no ha dado fauna en ninguna localidad de la Cordillera Cantábrica, a no ser icnofósiles; en la hoja de Beleño algunos icnofósiles del tipo *Cruziana* han sido hallados entre Sames y Amieva, en las pequeñas escamas por delante del manto del Ponga. Los datos aportados por la icnofauna en otras localidades de la Zona Cantábrica, indican que el Tremadoc está, por lo menos en parte, presente en la parte inferior de la Cuarcita de Barrios (CRIMES & MARCOS, 1976; BALDWIN, 1978). En consecuencia puede aceptarse para la formación Oville una edad de Cámbrico Medio, Cámbrico Superior y Tremadoc Inferior (?). Hay que tener en cuenta, no obstante, por una parte que el tránsito con la Cuarcita de Barrios es más o menos gradual y que el límite entre las dos formaciones puede no ser completamente sincrónico y por otra parte que los espesores que en las diversas localidades pueden corresponder al Cámbrico Medio, al Cámbrico Superior o al Tremadoc, pueden ser variables. La Formación Oville aflora ampliamente en la Región del Manto del Ponga, a lo largo del frente del Manto del Ponga y de todas las escamas. En la Región de los Picos de Europa solamente aflora en una estrecha franja de 40 a 50 m de potencia en la base del cabalgamiento que desde el S de Inguanzo llega hasta Covadonga, y a lo largo del cual no llega a aflorar la Formación Láncara.

La Cuarcita de Barrios (O_{11-12}), comprende un potente conjunto de cuarcitas, cuyo espesor puede sobrepasar los 500 m. En el Manto del Ponga esta formación aflora a lo largo de todas las escamas y del propio manto y en los Picos de Europa aflora en su parte Norte, en el núcleo de dos anticlinales que desde la zona de Cabrales se prolongan hacia Covadonga. Litológicamente se trata de ortocuarcitas blancas, a veces rosadas, con algún nivel delgado de pizarras y de microconglomerados. Es frecuente la presen-

cia de estratificación cruzada y de icnofósiles. Por lo que respecta a la edad, la presencia en multitud de localidades de *C. furcifera* D'Orb, *C. rugosa* D'Orb. y *C. goldfussi* (Rouault) permite una asignación al Arenig de la mayor parte de la formación. En la parte baja de la misma en varias localidades (CRIMES & MARCOS, 1976; TRUYOLS & JULIVERT, 1976; BALDWIN, 1978) se han encontrado icnofósiles que indican el Tremadoc Superior; por tanto, salvo ciertos diacronismos posibles por lo que a la base de la formación respecta, puede aceptarse para la Cuarcita de Barrios una edad del Tremadoc Superior y del Arenig.

2.2 DEVONICO

Está reducido al Devónico Superior y se presenta siempre con un espesor escaso. Se trata de los primeros sedimentos depositados después del dilatado período de interrupción de la sedimentación y de erosión que abarcó buena parte del Ordovícico, el Silúrico y la mayor parte del Devónico, en todo el ámbito de la Región del Manto del Ponga. Con la transgresión de finales del Devónico se inicia un nuevo ciclo sedimentario, que se desarrolla durante el Carbonífero.

Los materiales del Devónico Superior han sido bien reconocidos en algunas localidades, aunque su extensión puede de hecho ser mayor y pueden haber pasado desapercibidos en algunas partes. Dos tipos de materiales de edad Devónico superior han sido reconocidos: areniscas y calizas.

En el anticlinal del río Arganeo, en la parte N de los Picos de Europa, aflora un microconglomerado cuarcítico con glauconita y óxidos de hierro, de escasa potencia (1,5 m) pero muy característico (D_{31-32}). En la base del cabalgamiento de Las Llacerías existen unos 40 m de una cuarzoarenita de granos poco redondeados, con cemento silíceo, y turmalina y circón como minerales accesorios. MARCOS (1967) también cita en el km 3.8 de la carretera de Soto de Cangas a Covadonga, 2,5 m de arenisca de grano grueso, blanca en la base y amarillenta (limonítica) en su mitad superior. Estos materiales no han dado fósiles determinables si bien en el afloramiento de Las Llacerías existen abundantes braquiópodos, en mal estado de preservación. Este tipo de materiales serían comparables a la Arenisca de La Ermita descrita por COMPTE (1959) en León y de edad Devónico Superior.

Sobre las areniscas y microconglomerados descritos anteriormente, aparecen en el corte del río Arganeo tres capas de 60 a 80 cm de espesor, de unas calizas bioclásticas arcillosas, separadas por niveles arcillosos, con fragmentos de equinodermos, espículas y ostrácodos (D_{32}). En las Llacerías, y

en idéntica posición estratigráfica, es decir, debajo del Carbonífero (concretamente de la caliza "griotte") y encima de las areniscas, afloran unos pocos metros de calizas bioclásticas de color crema, a veces rosadas, con gran cantidad de crinoideos. Este nivel fue reconocido también por MAAS (1974) que estableció su edad como Fameniense mediante conodontos y por MARQUINEZ (1978) que lo denominó Caliza de Las Portillas. Posiblemente estas calizas son comparables a la Formación Baleas (WAGNER et al., 1971) del N de León o a la Formación Candamo (PELLO, 1974) de Asturias. Otros autores (TRUYOLS et al., in litt.) han dado para la Arenisca de La Ermita una edad Fameniense y para las Calizas de Las Baleas una edad del Fameniense más superior y el Tournaisiense, indicando que en realidad el ciclo sedimentario del Carbonífero comienza con las Areniscas de La Ermita.

Probablemente la existencia de los dos términos del Devónico Superior citados, sea general, o por lo menos común, en toda el área de la hoja de Beleño. No obstante, debido a su poca potencia y a las malas condiciones de afloramiento éstos son en general inobservables; en el mapa se han representado sólo en aquellas localidades en que han podido ser observados. Por otra parte las areniscas equiparables a la Arenisca de La Ermita, que se han reconocido en la hoja de Beleño y hojas vecinas, reposan directamente sobre la Cuarcita de Barrios, de la que en parte deben derivar y es muy difícil situar el límite entre ambas. No obstante, en general estas areniscas devónicas parecen ser de escaso espesor, a diferencia de la hoja vecina de Llanes donde alcanzan más potencia. En efecto, los restos de plantas o las capas carbonosas intercaladas, que llevaron a algunos autores a interpretar las potentes formaciones cuarcíticas de Asturias oriental como carboníferas, no han sido nunca hallados en el ámbito de la hoja de Beleño.

Finalmente, fuera del Manto del Ponga, en la pequeña unidad de Los Beyos, se encuentran por debajo del Carbonífero unos niveles que aunque no han proporcionado fósiles, pueden atribuirse también al Devónico superior (D₃). Se trata de calizas que afloran por debajo de las pizarras negras (Pizarras de Vegamián) con que empieza la serie carbonífera en esta unidad. El espesor visible de estas calizas puede ser de unos 10-20 m (JULIVERT, 1960, 1967a) y su base no aflora ya que la unidad de Los Beyos está formada por un apilamiento de escamas de Caliza de Montaña, debido a un despegue situado al nivel de la base de la caliza "griotte" o a poca distancia de ella.

2.3 CARBONIFERO

El Carbonífero es el sistema más extendido en la hoja de Beleño y

también el que presenta una mayor variedad y complejidad estratigráfica. El Carbonífero Inferior es aún homogéneo en toda la hoja, pero el Superior, a partir de la parte alta del Namuriense por lo menos, presenta grandes diferencias regionales pudiendo distinguirse tres grandes provincias desde el punto de vista de sus facies (JULIVERT, 1978) y que coinciden prácticamente con las tres provincias estructurales del Manto del Ponga, Picos de Europa y Pisuerga-Carrión.

2.3.1 Carbonífero Inferior

Como es común en la zona cantábrica, el Carbonífero Inferior está formado por dos unidades litológicamente muy diferenciadas, unas pizarras negras que en la vertiente S de la Cordillera han recibido el nombre de Pizarras de Vegamián y por encima una serie roja, de calizas nodulosas, pizarras y radiolaritas a la que en general se conoce con el nombre informal de "caliza griotte" aunque ha recibido también el nombre de Formación Genicera, Caliza de Puente Alba o sencillamente Formación Alba.

2.3.1.1 Pizarras de Vegamián (H₁₁^A)

Sobre el Devónico Superior, se encuentran unos niveles constituidos por pizarras negras lustrosas, lidadas y alguna intercalación caliza. Estos materiales han sido reconocidos en varias localidades tanto de los Picos de Europa como de Los Beyos y del Manto del Ponga y es probable que se encuentren en forma continua a través de toda la hoja, pero las condiciones de afloramiento no permiten afirmar tal cosa con completa seguridad. Por ello en el mapa se han representado tan sólo en aquellas localidades en que han podido ser observados.

Una de las áreas donde el nivel de pizarras negras ha podido ser reconocido la constituye el flanco N del anticlinal de Covadonga, donde MARCOS (1967) encontró, en el km 3,8 de la carretera de Covadonga, una fauna de conodontos de edad Tournaisiense. Esto confirma la equivalencia entre este nivel y las Pizarras de Vegamián y junto con la semejanza de facies justifica el empleo de este nombre en el oriente de Asturias. El espesor en la localidad citada por MARCOS (1967) es de unos 10-15 m y la fauna citada, según determinación de A.C. HIGGINS es la siguiente: *Shiphonodella obsoleta* HASS, *Polygnathus communis* BRANSON & MEHL; *Pseudopolygnathus dentilineata* BRANSON y *Gnathodus cuneiformis* MEHL & THOMAS.

Otras localidades donde las Pizarras de Vegamián han sido reconocidas, dentro de la hoja de Beleño, son: 1) en el anticlinal del río Arganeo, donde existen unos 80 cm de pizarras negras que se van haciendo cada vez más calcáreas hacia la parte alta y que presentan niveles de liditas de 2 a 3 cm, 2) en Los Beyos, aflorando paralelamente a la caliza griotte y separando escamas de Caliza de Montaña, como puede verse por ejemplo a lo largo de la carretera al Pontón, entre el ramal de Amieva y Vidosa, 3) al SE de Oseja de Sajambre en la zona de Pico Ten y Pico Jario, existiendo buenos afloramientos en la vertiente de Jario sobre Oseja y en la carretera al puerto del Pontón, (hoja de BURON), 4) en la garganta del río Cares, en la parte basal de alguna de las unidades cabalgantes, presentándose siempre muy replegado, debido a su carácter incompetentente.

2.3.1.2 Caliza "griotte" (Formación Alba) (H_{11-1}^{A-B})

Sobre las pizarras de Vegamián aparece el típico nivel de caliza griotte, presente en toda la Zona Cantábrica. En general, este nivel se presenta constituido por tres partes, una basal de unos 2 a 4 metros, de caliza nodulosa roja (griotte), un nivel medio de pizarras rojas y radiolaritas, de unos 10 m y finalmente un nivel superior de calizas rojas nodulosas, con finas capas centimétricas de pizarras rojas y que hacia el techo pasa gradualmente a una caliza gris o rosada de 20-25 m de espesor. La carretera al puerto de Pontón da un buen corte de este nivel un poco al S de Oseja de Sajambre (Hoja de BURON). Su edad ha sido bien establecida en muchos puntos de la Zona Cantábrica tanto por conodontos como por goniatítidos y corresponde esencialmente al Viseense. En su parte más baja, en el nivel inferior de calizas nodulosas rojas, se han encontrado en diversas localidades conodontos de la zona de *-anchoralis* (ADRICHEM BOOGAERT, 1967) y en la parte alta abundan los goniatítidos del piso de *Goniatites* (BARROIS, 1882; KULLMANN, 1961). En las localidades en que a la caliza "griotte" se superponen pizarras (Capas de Olaja) como sucede a todo lo largo del borde S de la Cordillera Cantábrica, las faunas presentes en estas pizarras corresponden al piso de Eumorphoceras (E_2) (KULLMANN, 1962). Donde a la caliza "griotte" se superpone la Caliza de Montaña directamente existe una zona de tránsito, de modo que el techo de la Formación es menos nítido; algunas faunas de esta zona de tránsito indican asimismo ya el Namuriense, por lo menos en algunas localidades. Para una discusión a fondo sobre el tema de la edad de esta formación véase la hoja de Boñar (TRUYOLS, J. et al., in litt.).

En consecuencia le hemos asignado una edad Tournaisiense Superior a Namuriense basal.

La caliza "griotte" aflora en toda la Región del Manto del Ponga en su posición estratigráfica normal y además en Los Picos de Europa y Los Beyos a lo largo de las superficies de cabalgamiento que separan entre sí las diferentes escamas.

2.3.2 Carbonífero Superior Pre-Estefaniense

En el Carbonífero Superior hay que considerar, por una parte, que tiene lugar en la Zona Cantábrica una fuerte diferenciación en zonas con características sedimentológicas muy distintas y por otra parte, que se produce la deformación tectónica de las series paleozoicas, lo que da lugar a que se pueden distinguir conjuntos diferentes separados por discordancias. La diferenciación paleogeográfica durante el Carbonífero es una secuencia del inicio de una movilidad que anuncia la proximidad o el comienzo, en zonas más internas, de la orogénesis herciniana. Esta diferenciación de la cuenca carbonífera se produce a partir del inicio del Namuriense y da lugar a una serie de provincias desde el punto de vista de la distribución de facies que coinciden prácticamente (durante el Westfaliense, sobre todo), con las provincias tectónicas que se distinguen en la Zona Cantábrica. Con el desarrollo de la orogénesis la organización paleogeográfica cambia; por una parte cambian los dominios paleogeográficos existentes, así como las facies que se depositan; por otra parte, con el desarrollo de los mantos de corrimiento, dominios paleogeográficos que estaban más o menos alejados se aproximan e incluso cabalgan unos encima de otros. Así los sedimentos que se depositan después de que las estructuras más importantes se hayan generado no sólo lo hacen discordantemente sobre las capas más antiguas y con facies muy diferentes, sino que su distribución no guarda ya relación con la zonación paleogeográfica anterior ni con las unidades tectónicas, o en todo caso guarda sólo una relación muy escasa.

De acuerdo con todo lo dicho, puede distinguirse en el Carbonífero entre las series pre-Estefanienses, por una parte, es decir toda la sucesión carbonífera que se presenta concordante y las series discordantes por otra, formadas esencialmente por el Estefaniense, pero también en determinadas áreas, por el Westfaliense D Superior. La descripción de las series pre-Estefanienses deberá hacerse según las diferentes provincias. La descripción de las series carboníferas discordantes puede hacerse sencillamente

por afloramientos, ya que se encuentran en una serie de áreas aisladas de pequeñas o moderadas dimensiones distribuidas tanto por el dominio de los Picos de Europa como por la Región del Manto del Ponga.

2.3.2.1 *Región del Manto del Ponga*

En la Región del Manto del Ponga, el Carbonífero Superior más antiguo que las primeras discordancias intracarboníferas está formado de abajo a arriba por las siguientes unidades litoestratigráficas: 1) caliza negruzca (Caliza de Montaña), de unos 100 a 300 m de espesor; 2) una sucesión de pizarras y areniscas, equivalente al Paquete Fresnedo de la Cuenca Carbonífera Central, de un espesor de unos 300 a 400 m; 3) caliza, en general de tonos claros y rica en foraminíferos (Caliza de La Escalada), con un espesor de unos 100-300 m; 4) una sucesión de pizarras, areniscas y capas de calizas, con alguna capa de carbón, con un espesor de unos 400 a 500 m.

La Caliza de Montaña (H_1^B) forma un nivel compacto de calizas oscuras, casi negras, fétidas, azoicas, en las que se observa muchas veces una fina laminación. Se trata de un nivel muy bien definido, situado entre la caliza griotte y la primera serie terrígena carbonífera, que fue reconocido ya en el siglo pasado dándosele el nombre de Caliza de Montaña, introducido por EZQUERRA DEL BAYO (1844) y PAILLETE (1855). Otros nombres usados han sido también el de "Calcaire des Cañons" (BARROIS, 1882; DELEPINE, 1943; COMPTE, 1959) y el de Formación Escapa (BROUWER & VAN GINKEL, 1964). De todos modos, el nombre de Caliza de Montaña ha seguido siendo utilizado, siendo de hecho el más arraigado (JULIVERT, 1960, 1967a, b; MARTINEZ ALVAREZ, 1962, 1965; PELLO, 1967; MARCOS, 1967; SITTER & BOSCHMA, 1966; GONZALEZ LASTRA, 1978; etc.). No obstante, como la estratigrafía del Carbonífero no era suficientemente conocida, hasta hace relativamente poco el nombre de Caliza de Montaña se aplicaba indiscriminadamente a todo conjunto masivo de caliza carbonífera, lo cual dio lugar a los debates en torno a su edad, tal como se expuso ya en la Introducción, al encontrar DELEPINE (1943) Fusulinas moscovienses en una caliza considerada como Caliza de Montaña. Al progresar el conocimiento del área del Manto del Ponga y escamas con él relacionadas, se puso de manifiesto la existencia de otro nivel calizo importante, aparte de la Caliza de Montaña (JULIVERT, 1960), nivel que fue reconociéndose en toda la Región del Manto del Ponga y borde E de la Cuenca Carbonífera Central y que se conoce con el nombre de Caliza de La Escalada

(VAN GINKEL, 1965) o de Caliza de Peña Redonda (GARCIA LOYGORRI et al., 1971). El nombre de Caliza de Montaña quedó así para designar exclusivamente el nivel calizo superpuesto directamente a la caliza griotte.

La edad de la Caliza de Montaña queda definida por las faunas que se encuentran por debajo y por encima de ella, ya que esta caliza es prácticamente azoica. Por debajo se encuentran las faunas viseienses de la caliza griotte y unas pocas faunas, ya namurienses, encontradas en la zona de tránsito o en la parte más baja de la Caliza de Montaña. Por encima, se han encontrado faunas del Namuriense B en varias localidades, una de ellas en el extremo NE de la Región del Manto del Ponga, aunque fuera de la hoja de Beleño (MARTINEZ GARCIA, 1971). Así pues, la edad de la Caliza de Montaña debe ser considerada como Namuriense inferior (A y parte del B?). Aunque el control paleontológico no es muy preciso, la edad antes indicada debe ser válida para la mayor parte de la mitad occidental de la Zona Cantábrica. En el extremo E de las escamas de Bodón y Gayo, en cambio, la sucesión caliza que se superpone a la caliza griotte abarca hasta niveles más altos, pero en este área el conjunto calizo que se superpone a la caliza griotte muestra dos unidades litológicamente bien diferenciadas (EVERS, 1967; WINKLER PRINS, 1968) y que han sido definidas por WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) como dos formaciones diferentes bajo los nombres de Formación Barcaliente y Formación Valdeteja. Tanto por sus características litológicas como por su edad la Caliza de Montaña de la Región del Manto del Ponga puede equipararse a la Formación Barcaliente de los autores antes citados. La formación Valdeteja, en general de tonos más claros y conteniendo fauna, muestra en la escama de Bodón rápidos cambios laterales, pasando a serie terrígenas, de manera que su ausencia en la Región del Manto del Ponga no es ningún hecho difícil de explicar, sino que por el contrario es un hecho general en la parte oriental de la Zona Cantábrica.

Al igual que en el resto de la Zona Cantábrica, dentro de la hoja de Beleño es común encontrar zonas de dolomitización epigenética en forma de bolsadas irregulares, en la Caliza de Montaña. En otros puntos donde existen otros niveles calizos, estas dolomitizaciones pueden afectar igualmente a otras formaciones carbonatadas.

El nivel de pizarras y areniscas situado entre las dos formaciones calizas (H_{1-2}^{B-B}), o sea entre la Caliza de Montaña y la Caliza de La Escalada consiste esencialmente en una alternancia de los dos tipos de rocas citados y presenta un espesor de unos 400-500 m, aunque el espesor exacto es difícil de definir. Así, en el área de Beleño, por ejemplo, este nivel ocupa una conside-

rable extensión que podría hacer pensar en una potencia mayor, pero, la falta dentro del mismo de algún nivel guía bien diferenciado impide trazar la estructura interna que puede presentar y no permite por tanto definir hasta qué punto el replegamiento que en él existe sea probablemente el principal responsable de la gran extensión areal que el nivel ocupa. Aunque esta unidad es bastante uniforme, pueden distinguirse algunos niveles con características peculiares. Así, los 20-30 m más inferiores están formados en buena parte del Manto del Ponga por pizarras de color púrpura, capas o nódulos de manganeso y algún nivel calcáreo, conteniendo además restos de ammonoides; este nivel con las características descritas, se reconoce bien en el ramal de Amieva cerca del cruce, en Covarcil (Hoja de Burón) y en la carretera a San Juan de Beleño, entre Sellaño y el ramal a Carangas, algo por fuera de la presente hoja. En otros puntos, como por ejemplo en el área inmediatamente al N de San Juan de Beleño no se presentan los característicos tonos púrpuras, pero siguen diferenciándose los 20-30 m inferiores por la presencia de capitas de caliza, nódulos de manganeso y restos de ammonoides; con las citadas características, este nivel puede verse en la carretera a San Juan de Beleño, algo después del ramal a Abiagos (JULIVERT, 1960, 1967a). Por encima de estos niveles basales la sucesión es una alternancia de pizarras y areniscas; en general las areniscas son más importantes en la mitad inferior de la sucesión, mientras que en la mitad superior predominan las pizarras existiendo además niveles algo calcáreos, aunque se trata siempre de pizarras más o menos calcáreas y no llegan nunca a existir verdaderos bancos de caliza (JULIVERT, 1960, 1967a). Finalmente los metros más superiores (20-50 m) presentan niveles calizos o margosos (m) que anuncian ya la aparición del siguiente gran paquete de calizas, es decir de la Caliza de La Escalada. En el límite entre la unidad que se está describiendo y la Caliza de la Escalada aparece la primera capa de carbón que se reconoce en la Región del Manto del Ponga; esta capa puede verse bien en la carretera a Sobrefoz donde aparece bastante tectonizada por el deslizamiento de la Caliza de La Escalada sobre su substrato pizarroso, consecuencia del contraste de ductilidades entre los dos conjuntos.

La Caliza de La Escalada (H_2^{Bc}), es una caliza gris clara o blanca, con abundantes forminíferos, sus tonos más claros y la abundancia de microfauna, aparte de su posición estratigráfica, la distinguen fácilmente de la Caliza de Montaña. Este nivel presenta importantes cambios de espesor, oscilando entre los 100 y los 300 m. Uno de estos cambios puede verse comparando su espesor en Tiatordos (unos 300 m) con el que presenta en el valle del río Ponga en Sobrefoz (120 m medidos en el túnel en la margen derecha del río); el contraste es perfectamente visible a simple vista desde

cualquier punto desde el que se domine la cara E de Tiatordos. La Caliza de La Escalada ha dado faunas moscovienses (VAN GINKEL 1965) en diversas localidades sin que por el momento sea posible dar más precisiones. La edad de la serie de pizarras y areniscas por debajo de la Caliza de La Escalada queda pues comprendida entre el Namuriense (B inferior?) y un nivel aún indeterminado del Moscoviense.



La Formación Fito (H_2^B ps), que se superpone normalmente a la Caliza de La Escalada, es la formación más alta que aflora en la Región del Manto del Ponga, aparte de los carboníferos discordantes. Se trata de un conjunto de pizarras y areniscas alternantes, con bancos gruesos de calizas (c) bien visibles en el campo y en fotografía aérea. Esta formación aflora con escasa extensión dentro de la hoja de Beleño, pero se extiende ampliamente por la hoja vecina de Rioseco y Puebla de Lillo. El espesor total de la Formación es de unos 400-500 m. El espesor de los bancos de caliza intercalados es del orden de los 1-10 m, pero en la parte alta de la sucesión conservada en el núcleo sinclinal del Manto del Ponga existe un nivel de caliza más importante que forma núcleos sinclinales muy visibles en la zona montañosa entre San Juan de Beleño y el valle alto del Nalón; por encima de este nivel existe aún en dos de los sinclinales citados un cierto espesor de pizarras areniscas y alguna caliza (véase JULIVERT, 1967a, b, así como las hojas de Puebla de Lillo y Rioseco; JULIVERT, 1970; JULIVERT & MARCOS 1970). La única fauna que hasta el presente se conoce de esta formación ha sido citada por VAN GINKEL (1965) y consiste en Fusulinas de edad Moscoviense.

2.3.2.2 *Región de los Picos de Europa*

Desde antiguo ha llamado la atención la gran acumulación de calizas que representan los Picos de Europa, acumulación que en un principio fue considerada simplemente como de "Caliza de Montaña". La primera cita faunística dentro de este gran conjunto de calizas se debe a DELEPINE (1943). Este autor citó la presencia de *Fusulinella* en una localidad dentro de los Picos de Europa, en La Hermida, entre Panes y Potes, y en otra situada en el reborde N de los Picos, unos 5 km al W de Arenas de Cabrales. Este hecho, que en un principio planteó sólo el problema de la edad del techo de la Caliza de Montaña fue más tarde la primera evidencia de la existencia de un cambio lateral de facies entre los Picos de Europa y los dominios situados más al W. En efecto, mientras por fuera de los Picos de Europa las localidades de Fusulinas de DELEPINE resultaron corres-

ponder a la Caliza de La Escalada, separada de la Caliza de Montaña por una potente sucesión de materiales terrígenos, las localidades citadas dentro de los Picos de Europa se encontraban en calizas que no estaban separadas por ninguna intercalación pizarrosa, por lo menos de alguna importancia, de las calizas que se superponían directamente a la caliza "griotte", LLOPIS (1954) fue el primero que indicó la posibilidad de que la sucesión carbonífera de los Picos de Europa abarcara hasta términos más altos que la Caliza de Montaña de la parte occidental de la Zona Cantábrica y señaló que probablemente existía un cambio lateral de facies de O a E, aumentando progresivamente la importancia de los niveles calizos. El estudio de las facies parálicas de la Cuenca Carbonífera Central y su comparación con el área del Manto del Ponga llevó también a diversos autores (WAGNER, 1959; BLESS & WINKLER PRINS, 1973; JULIVERT, 1978) a la conclusión de que se pasaba a facies cada vez con más influencia marina de O a E, lo que apoyaba la idea expresada por LLOPIS. Finalmente, en su interpretación paleogeográfica del Carbonífero de la Zona Cantábrica, JULIVERT (1978) llegó a la conclusión de que la cuenca parálica asturiana se había depositado al pie de un relieve que la bordeaba por el O mientras que hacia el E pasaba a condiciones marinas enlazando de este modo con la serie de los Picos de Europa que sería el equivalente temporal, más o menos completo de las series parálicas de más al O. La demostración paleontológica de que en los Picos de Europa había una serie carbonatada comprensiva de una gran parte del Carbonífero no se tuvo, no obstante, hasta tiempos muy recientes, a partir del trabajo de MAAS (1974) sobre la región de Liébana. Este trabajo ha sido la base de todas las investigaciones estratigráficas posteriores que han permitido llegar a una visión de la estratigrafía y la estructura de los Picos de Europa (MARQUINEZ, 1978; MARTINEZ GARCIA et al., in litt.) y que se completa, al nivel actual de conocimientos, con los datos aportados en la presente hoja.

La sucesión establecida por MAAS (1974) y aceptada por MARQUINEZ (1978) comprende las unidades que se indican en el siguiente cuadro:

Formación Picos de Europa		Miembro superior de calizas bioclásticas masivas	Kasimoviense? Myachkoviense Podolskiense
		Miembro inferior de calizas tableadas y pizarras	Kashiriense Vereyense?
Caliza de Montaña		Calizas grises	Bashkiriense
		Calizas negras laminadas y fétidas	Sepurjoviense

En el cuadro anterior puede observarse que el nombre de Caliza de Montaña se aplica al conjunto de dos formaciones, una inferior de calizas negras y laminadas, y otra superior de calizas grises y masivas. Posiblemente estas dos formaciones se correspondan con las de Barcaliente y Valdeteja descritas por WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) en la escama de Bodón y así se describen en la presente hoja para la Región de Picos, en espera de correlaciones más precisas. Por otra parte hay que señalar el carácter discontinuo de la Formación Valdeteja en toda la parte occidental de la Zona Cantábrica (Región de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Región del Manto del Ponga), y que en la gran mayoría de localidades del área citada el término Caliza de Montaña es sinónimo de Formación Barcaliente y posiblemente es de esta forma como debería usarse. Para evitar confusiones, en esta Memoria se evitará utilizar el término Caliza de Montaña para la Región de los Picos de Europa, utilizándose los de Barcaliente y Valdeteja.

Por lo que respecta a las unidades a cartografiar, en las hojas vecinas de Llanes (MARTINEZ GARCIA, in litt.), Potes (MARTINEZ GARCIA, in litt.) y Carreña-Cabrales (MARTINEZ GARCIA & MARQUINEZ, in litt.) se ha distinguido entre Caliza de Montaña y Formación Picos de Europa, no obstante esta separación sólo es cartográficamente fácil si está bien manifiesto el Miembro inferior de la Formación Picos de Europa, y las intercalaciones de pizarras que este miembro presenta son bien aparentes. En la presente hoja el seguir en la cartografía la subdivisión propuesta por MAAS (1974) acarrea enormes dificultades ya que el Miembro inferior tableado de la Formación Picos de Europa no es continuo, cuando desaparece, por paso lateral a unas calizas blancas bioclásticas, se ponen en contacto las calizas masivas de Valdeteja con las también masivas de los Picos de Europa (ambas además blancuzcas y bioclásticas) siendo entonces esta distinción cartográfica prácticamente imposible (corte del río Cares, por ejemplo). Por este motivo se ha cartografiado en algunos lugares la Formación Barcaliente que se puede diferenciar bien en el campo por su color negro en contraste con los tonos más claros de las demás calizas más altas. No obstante y con el fin de facilitar la lectura conjunta de todas las hojas de la Región de los Picos de Europa se ha procurado separar la Caliza de Montaña de la de Picos de Europa, debiendo entenderse, que en aquellas partes en que el Miembro inferior de la Formación Picos de Europa desaparece la separación antes indicada es aproximada.

2.3.2.2.1 *Caliza de Barcaliente* (H_C^B)₁

Se trata de una sucesión de unos 180 m de calizas negras y grises

oscuras, fétidas, muy características. Su parte inferior es un paso gradual de la caliza "griotte" que termina con unos 5 m de calizas rosadas. Comienza pues con 40 m de calizas micríticas negras con brillo céreo, fétidas, azoicas, tableadas en estratos de 8 a 10 cm y finamente laminadas (1 mm de espesor) pudiéndose distinguir dos tipos de laminación: inorgánica y de "tipo cripta-algal".

Siguen 50 m de calizas de grano fino, gris oscuras, bandeadas y con abundante sílex, constituidas por micrita recristalizada en microsparita con escasos restos orgánicos muy borrosos (algas micritizadas?) que dan un aspecto grumoso (estos grumos o "peletoides" pueden originarse por la destrucción de algas). Esta serie continúa con pequeñas variaciones hasta los 150-160 m, en que aparecen 20-30 m de calizas brechoides formadas por clastos de caliza recristalizada angulosos de color negro cementados por barro microcristalino y esparita de color gris (brecha sinsedimentaria).

El contenido paleontológico de la Formación Barcaliente es muy pobre, por lo que su edad ha tenido que determinarse a partir de los datos suministrados por las formaciones infra y suprayacentes. Así pues de acuerdo con las edades de la caliza "griotte" y de la Formación Valdeteja, la edad de la Formación Barcaliente puede considerarse como Namuriense o si se prefiere Serpujoviense y tal vez Bashkiriense basal.

2.3.2.2.2 Caliza de Valdeteja (Hc^{B-B}₁₋₂)

Sobre el horizonte de brechas sinsedimentarias se apoya una potente serie de calizas masivas de color gris-crema con abundantes restos fósiles (algas, crinoides, foraminíferos, etc.) y a veces bandeadas.

Pueden distinguirse dos tipos de microfacies dentro de esta formación:

- Biomicruditas e intrabiomicruditas frecuentemente recristalizadas y parcialmente dolomitizadas, siendo los intraclastos fragmentos de algas.
- Biomicruditas e intrabiomicruditas con oolitos, semejantes a las anteriores, diferenciándose de ellas por la presencia de oolitos superficiales o protooolitos.

Su potencia total es de 300-350 m y en ellas se ha encontrado en el área de Fana (S.O. de los Lagos) *Pseudostaffella aff gr. Anticua* (DUTK) y *Millerella*. Van Ginkel (MAAS, 1974) cita la presencia de fusulínidos pertenecientes a la subzona A de la zona de *Profusulinella* y a la zona de *Millerella* que indicarían una edad Bashkiriense.

2.3.2.2.3 Formación Picos de Europa

Sobre el conjunto calcáreo de la Formación Valdeteja aparece una potente sucesión carbonatada de unos 700 m de potencia que fue definida por MAAS, como Formación Picos de Europa; en ella se distinguen los siguientes miembros.

2.3.2.2.3.1 Calizas y argilitas alternantes (H^{B-B}₂₁₋₂₂)

En la zona de las Llacerías, afloran sobre las calizas anteriormente citadas unos 40 m de una serie constituida por una alternancia de niveles calizos bioclásticos de unos 10 cm de espesor y niveles pizarrosos.

Las calizas son biomicruditas e intrabiomicruditas con abundantes algas, peletoides, oolitos superficiales y "lump". Son frecuentes los procesos de silicificación y estilolitización.

Los niveles pizarrosos son argilitas con abundantes espículas de radiolarios y una laminación que viene dada por bandas con predominancia de espículas o de arcilla.

En las intercalaciones calcáreas se ha encontrado, en los alrededores de Vega de la Piedra, *Fusulinella*, *Profusulinella* y *Pseudostaffella subquadrata* (Grozd. & Lebed) que permiten asignarle una edad Vereya - Kashira Inferior, lo que equivaldría a un Westfaliense A-B.

El nivel descrito, que forma el Miembro inferior de la Formación Picos de Europa, no tiene continuidad a través de toda la Región, y por lo que respecta a la hoja de Beleño se encuentra solamente en el área de las Llacerías (al S de Covadonga) y en el camino de Vega Piedra – Vega Redonda – Peña Santa. En las Llacerías, donde aflora, se observa su paso lateral a unas calizas blancas bioclásticas, con lo que desde el punto de vista litológico las formaciones Valdeteja y Picos de Europa quedan fusionados (extremo oriental de la hoja). Este cambio lateral se observa muy bien al S. del km 4 de la carretera de Covadonga a Los Lagos.

2.3.2.2.3.2 Calizas masivas blancas y brechoides rosadas (H^{B-B}₂₂₋₂₄)

Sobre el miembro bandeado inferior (cuando existe) aparece una potente sucesión de 650 a 700 m constituida por calizas bioclásticas blancas de aspecto masivo y en la parte superior por varios niveles de unas calizas

brechoides rojas con gran desarrollo de organismos coralinos, algas, etc. que se parecen muchísimo a la caliza "griotte".

Su aspecto típico en el campo está caracterizado por una fuerte dolomitización, recristalización y diaclasamiento, a veces su potencia original queda reducida debido a una intensa estilolitización.

Cuando no existe dolomitización se observan abundantes fósiles: algas, braquiópodos, briozoos, crinoides, corales y foraminíferos, a veces aparecen masas biostrómicas de algas.

Se han podido distinguir tres tipos de microfacies, que son:

– Biomicruditas con "intraclastos algales" parcialmente recristalizadas, en las que son muy abundantes las algas (*Dasycladaceas* y otras algas verdes) y los foraminíferos.

– Biomicruditas con "clastos de algas" y protooolitos, son frecuentes los peletoides, restos orgánicos micritizados y grumos micríticos.

– Micritas fosilíferas con cuarzo tamaño limo en proporción inferior al 2%.

Los foraminíferos encontrados en este miembro, han permitido datarlo como Westfaliense B-C (Kashiriense-Podolskiense).

En el afloramiento situado en el NE hay que destacar la existencia de numerosos nivelillos de pizarras y areniscas (km 26-27, de la carretera de Cangas de Onís a Panes), así como otros niveles (al S. de Ortiguero) de calizas micríticas con cantos de tamaño grava también calizas provenientes tanto de Caliza de Montaña como de Picos, lo que implicaría condiciones de inestabilidad en la cuenca hacia finales del depósito de Picos.

2.3.2.2.3.3 *Calizas bioclásticas, margas y pizarras* (H_{23-24}^{B-B})

Sobre la caliza masiva de Picos aparecen unas calizas bioclásticas negras con gran cantidad de crinoides, margocalizas con braquiópodos, margas y lutitas. Los foraminíferos encontrados en ellas permiten datarlas como Podolskiense, equivalente a un Westfaliense C-D (Podolskiense-Myachkoviense), situándose el techo de la formación en el Myachkoviense Superior - Kasimoviense (MARQUINEZ, 1978).

2.3.3 **Los retazos de materiales carboníferos discordantes** (H_{24-32}^{B3-B})

Tanto en la Región del Manto del Ponga como en la de Los Picos de Europa se encuentran una serie de pequeños afloramientos de material

carbonífero esencialmente estefaniense, discordante sobre términos variados de la sucesión carbonífera descrita anteriormente. Algunos de estos materiales han podido ser datados, pues en ellos se han encontrado floras, pero de otros sólo se puede deducir su edad a partir del hecho de sus relaciones estratigráficas discordantes. A continuación van a describirse someramente estos afloramientos.

En la Región del Manto del Ponga existen dos afloramientos de materiales carboníferos discordantes, uno de ellos, entre Sebares y Sellaño (dentro de la hoja de Rioseco) y el otro en el núcleo del sinclinatorio de Sebarga (en parte en la hoja de Beleño y en parte en la de Rioseco). El primero de estos afloramientos dio en la escombrera de una mina abandonada de carbón una flora del Estefaniense (A o B?), el segundo no ha dado flora alguna, aunque existe en él alguna antigua pequeña mina abandonada; su edad corresponde a un Estefaniense aunque el hecho de que ocupa los núcleos sinclinales habiendo sido afectado por lo menos por la última etapa de cierre de los mismos podría hacer pensar tal vez en un Estefaniense bajo, al igual que los materiales carboníferos discordantes al E de Covadonga. Estos mate-

riales del área de Sebarga (H_{DC}^{B3-B} ₂₄₋₃₂) son pizarras y areniscas formando una sucesión de espesor difícil de estimar pero que puede alcanzar o superar los 100 m; se apoyan sobre un conglomerado de caliza basal, a veces muy compacto debido a su cemento también calizo, que presenta una potencia de unas pocas decenas de metros (10-20 m, en general).

En la Región de los Picos de Europa se encuentra, formando varios afloramientos aislados entre sí, una sucesión constituida por pizarras con abundante fauna marina, conglomerados, areniscas y calizas. No sólo la erosión y su carácter discordante han contribuido a que en la actualidad esta sucesión se halle formando varios afloramientos separados de pequeñas dimensiones, sino también los cabalgamientos, ya que estos materiales se ven afectados por los cabalgamientos indicando este hecho que son anteriores por lo menos al juego final de los mismos. Los afloramientos reconocidos son los siguientes:

2.3.3.1.— Afloramiento de la Canal de Capozo, formado por calizas bioclásticas negras (H_{cp}^{B3-B} ₂₄₋₃₂), con gran cantidad de crinoides, que se apoyan discordantemente sobre las calizas de Barcaliente y las masivas de Picos y quedan cortadas por un cabalgamiento que limita el afloramiento por el N (el segundo cabalgamiento de los Picos, de S a N). Estos materiales aunque son distintos litológicamente del resto de los Estefanienses que se describen, se han incluido en este capítulo pues

forman un conjunto independientemente de la sucesión calcárea pre-Estefaniense.

2.3.3.2.— Afloramiento de Amieva, situado en el km 3 de la carretera de Ceneja a Amieva, formado por pizarras y una serie de bloques calizos incluidos en una matriz de naturaleza diversa (H_{24-32}^{B3-B}) y que por su aspecto podrían tal vez asimilarse a la Formación Lebeña de MAAS (1974), considerada por MARQUINEZ (1978) como Kasimoviense.

2.3.3.3.— Afloramiento de Los Pallares-Las Mestas, caracterizado por una potente sucesión de conglomerados (más de 200 m), con cantos de calizas de tamaño variable, hasta un máximo de 10 cm, areniscas y pizarras con restos de plantas flotadas (H_{24-32}^{B3-B}) esta sucesión está afectada tectónicamente tanto en el techo como en el muro, por lo que no se puede establecer una serie completa.

2.3.3.4.— Afloramiento de Amieva-Collado de Angón, formado por una serie alternante de areniscas y pizarras, con restos de plantas flotadas no determinables y que podría asimilarse a la sucesión de Los Pallarés y a la de Gamonedo-Cabrales que se describirá a continuación.

2.3.3.5 *Afloramiento de Gamonedo-Cabrales*

Situado en la parte N de la Hoja forma la mayor extensión de materiales Estefanienses existentes en ella. La presencia en este sector de materiales carboníferos más modernos que las series namuriense-westfalienses extendidas por la parte oriental de Asturias fue indicada por primera vez por PATAK (1920), quien citó varias especies de flora recogidas en Intriago. No obstante fue en realidad MARCOS (1967) quien describió por primera vez esta región, cartografió la extensión de los materiales estefanienses, destacó el predominio de facies marinas y recolectó flora en varias localidades (Gamonedo, Demues, Inguanzo) que fue determinada por WAGNER como Cantabriense-Estefaniense A? La serie comienza por un conglomerado de cantos calizos muy redondeados, englobados en un cemento micrítico, al que se superpone una sucesión de areniscas, pizarras, calizas (H_{24-23}^{B3-B}) y algún nivel de carbón, siempre de poca importancia, aunque hubo algunas explotaciones en épocas pasadas. Hacia la parte alta aumentan los tramos pizarrosos, en los que se encuentra una abundante fauna marina (Goniatítidos, Lamelibranquios, Gasterópodos, Trilobites, etc.). Existen varias localidades que han dado una

importante flora fósil, entre la que se puede destacar: *Callipteridium* cf. *armasi* (ZEILLER), *Alethopteris grandinoides* var. *subzeillieri* WAGNER, *Dicksonites pluckeneti* (V. SCHLOTHEIM), *Sphenophyllum emarginatum* BROGNIART, *Reticulopteris germari* (GIEBEL), *Neuropteris scheuchzeri* HOFFMANN, etc.

En Arenas de Cabrales, 4 km al E del borde oriental de esta hoja, los primeros estratos discordantes que aparecen sobre las Calizas de los Picos de Europa han sido datados como Estefaniense A (o B?) (MARTINEZ GARCIA & WAGNER, 1971), lo que indica que existe un rejuvenecimiento de la cuenca hacia el E, aunque por el momento sería aventurado afirmar la existencia de una discordancia angular entre la serie de Arenas de Cabrales y la de Inguanzo que por la flora parece algo más vieja.

2.3.4 Los materiales carboníferos del Valle de Valdeón (Región del Pisuerga-Carrión)

En el valle del río Cares, en la parte SE de la hoja, existe una serie compuesta por pizarras y areniscas (H_2^B) con numerosos lentejones de conglomerados silíceos y que no es más que parte de la potente serie (Formación Valdeón; BOSCHMA, 1968) que forma todo el valle de Valdeón. Se trata de una sucesión fundamentalmente turbidítica que descansa discordantemente sobre el Devónico y Carbonífero Inferior del área de Montó, situada al S del límite meridional de esta hoja. La edad de esta sucesión no está aún bien establecida, por una parte podría relacionarse con las series westfalienses turbidíticas propias de la Región del Pisuerga-Carrión y asimilar la discordancia antes indicada a la discordancia pre-conglomerado de Curavacas (Westfaliense B). Por otra parte VAN AMERON (in BOSCHMA, 1968) clasificó algunos restos de flora hallados cerca del primer cabalgamiento de los Picos de Europa como pertenecientes al género *Callipteridium*, indicando como probable una edad Estefaniense, de ser esto así estos materiales se relacionarían con la Formación Lebeña de la región de Liébana.

Por otra parte, entre la Región de Picos de Europa y la unidad de los Beyos (Collada de Beza), penetra un estrecho filete de pizarras, areniscas y lentejones de conglomerados (H_{pc}^{B3-B}), semejantes litológicamente a la Formación Valdeón, aunque por su litología y posición tectónica los incluimos en el Estefaniense.

2.4 PERMO-TRIAS (P-Tg)

El único afloramiento se sitúa en el área de Valdepino, entre las unidades de los Beyos y de los Picos de Europa. Este afloramiento consiste en una sucesión de lutitas de tonos rojos, con niveles de areniscas y conglomerados, limitada por fallas al S y al W. No existen restos fósiles y las condiciones de afloramiento son bastante deficientes. Por su litología se puede atribuir a estos materiales una edad permo-triásica sin más precisión.

2.5 ALBIENSE (C₁₆)

En la parte N existe una serie formada por arenas blancas, areniscas y margas, apoyándose discordantemente sobre las calizas carboníferas. Se trata del límite S de la depresión cretácica del río Gueña, que es parte de la depresión que se sigue de forma más o menos continua desde Oviedo hasta enlazar con los materiales mesozoicos de la provincia de Santander. La facies de estos materiales debe corresponderse con la de las capas de Utrillas y su edad debe corresponder al Albiense.

2.6 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios, aunque variados ocupan escasa extensión, debido al fuerte relieve y a que los cursos fluviales están muy encajados. Entre los depósitos cuaternarios son de destacar los depósitos glaciares presentes en diversas partes de los Picos de Europa. Estos depósitos, así como las formas glaciares han llamado la atención desde antiguo, siendo junto con el karst prácticamente los únicos depósitos y formas de erosión cuaternarios que han sido objeto de algún estudio en la región considerada (OBERMAIER, 1914; STICKE, 1929; MIOTKE, 1968).

Morrenas bien conservadas (Q₁) y que pueden considerarse como de la última glaciación, se observan en la zona de los Lagos de Covadonga, situándose los frentes glaciares en este área entre los 1.000 y 1.100 m de altitud. Sedimentos periglaciares, que pueden también relacionarse con la última glaciación se encuentran formando brechas cementadas en muchas laderas de la Región del Manto del Ponga. Otros depósitos cuaternarios presentes son rellenos de formas cársticas (Q₂ Cu), derrubios de ladera (Q₂ L), suelos y aluviones de los ríos (Q₂ Al).

3 TECTONICA

Como ya se indicó en la Introducción, en la hoja de Beleño se hallan bien representadas dos de las provincias tectónicas que pueden distinguirse en la Zona Cantábrica, a saber, la Región del Manto del Ponga y la Región de los Picos de Europa. Además una tercera región, la del Pisuerga-Carrión penetra en una muy escasa extensión por el ángulo SE.

En la descripción que sigue, la Región del Pisuerga-Carrión no va a considerarse ya que la parte representada consiste únicamente en una serie buzando uniformemente al N y hundiéndose bajo la superficie de cabalgamiento de los Picos de Europa, que como es sabido cabalgan a la Región del Pisuerga-Carrión a lo largo de todo su límite N.

3.1 REGION DEL MANTO DEL PONGA

Su estructura es la típica de mantos de despegue posteriormente plegados. Las características de los mantos, que son del mismo tipo que los mantos apalachienses o de las Rocosas han sido dadas a conocer ya en trabajos anteriores (JULIVERT, 1967a, 1967b, 1971a, in litt.) y pueden esquematizarse del siguiente modo: 1) la superficie de cabalgamiento se sitúa siempre en o cerca de la base de la Formación Láncara; 2) la superficie de cabalgamiento es prácticamente paralela a la estratificación del alóctono en todas las escamas; 3) con respecto al autóctono es también paralela a la estratificación durante largos trechos, mientras que en trechos menores la corta oblicuamente, al subir de un nivel estratigráfico más bajo a otro más alto, donde vuelve a tomar una disposición paralela; 4) además del despegue general, en la base de la Formación Láncara, existen despegues de importancia menor, que se sitúan principalmente al nivel de la griotte carbonífera o en el techo de la Caliza de Montaña; 5) en consecuencia con todo lo dicho, la mayoría de las escamas muestran una sucesión estratigráfica que empieza por la Formación Láncara y se prosigue en forma continua, sin mostrar pliegue alguno, hasta ser cortada por la superficie de cabalgamiento siguiente; 6) el emplazamiento de los mantos tuvo lugar prácticamente sin deformación interna de la roca, como atestigua la ausencia de deformación en los fósiles y las estructuras sedimentarias; 7) una unidad despegada puede digitarse lateralmente dividiéndose en varias unidades menores.

El emplazamiento de los mantos tuvo, por supuesto que producir un cierto plegamiento, por una parte, pudieron formarse algunos pliegues en las zonas frontales o de nariz (JULIVERT & MARCOS, 1973; ARBOLEYA, 1979) y por otra parte, la duplicación tectónica producida tuvo que dar lugar a tumores y por tanto a estructuras de tipo antiformal. No obstante, la mayoría de pliegues que se observan se generaron con posterioridad al emplazamiento de los mantos y escamas como demuestra el hecho de que varias escamas superpuestas estén plegadas conjuntamente. Atendiendo tanto a la edad como a su disposición pueden distinguirse en la Zona Cantábrica tres tipos de pliegues: 1) unos pliegues generados simultáneamente con los mantos y escamas de despegue, poco desarrollados en las zonas donde los mantos de despegue están bien desarrollados. (limitados en estos casos a pliegues ligados a las zonas de frentes) pero bien desarrollados en el extremo N de la Región de Pliegues y Mantos donde la estructura en mantos de despegue da paso a una estructura en pliegues; 2) unos pliegues que deforman los mantos, por tanto posteriores a ellos, y que tienen un trazado arqueado, dibujando la rodilla asturiana; 3) unos pliegues que deforman los mantos, así como a los pliegues del sistema anterior, y que tienen una disposición radial con respecto al arco.

Estos pliegues, así como las estructuras de interferencia que producen, han sido estudiados por JULIVERT & MARCOS (1973) que atendiendo a su disposición los agruparon en dos sistemas, un sistema arqueado que dibuja el arco y que comprende los pliegues del grupo 1 y 2 (o pliegues suma de ambas deformaciones) y un sistema radial, que comprende los pliegues del grupo 3. Dentro de la hoja de Beleño los únicos pliegues presentes son prácticamente los del sistema radial. Estos pliegues son netamente posteriores al emplazamiento de los mantos y escamas, son transversales al trazado cartográfico de los mismos y pueden seguirse a través de las sucesivas escamas, a las que deforman conjuntamente. Se trata de los pliegues que dan lugar a la aparición de ventanas tectónicas, a la inversión de las superficies de cabalgamiento y a la disposición festoneada que presenta el trazado de los mantos y escamas. Prácticamente los únicos pliegues del sistema arqueado presentes en la Región del Manto del Ponga son los que se encuentran afectando a la Caliza de la Escalada y a la Formación Fito en la zona montañosa entre San Juan de Beleño y el valle alto del Nalón, en el área de Tiatorδος y que se desarrolla esencialmente en las hojas de Rioseco, Puebla de Lillo y Boñar; sólo uno de estos pliegues es visible en la hoja de Beleño, en su ángulo SW. El área indicada es la única en que pueden observarse figuras de interferencia entre pliegues, al ser cruzados los pliegues antes indicados, orientados de NE a SW por otros orientados de E a W, pertenecientes al sistema radial.

3.2 REGION DE LOS PICOS DE EUROPA

Comparando la Región del Manto del Ponga con la de los Picos de Europa, se observan inmediatamente varias diferencias. En primer lugar llama la atención la ausencia de materiales anteriores al Carbonífero en toda la Región de los Picos, con excepción de algunos núcleos anticlinales situados en su parte N. Este hecho indica que de existir también en los Picos de Europa un despegue generalizado, éste debe situarse a un nivel más alto que en el resto de la Zona Cantábrica. Otra diferencia importante es la ausencia en los Picos de Europa de la estructura en escamas plegadas posteriormente, propia de gran parte de la Zona Cantábrica; en efecto, las superficies de cabalgamiento de la Región de los Picos tienen trazados bastante rectilíneos, con orientaciones E-W o bien ESE-WNW que parecen chocar contra el frente del Manto del Ponga. Así pues, a diferencia de la Región del Manto del Ponga, caracterizada por escamas cruzadas por pliegues que las deforman, la estructura de los Picos se caracteriza por estar formada por una serie de escamas que son paralelas a los pliegues que se observan.

El rasgo estructural más destacado de la parte de los Picos de Europa, es la presencia de superficies de cabalgamiento planas que con una dirección WNW-ESE cruzan la hoja desde el extremo oriental hasta el frente cartográfico del Manto del Ponga; estas superficies se prolongan hacia el E, a través de todos los Picos, con ciertas inflexiones, pero manteniendo esencialmente su dirección hasta hundirse bajo el mesozoico de la provincia de Santander. Su inclinación va aumentando progresivamente de S a N, de modo que, mientras en la escama más meridional es de 40-50°, en las más septentrionales es prácticamente de 90°. La vergencia es siempre hacia el S. En la parte inferior de cada una de las escamas y sobre todo en la caliza griotte que aflora en la base de algunas escamas, existen numerosos pliegues de tipo "chevron", de escala métrica y decimétrica, con el flanco N muy tendido y el S verticalizado, lo que indica también una dirección de movimiento tectónico hacia el S. Este tipo de pliegues pueden verse por ejemplo en la carretera de Cordiñares a Caín, 500 m antes de llegar a este último pueblo.

Generalmente las superficies de cabalgamiento son paralelas o subparalelas a la estratificación, situándose en niveles próximos a la caliza griotte y la mayoría de las veces hacia la base de la misma, que por sus características constituye un buen horizonte de deslizamiento. En cuanto al autóctono relativo de cada una de las escamas, su techo puede estar formado por el nivel tableado del Miembro inferior de la formación Picos, o más general-

mente por el nivel pizarroso de la parte más alta de la Formación Picos de Europa, aunque a veces está formado por la Formación Barcaliente como sucede en el primer cabalgamiento (a partir del S), donde existe una doble escamación con dos superficies paralelas y muy próximas entre sí (Sector de Cambrono - Valdepero, Arroyo Biforcio y N de Posada de Valdeón, en el límite S de la hoja).

En cuanto a la existencia de pliegues a la escala cartográfica, el predominio de calizas masivas unido a la intensa carstificación hace que sean difícilmente detectables. Los escasos pliegues observables (zona de Jascal-Llorosos, anticlinales de las sierras de Covadonga y Amieva), son de radio bastante grande. Se observa una relación directa entre pliegues y cabalgamientos, de modo que parecen estar genéticamente ligados. Los pliegues más visibles son los que en la parte N de Los Picos permiten el afloramiento en su núcleo de las cuarcitas ordovícicas, aunque, aún en ellos solamente en la terminación periclinal oriental se observa el pliegue completo, ya que en ambos el flanco S está fracturado cabalgando hacia el S sobre la caliza de los Picos de Europa.

Por lo que se refiere a la relación con las estructuras de la Región del Manto del Ponga, se observa claramente en el mapa que las estructuras de la Región de los Picos de Europa se dirigen contra el frente del Manto del Ponga que se orienta transversalmente a las mismas. Se observa además que hay una correspondencia entre los antiformes y sinformes que afectan al Manto del Ponga y las estructuras de los Picos de Europa. Esto permite relacionar las estructuras de los Picos, por lo menos en buena parte, con los pliegues del sistema radial de la Región del Manto del Ponga. Esto plantea el problema de si existen o no en los Picos estructuras que puedan relacionarse con las estructuras de despeque del Ponga. Este es un problema difícil aún de definir plenamente y volverá a ser tratado al discutirse las relaciones entre las tres grandes regiones que convergen en la hoja.

Además de las estructuras descritas, la Región de los Picos está profundamente fracturada. La mayoría de las fallas observadas, de las que en el mapa se han representado sólo las más importantes, pertenecen a un sistema de dirección WNW-ESE, aunque existen otros, tales como los E-E, NW-SE y NE-SW. Entre las fallas WNW-ESE destacan las que limitan en parte el Estefaniense de Angón y la que atraviesa el valle del río Cares cerca del borde SE de la hoja. Esta última afecta al primer cabalgamiento haciendo descender su bloque S de modo que el entrante de la Región del Pisuerga-Carrión, en el valle del Cares, queda casi como un ojal entre la caliza de Picos.

3.3 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

En general se ha considerado que la edad del emplazamiento de los mantos de despegue y buena parte de su plegamiento son intrawestfalienses (ver JULIVERT, 1978), siendo el punto donde mejor puede justificarse esta afirmación el manto del Esla, en la hoja de Riaño, que se encuentra fosilizado por materiales de edad Westfaliense D Superior y Estefaniense, materiales que no sólo fosilizan el manto sino que son incluso discordantes en relación con los pliegues que lo deforman. La existencia de una discordancia, aunque localizada en el espacio (Región del Pisuerga-Carrión) por debajo del conglomerado de Curavacas de edad Westfaliense B puede hacer pensar que el inicio del movimiento de los mantos tengan esta edad. Los datos aportados por el estudio sedimentológico de las series carboníferas apoyan esta interpretación (JULIVERT, 1978; ARBOLEYA, 1979). Hay que hacer notar, no obstante, que excepto en la Región del Pisuerga-Carrión no se observa discordancia alguna anterior al Westfaliense D Superior. El plegamiento de los mantos, aunque iniciado antes del Westfaliense D Superior, debió seguirse con posterioridad, como atestigua la existencia de pliegues afectando al Estefaniense; tal es el caso del material estefaniense del sinclinorio de La Vega de Seberga, que aunque discordante, está plegado ocupando el núcleo del sinclinorio. El que este material esté plegado es de todos modos perfectamente compatible con la edad pre-estefaniense de parte del plegamiento de los mantos; téngase en cuenta al respecto que existen dos sistemas de pliegues posteriores a los mantos y que el sistema radial, que es el que se observa en la hoja de Beleño, es el más tardío de los dos.

En la Región de los Picos de Europa, no existen evidencias de una deformación importante anterior al final del Westfaliense. Las primeras etapas que dieron lugar a los cabalgamientos del Ponga, o no se dejaron sentir aquí, o bien dieron lugar a un desplazamiento conjunto de toda la unidad, sin producirse escamación en su interior.

El período de máxima deformación en los Picos tiene lugar al final del Westfaliense, pudiendo llegar al Estefaniense, como pone de manifiesto el que más al Este, la Formación Lebeña de edad Kasimosviense, está afectada por los cabalgamientos. Hay que hacer constar, de todos modos, que el inicio del movimiento de las escamas puede ser más viejo.

Posteriormente a la tectónica de plegamiento se produjeron las fallas, con superficies próximas a la vertical. Algunas de ellas poseen un claro componente del movimiento según la dirección de la superficie de falla. La edad de estas fallas es más joven que los cabalgamientos, pero no se tienen

suficientes datos para definir su edad, a falta de cobertera mesozoica. No puede descartarse, de todos modos, que muchas de ellas hayan por lo menos tenido un juego importante durante las deformaciones alpínicas, como sucede con las fallas que limitan el afloramiento de Permo-Trías de Valdepino.

3.4 RELACION ESTRUCTURAL ENTRE LAS DIFERENTES REGIONES

La relación entre las regiones de los Picos de Europa y del Pisuerga-Carrión es sencilla, pues la primera cabalga a la segunda en todo su frente meridional. Este cabalgamiento difiere fundamentalmente del resto de los cabalgamientos del interior de los Picos aunque geoméricamente se parezcan, ya que pone en contacto dos dominios paleogeográficos bien diferentes (plataforma carbonatada somera y dominio marino profundo con turbiditas, olistostromos, etc., en el Pisuerga-Carrión). Los demás cabalgamientos en cambio, se desarrollan dentro del mismo dominio y sus desplazamientos son mucho menores, disminuyendo progresivamente de uno a otro, desde el S hacia el N. Teniendo en cuenta que los cabalgamientos del interior de los Picos se relacionan con los pliegues del sistema radial y que las grandes traslaciones tangenciales en toda la Zona Cantábrica son anteriores (época de emplazamiento de los mantos de despegue), puede pensarse que fue durante la 1ª fase cuando se produjo el desplazamiento en bloque de los Picos, acercando este dominio al del Pisuerga-Carrión. Sería más tarde (Westfaliense y/o Estefaniense) cuando se formarían los cabalgamientos internos de los Picos y cuando habría podido rejugar el cabalgamiento basal.

La relación entre el Manto del Ponga y los Picos de Europa es mucho más compleja y está complicada además por el hecho de que, a diferencia de las otras provincias de la Zona Cantábrica, la Región de los Picos de Europa no describe el arco asturiano en forma completa, lo que da lugar a que en el área de Sajambre se encuentren las tres provincias, del Ponga, de los Picos y del Pisuerga-Carrión.

Si se observa la relación entre el Manto del Ponga y la unidad del Pisuerga-Carrión se ve que la primera unidad cabalga claramente a la segunda a todo lo largo del área en que ambas están en contacto (véase por ejemplo la hoja de Burón, así como JULIVERT, 1967b, 1971a). Si se observan las

relaciones del Manto del Ponga y los Picos de Europa, se ve que el Manto (o las estructuras que son su prolongación) rodea los Picos por el Norte y que, dejando de lado la inversión tardía del frente, el Manto es claramente una unidad tectónica superior a ellos. Hacia el S las relaciones se complican pues entre los Picos, en sentido estricto, y el Manto del Ponga se interpone la pequeña unidad de los Beyos, formada por un apilamiento de escamas de Caliza de Montaña (Formación Barcaliente), verticalizadas o incluso invertidas por las deformaciones posteriores. Entre los Beyos y los Picos, hay una separación que coincide con una línea divisoria en la polaridad de las escamas y que se prosigue por la zona tectonizada que va a parar a la ventana del río Color (Hoja de Rioseco). Lo notable de esta disposición es que no puede definirse en la actualidad cuál de los dos dominios era originalmente el cabalgante si los Beyos cabalgó sobre los Picos o viceversa. El pretender una reconstrucción de detalle de la sucesión de acontecimientos hasta llegar a la disposición actual sería difícil. No obstante, en líneas generales las relaciones entre el Manto del Ponga, los Beyos y los Picos de Europa pueden interpretarse como debidas a la inversión del frente del Manto del Ponga y por tanto de toda la zona de contacto con los Beyos y los Picos de Europa y/o a un retrocabalgamiento que dan lugar a que los Picos de Europa cabalguen a unidades tectónicas más altas (Manto del Ponga, escamas de los Beyos), igual que los Beyos cabalgan en el área de Niajo al Manto del Ponga, como consecuencia de deformaciones ligadas a la etapa de replegamiento de los mantos.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Paleozoico inferior toda la Zona Cantábrica fue un área de plataforma, afectada por una sedimentación de escasa profundidad, en la que las facies perimareales son frecuentes, aunque en determinados momentos se extendieron también sobre este área facies de pizarras negras graptolíticas. Las oscilaciones a que la Zona Cantábrica estuvo sometida, fueron no obstante de escasa envergadura y la zona se mantuvo siempre dentro de las características de una zona de plataforma con períodos de emersión. En el dominio del Manto del Ponga la sucesión Paleozoica, que probablemente se depositó discordantemente sobre el Precámbrico, al igual que más al O, en el antiforme del Narcea, es continua hasta el final del Arenig. Con posteriori-

dad al Arenig tuvo lugar un largo período de emersión cuya extensión exacta no puede precisarse. De acuerdo con el registro estratigráfico, en la Región del Manto del Ponga falta todo el Ordovícico a partir del techo del Arenig, todo el Silúrico y prácticamente todo el Devónico, ya que éste se limita a unos pocos metros de Devónico Superior y esta misma laguna se observa en la parte Norte de los Picos de Europa. La única excepción a lo dicho la constituye la escama de Laviana (hojas de Rioseco y Ribadesella) en la que encima de la cuarcita del Arenig se encuentran unos 100-200 m de pizarras negras del Llanvirn-Llandeilo. En qué medida la falta de registro sedimentario correspondiente al período de tiempo entre el final del Arenig y el final del Devónico, se debe a falta de depósito o en qué medida ha colaborado la erosión eliminando parte de sedimentos depositados, es imposible precisarlo. La existencia de un cierto espesor (aunque reducido) de pizarras por encima del Arenig en la escama de Laviana puede hacer pensar que la erosión puede haber contribuido a la extensión de la laguna, tal como en la actualidad se observa. Esta conclusión viene reforzada por el hecho de que en determinadas áreas el Carbonífero (y/o las areniscas del Devónico Superior) se apoyan directamente sobre el Cámbrico, lo que sólo puede atribuirse a la erosión pre-fameniense; esto se observa en los alrededores de Maraña (STIERP, 1967, JULIVERT, 1967, 1967b), en el extremo E de la escama de Bodón (DE SITTER 1962, EVERS, 1967) y al S de Sotres en los Picos de Europa (MARTINEZ-GARCIA, 1978).

Si se compara el dominio del Ponga con dominios más occidentales (Región de Pliegues y Mantos) se observa que hay un aumento en la importancia de la laguna estratigráfica hacia el núcleo de la Zona Cantábrica, alcanzando ésta un máximo en la Región del Manto del Ponga. Las condiciones de plataforma, con sedimentación somera, persistieron en el Devónico, por lo menos en buena parte de la Zona Cantábrica (Región de Pliegues y Mantos) así como persistió la tendencia emergente en la Región del Manto del Ponga. No obstante, ya en el Devónico se produjo una cierta diferenciación paleogeográfica ya que la región del Pisuerga-Carrión, a partir del Siegiense estuvo sometida a una sedimentación de tipo pelágico que anuncia-ba ya la diferenciación de este área.

Un cambio mayor se produjo con el inicio del Carbonífero. De hecho este cambio se inició ya en el Devónico Superior (en el Fameniense) ya que fue entonces cuando tuvo lugar la transgresión general que afectó a toda la Zona Cantábrica. Como consecuencia se instaló durante el Carbonífero Inferior una sedimentación pelágica, condensada, que dio lugar al depósito de cherts y de calizas nodulosas. Durante este período de tiempo las condiciones sedimentarias se mantuvieron uniformes a través de toda la Zona Cantá-

brica. Con el inicio de los tiempos namurienses empezó a producirse una fuerte diferenciación en el ámbito cantábrico, diferenciación que culminó en el Westfaliense. En los dominios del Manto del Ponga y de los Picos de Europa la sedimentación namuriense es uniforme, consiste en calizas negras laminadas y nada permite deducir el inicio de las inestabilidades ligadas al principio del ciclo orogénico herciniano. No obstante si se considera la totalidad de la Zona Cantábrica se ve que ya en el Namuriense existen en diversas áreas sedimentos turbidíticos y olistostromos, que atestiguan ya una movilidad en la cuenca. En el Westfaliense se produce ya una marcada diferenciación, con la separación de dos áreas, una con sedimentación parállica que pasa gradualmente hacia el E a sedimentación de plataforma carbonatada y que constituye la provincia asturiana (con dos subprovincias, la parállica s. str. y la carbonatada de los Picos) y la provincia turbidítica del Pisuerga-Carrión coincidiendo con la provincia tectónica del mismo nombre. En el ámbito de la hoja de Beleño se encuentra el paso de la zona parállica con carbón, cuyo máximo desarrollo puede verse en la Cuenca Carbonífera Central al dominio de la plataforma carbonatada propio de la Región de los Picos de Europa y también de los extremos NE de la Cuenca Carbonífera del Manto del Ponga (desde Ribadesella hacia el E) y SE de la Cuenca Carbonífera Central (área de Lois).

En la plataforma carbonatada hubo una sedimentación variada. La sedimentación durante el Carbonífero Superior empezó por el depósito de calizas en un ambiente reductor (Formación Barcaliente), que cambió durante el Bashkiriense a condiciones de depósito menos restringidas. Durante el resto del Carbonífero Superior, hasta el término de la sedimentación carbonatada, a finales del Myachkoviense y a principios del Kasimoviense, hubo una sedimentación marina de plataforma, con depósitos que varían de submareales a intramareales, pero también con episodios de mar más abierto (existencia de Radiolarios) durante el depósito del tramo inferior de la Formación Picos. El tramo superior de dicha formación está constituido por biomicruditas con abundantes clastos de algas y restos orgánicos con cementación interior, propios de una zona de cementación diagenética submareal, depositados en un régimen de plataforma sublitoral o intralitoral.

Al final del Myachkoviense se instala en la Región de los Picos de Europa, o por lo menos en buena parte de ella, una sedimentación de mar profundo, con el depósito de turbiditas y materiales olistostromicos, precursora del período de máxima deformación. Es decir que el tipo de sedimentación propio de inicio de la movilidad hercínica, que desde principios del Carbonífero Superior afecta ya determinadas áreas

de la Zona Cantábrica, se extiende al final del Myachkoviense a la Región de los Picos.

Los cambios sedimentológicos descritos son los característicos que tienen lugar en una cordillera en formación y representan, para la Zona Cantábrica el paso de ser un área de plataforma estable a ser una zona activa situada en la parte frontal de una cordillera en formación. Al mismo tiempo, paralelamente en el cambio citado, se produce también un cambio en el origen de los aportes de material terrígeno; éste, que durante los tiempos paleozoicos pre-carboníferos procedía de áreas emergidas en el núcleo del arco, a partir del Carbonífero Superior procede de la cordillera que se está levantando, es decir de la parte convexa del arco, y es transportado hacia su núcleo.

El desarrollo orogénico que tiene lugar, paralelamente a la evolución sedimentaria descrita origina una tectónica tangencial que aproxima y superpone provincias paleográficas originalmente distantes y da lugar a una tectónica de pliegues posterior. Durante el desarrollo de la tectónica de pliegues se va pasando de un predominio de los que dibujan el arco asturiano a un predominio de los pliegues del sistema radial, que son los más visibles. Estos pliegues del sistema radial van perdiendo importancia desde el núcleo del arco hacia su parte convexa, quedando muy atenuados al alcanzar el antiformal del Narcea; esta disposición puede interpretarse como debida a que el arco se ha ido cerrando, por lo menos en las últimas etapas del desarrollo de la deformación (JULIVERT, 1971b).

Un nuevo cambio en las condiciones de sedimentación lo constituyó, finalmente el inicio de la sedimentación tardi o posttectónica (Estefaniense). Durante las últimas etapas de la sedimentación carbonífera (Estefaniense) se asiste, paralelamente a la pérdida de importancia de la deformación, al paso de la sedimentación marina, todavía presente en el Estefaniense más bajo, a la sedimentación continental, y de agua dulce. Desde el punto de vista tectónico el cambio esencial es que se pasa de un tipo de deformación que afecta uniformemente a toda la Zona Cantábrica a un tipo de deformación progresivamente limitado a bandas estrechas, en relación con zonas de fractura.

La historia geológica herciniana termina con la erosión y nivelación de la cordillera. Las etapas posteriores incluyen una sedimentación durante el mesozoico (hay indicios por lo menos del depósito de materiales Triásicos y en la parte N de la hoja Cretácicos), fracturación (JULIVERT, RAMIREZ DEL POZO & TRUYOLS, 1971) durante el Mesozoico y el Terciario y finalmente elevación de la Cordillera Cantábrica a sus cotas actuales y etapas

morfogenéticas. Entre estas últimas destacan las carstificaciones y el modelado glaciar con interferencias entre ambos. Las etapas de carstificación debieron empezar en tiempos muy antiguos. BURKARDT (1976) describe en la zona de la Hermida (al E de la hoja) conglomerados pérmicos rellenando cavidades cársticas; en Buferrera (Lago Ercina) existe un carst relleno por materiales morrénicos, por lo que además de la actual, han existido por lo menos dos etapas más, anteriores al Würmiense.

5 PETROLOGIA

5.1 ROCAS IGNEAS (FO_a)

En el ángulo Sur de la hoja aflora un pequeño dique intrusivo en las calizas del Moscoviense. Se trata de una roca de aspecto compacto, color verde oscuro y porfídica en su apariencia de campo.

Al microscopio se observa una textura porfídica destacando unos cristales subidiomorfos de augita de un 2V elevado (probablemente se trata de augita subcálcica) e igualmente pseudomorfosis de calcita y clorita de un mineral preexistente (quizás olivino). Estos minerales se encuentran incluidos en una mesostasis de plagioclasas entrecruzadas entre las cuales fundamentalmente se observa calcita secundaria y clorita; estas plagioclasas tienen una basicidad máxima de An₆₅ (labradorita) y hábito subidiomorfo, están zonadas y sobre ellas se desarrolla calcita y moscovita secundarias. En algunas partes se observa la presencia de vidrio intergranular desvitrificado a clorita. También se observan amígdalas rellenas de calcita con un zonado concéntrico de calcita en los bordes y clorita en el centro, ambos parecen ser minerales secundarios rellenando una cavidad. En la mesostasis se observa localmente la presencia de unas biotitas aciculares formando intercrecimientos. Todas estas características permiten deducir que se trata de una roca de composición basáltica con un sólo piroxeno y con un cierto contenido en K₂O. Parece tratarse de una roca dolerítica con la composición de un basalto augítico (probablemente se trata de un basalto de quimismo alcalino).

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA Y CANTERAS

No existe en la actualidad ninguna explotación de elementos metálicos en la hoja de Beleño, aunque sí las hubo en el pasado; hay numerosos indicios de Fe, Mn, Cu y Hg, los dos primeros, sobre todo, son muy abundantes y han sido explotados en las minas de Buferrera, al S de Inguanzo, en Amieva y en Sames (Mn). Normalmente se encuentran rellenando cavidades cársticas (Buferrera), pero también son muy frecuentes las formas estratiformes al techo de la caliza de Barcaliente (S de Inguanzo, las Llacerías, etc.) en que la mineralización se encuentra en unos niveles que coinciden con la estratificación y están constituidos por una brecha de cantos y bloques calizos en una matriz arcillosa con óxidos pulverulentos y formas botrioidales de Fe y Mn.

En cuanto al Cu, se ha explotado un yacimiento ligado a fracturas al W de Ortigueros.

Respecto a la minería del carbón existen niveles, aunque de poco espesor (predominancia de facies marinas), en el Westfaliense D Superior – Estefaniense A que han sido explotados en los alrededores de Bobia de Abajo, Bobia de Arriba, SE de Demues y en el valle del río Carmenero, al SO de Argolibio.

Dentro del Manto del Ponga, existen indicios de fluorita entre la collada de Tanda y Sellaño.

En numerosos puntos se extraen calizas, areniscas y cuarcitas, para la construcción y arreglo de firmes de carreteras y caminos, las cuarcitas a veces debido a su alteración no necesitan molienda y son muy utilizadas en los firmes de caminos. En cualquier caso, todas las canteras son de escasa identidad.

6.2 HIDROGEOLOGIA

Se pueden distinguir dos áreas con características hidrogeológicas diferentes, una de ellas predominantemente calcárea (Picos de Europa) y otra en la que coexisten niveles calizos con otros detríticos (Manto del Ponga y materiales estefanienses).

En los Picos de Europa, se dan todos los tipos de formas cársticas (LLOPIS, 1970), estando su superficie totalmente cubierta por “jous” (dolinas con el fondo lleno de cantos y bloques calizos); debido a la alta pluviosidad

dad, escasa evapotranspiración y nula escorrentía superficial (salvo en los ríos), existe una intensa circulación subterránea por la numerosa red de simas y cavernas que horadan las calizas.

En verano circulan grandes volúmenes de agua subterránea, que surgen a ambos lados del río Cares procedente del deshielo de las enormes masas de nieve acumuladas en los "jous" entre los 1.500 y 2.500 m de altitud (estas surgencias se observan en los alrededores de Caín y en la garganta del río Cares, algunas son de tipo sifónico).

En zonas más bajas se observa un rápido aumento de caudal después de una tormenta (Cueva de Covadonga); así pues la velocidad de circulación subterránea en el macizo cárstico es mayor que la superficial en zonas impermeables, estando los ríos sujetos a grandes fluctuaciones de su nivel de base.

Más importancia hidrogeológica tiene el Westfaliense D Superior – Estefaniense A de Gamonedo-Cabrales, por tratarse de una masa de materiales impermeables con niveles permeables (calizas y areniscas) y que en determinadas estructuras (sinclinales) pueden dar lugar a la existencia de niveles freáticos cautivos; asimismo en el Manto del Ponga la alternancia de niveles impermeables (pizarras westfalienses) y permeables por fisuración (calizas y en menor grado cuarcitas) haría más posible una racionalización en la prospección hidrogeológica.

7 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. de y JUNQUERA, G. (1916).— "Hierro de Asturias". *Inst. Geol. Min. España. Mem. Criaderos de Hierro*, V. 2, 610 p.
- ADRICHEM BOOGAERT, H.A. van (1967).— "Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application". *Leidse Geol. Meded.*, vol. 39, pp. 129-192, Leiden.
- ARBOLEYA, M.L. (1979).— "Estudio estructural del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León)". *Tesis Univ. Autónoma de Barcelona (inédita)* pp. 1-227.
- BALDWIN, C.T. (1978).— "A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West-Asturian-Leonese zones, NW Spain. in Geología de la parte N del Macizo Ibérico (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal)". *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*, núm. 27, Edic. Castro, SADA (La Coruña).

- BARROIS, Ch. (1882).— "Recherches sur le terrains anciens des Asturies et de la Galice". *Mem. Soc. Géol. Nord.* vol. 2, núm. 1, 630 pp., Lille.
- BIROT, P. & SOLE SABARIS, L. (1954).— "Recherches morphologiques dans le NW de la Peninsule Iberique" — *Pub. Inst. Geol. Univ. Barcelona*, núm. 211, 61 pp.
- BLESS, M.J.M., & WINKLER PRINS, C.F. (1973).— "Paleoecology of Upper Carboniferous strata in Asturias (N Spain)" — *C.R. Teme Congr. Internat. Strat. Géol. Carbonifere, Krefeld 1971*, 2: 129-137.
- BOSCHMA, D. (1968).— "Provisional geological map of the Southern Cantabrian Mountains (Spain)". *Leidse Geol. Med.*, 43, pp. 217-220.
- BROUWER, A. & GINKEL, A.C. (1964).— "La sucesion carbonifera dans la partie meridionale des montagnes cantabriques (Espagne du Nord-ouest)" *C.R.V. Congres Int. Carb.*, pp. 307-319, París, 1964.
- BURKHARDT, R. (1976).— "Geologie und lithologie der Permotriassischen schichtabfolgen und deren Palaozoischer Rahmenges teine im bereich ostlich der Picos de Europa im Kantabrischen". *Gebirge, Nordspanien, Dokt. Diss. Tech. Univ. Muchen.*
- CALDERON, S. (1900).— "La blenda de los Picos de Europa" — *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXIX, pp. 153-161.
- CARBALLO, J. (1911).— "Excursión geológica a Picos de Europa". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XI, pp. 216-226.
- COMPTE, P. (1959).— "Recherches sus les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, vol. 60, pp. 1-440, Madrid.
- CRIMES, T.P. & MARCOS, A. (1976).— "Trilobite traces and the age of the lowest part of the Ordovician reference section for NW Spain". *Geological Magazine*, vol. 113, núm. 4, pp. 249-356.
- CRUSAFONT, M. (1960).— "El yacimiento de mamíferos del Villafranquiense superior de Mestas de Con (Asturias)". *Rev. Fac. Ciencias de Oviedo*, t. I, núm. 1, p. 45-59.
- CUETO y RUIZ DIEZ, E. (1926).— "Orografía y geología del país cántabro-astúrico". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XLVII, pp. 7-111.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1970).— "Sur la decouverte d'Archeocyathes dans le Cambrien du NW. de l'Espagne". *Breviora Geol. Asturica 14 (1)* pp. 1-11.
- DELEPINE, G. (1928).— "Sur les faunes marines du Carbonifere des Asturies (Espagne)". *C.R., Ac. Sc. París*, t. 187.
- DELEPINE, G. (1943).— "Les faunes marines du Carbonifere des Asturies (Espagne)". *Mem. Acad. Sci. Inst. France, París*, t. 66, pp. 1-22.
- EZQUERRA DEL BAYO, (1844).— "Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia". *Bol. Oficial de Minas*. XIV, pp. 160-163.

- EVERS, H.J. (1967).— "Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain". *Leidse Geol. Med.*, 41, pp. 83-151.
- GARCIA-LOYGORRI, A.; ORTUÑO, G.; CARIDE, C.; GERVILLA, M.; GREBER, CH. & FEYS, R. (1971).— "El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana". *Trabajos de Geol.*, 3: 101-150; Oviedo.
- GINKEL, A.C. (1965).— "Spanisch Carboniferous fusulinids and their significance for correlation purposes". *Leidse Geol. Med.* 34, pp. 172-225.
- GINKEL, A.C. (1971).— "Fusulinids from Uppermost Myachkovian & Kasimovian strata of north-western Spain". *Leidse Geol. Meded.*, d. 47, pp. 115-161.
- GOMEZ, H. (1974).— "Estudio geológico de la parte occidental de los Picos de Europa". *Unpubl. M. Sc. thesis, I.T.C., Delft*.
- GONZALEZ LASTRA, J. (1978).— "Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica)". *Trabajos de Geología. Univ. Oviedo*, núm. 10, pp. 249-265.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1935).— "Observaciones respecto a estratigrafía y tectónica de la Cordillera Cantábrico-Astúrica". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. XXXV, núm. 9, pp. 487-497.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1944).— "Nueva hipótesis de la formación tectónica de los Picos de Europa". *Investigación y Progreso*, Año XV, pp. 215-277.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1928).— "Discusión de algunos puntos de la hoja Geológica de Llanes (Asturias)". *Not. Com. IGME*, núm. 19, pp. 181-186.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1936).— "Sobre las cruzianas de las Sierras Planas (Asturias)". *Soc. Esp. Hist. Nat.* T. 36, pp. 14-16.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).— "El Sistema Siluriano". *Mem. IGME "Serie explicación nuevo mapa Geológico de España"*. T. II pp. 1-848.
- JULIVERT, M. (1960).— "Estudio Geológico de la cuenca de Beleño (Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla)". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 71, 1-346.
- JULIVERT, M. (1965).— "Sur la tectonique hercynienne a nappes de la Chaîne cantabrique (étude géologique de la région a l'Est du bassin central, Espagne)". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 7 (7^a serie), núm. 4, pp. 644-651, 2 fig. París.
- JULIVERT, M. (1966).— "Sur la presencie du Cambien a l'Est des Asturies (Chaîne Cantabrique, Espagne)". *C.R. Ac. Sc. París.* T. 262, serie D, núm. 16, pp. 1.033-1.035.

- JULIVERT, M. (1967a).— “La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga”. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, núm. 1, pp. 1-26.
- JULIVERT, M. (1967b).— “La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del manto del Ponga”. *Oviedo Univ., Trabajos de Geología*, núm. 1, pp. 59-76.
- JULIVERT, M.; PELLO, J. y MARCOS, A. (1969).— “Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja núm. 31 (Ribadesella)”. *IGME*.
- JULIVERT, M. (1970).— “Mapa Geológico de España E 1:50.000, Hoja núm. 79 (Puebla de Lillo)”. *IGME*.
- JULIVERT, M. y MARCOS, A. (1970).— “Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja núm. 54 (Rioseco)”. *IGME*.
- JULIVERT, M. (1971a).— “Mapa Geológico de España, E. 1:200.000, Hoja núm. 10 (Mieres)”. *Memoria explicativa por M. JULIVERT, J. TRUYOLS y J. GARCIA-ALCALDE*. *IGME*.
- JULIVERT, M. (1971b).— “Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera or northwest Spain”. *Am. Jour. Sci.* v. 270, p. 1-29.
- JULIVERT, M. (1971c).— “L'évolution structurale de l'arc asturien, (Histoire Structurale Golfe Gascogne)”. *I. 2: Paris, Edition Technip*, 28 p.
- JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO y TRUYOLS, J. (1971).— “La reseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies”. *Inst. Français Petrol. “Colloques et séminaires” núm. 22 (Histoire structural du Golfe de Gascogne)*, vol. 1, 28 pp. Ed. Technip. París.
- JULIVERT, M. y MARCOS, A. (1973).— “Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, northwest Spain)”. *Amer. Journ. Sc.*, 273: 353-357; New Haven.
- JULIVERT, M. (1976).— “La estructura de la Región del Cabo Peñas”. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, núm. 8, pp. 203-309.
- JULIVERT, M. (1978).— “Hercynian Orogeny and Carboniferous Palaeogeography in Northwest Spain: A model of Deformation”. *Sedimentation Relationships. Z. dt. geol. Ges.* V. 129, pp. 565-592. Hannover.
- JULIVERT, M. (in litt).— “A cross-section throughout the Northern part of the Iberian massif”.
- KARRENBERG, H. (1934).— “Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-asturischem Gebirges (Nordwestspanien)”. *Beitrage zur Geol. de Westlichem Mediterrangebiere*. Berlín.
- KULLMANN, J. (1961).— “Die Goniatiten des Uterkarbons in Kantabrischen Gebirge (Nord spanien) I. Stratigraphie. Palaentologie der U.O. Goniatitina Hyatt”. *Neves Ib. Geol. Palaont. Abh.* vol. 113, núm. 3, pp. 219-326, 12 fig. Stuttgart.

- KULLMANN, J. (1962).— “Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)”. *Akad. Wiss. Lit. Mainz. Abh. Math. Naturw. Kl.* núm. 6, pp. 259-377, Wiesbaden.
- KUTTERINK, J.A. (1966).— “Geologie van het Valdeon gebied in Spanje”. *Geol. Inst. Univ. Leiden*. Netherlands.
- LOPEZ AGOS, E. (1921).— “Yacimientos de fósiles carboníferos de Arenas de Cabrales (Asturias)”. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXI, pp. 59-62.
- LOTZE, F. (1957).— “Zum Alter norwestpanischer Quarzit-Sandstein-Folgen”. *N. Jb. Geol. Palaon. Mh.*, núm. 10, pp. 464-471. Stuttgart.
- LOTZE, F. (1961).— “Das Kambriun Spaniense. Teil I: Stratigraphie, Akad”. *Wiss. Lit. Abh. Math-Naturw. Kl. h. 6*, pp. 1-216.
- LLOPIS LLADO, N. (1954).— “Sobre la tectónica de la Cuenca Carbonífera de Asturias”. *Estudios Geol.*, 10, 21: 79-101; Madrid.
- LLOPIS LLADO, N. (1958).— “Estudio Geológico del reborde meridional de la C.C. de Asturias”. *Pirineos, año X*. núms. 31-32, pp. 37-177.
- LLOPIS LLADO, N. (1958).— “Sobre el karst actual y fósil de la terminación oriental de la Sierra del Cuera y sus yacimientos de hierro y manganeso”. *Monogr. Geol. Inst. Geol. Apl. Oviedo*, núm. X, pp. 1-59.
- LLOPIS LLADO, N. (1970).— “Introducción a la hidrogeología Kárstica”. *Ed. Blume*. Barcelona.
- MAAS, K. (1974).— “The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain. Deposition and deformation in a Flysch area”. *Leidse Geol. Meded.* d. 49, pp. 379-465.
- MALLADA, L. (1896).— “Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Cambriano y Siluriano”. *Mem. Com. Map. Geol. Esp.* vol. 2, 515 pp., Madrid.
- MARCOS, A. (1967).— “Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica)”. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, núm. 1, pp. 39-46.
- MARQUINEZ, J. (1978).— “Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España)”. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*. núm. 10, pp. 295-318, 1 mapa.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1962).— “Estudio Geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias”. *Instituto de Estudios Asturianos*. p. 1-232.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1965).— “Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias”. *Inst. Est. Astur., Oviedo*, pp. 1-132.
- MARTINEZ GARCIA, E. & WAGNER, R.H. (1971).— “Marine and continental deposits of Stephanian age in Eastern Asturias (NW Spain). The Carboniferous of NW Spain”. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, núm. 3, pp. 285-305.

- MARTINEZ GARCIA, E. (1971).— "The age of the Caliza de Montaña in the eastern. Cantabrian Mountains". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, núm. 3 pp. 267-276.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1978).— "El Cámbrico de los Picos de Europa". *Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo*, núm. 10, pp. 341-349.
- MARTINEZ GARCIA, E., (in litt.).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 32 (Llanes). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (Segunda serie). IGME. Madrid.
- MARTINEZ GARCIA, E. y MARQUINEZ, J. (in litt.).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 56 (Carreña-Cabrales). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (Segunda serie). IGME. Madrid.
- MARTINEZ GARCIA, E.; MARQUINEZ, J. et al. (in litt.).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 81 (Potes). Mapa Geológico de España E. 1:50.000, (Segunda Serie)". IGME. Madrid.
- MENGAUD, L. (1920).— "Recherches géologiques dans la Région Cantabrique". 1 vol., 370 pp., Toulouse.
- MENGAUD, L. (1932).— "Sur la structure de la chaîne cantabrique". *C.R. Acad. Sc. Paris*. Tomo CXCIV; pp. 1.092-1.094. París.
- MIOTKE, F. (1968).— "Karstmorphologische studien in der glazial-uberformten Hohenstufel der "Picos de Europa" Nordspanien". *JAHRBUCH DER GEOGRAPHISCHEN GESELLSCHAFT ZU HANNOVER*. Sonderheft A.
- OBERMAIER, H. (1914).— "Estudio de los glaciares de los Picos de Europa". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. Geol.*, núm. 9, p. 42.
- PAILLETE, A. (1855).— "Estudios químicos mineralógicos sobre la Caliza de Montaña de Asturias". *Rev. Min. Tomo VI*; pp. 282.
- PATAC, I. (1920).— "La formación Uraliense Asturiana" *Estudios de Cuencas Carboníferas*. 1 vol. 54 pp. 28 láms. Gijón.
- PELLO, J. (1967).— "Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (noroeste de España)". (*Trab. Geol. Univ. Oviedo*), núm. 1, p. 27-38.
- PELLO, J. (1972).— "Estudio geológico de la Región Central de Asturias". *Tesis Doct. Univ. Oviedo*.
- ROYO y GOMEZ, J. (1927).— "Sobre los pretendidos corrimientos de la Cordillera Cantábrica". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 27, p. 338.
- SAENZ GARCIA, C. (1943).— "Notas y datos de Estratigrafía española". *Bol. Soc. Esp. Inst. Nat.* T. 41, pp. 115-119.
- SCHINDEWOLF, O.H. & KULLMAN, J. (1958).— "Cephalopodonfuhrendes Devon und Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)". *Neves Jb. Geol. Palaontol. Mh*, núm. 1, pp. 12-20.

- SCHULZ, G. (1858).— “Descripción geológica de la Provincia de Oviedo”. *Madrid, Gráficas Reunidas, S.A.*, 138 pp.
- SDZUY, K. (1961).— “Das Kambrium-Spaniens, Teil II Trilobiten”. *Akad Wiss Lit. Abh. Math - Naturw*, núm. 7-8. 217-408 (499-690), Mainz.
- SDZUY, K. (1967).— “Trilobites del Cámbrico medio de Asturias”. *Trabajos de Geol.*, núm. 1, pp. 77-133.
- SDZUY, K. (1971a).— “Acerca de la correlación del Cámbrico inf. de la Península Ibérica”. *Congr. Hisp. Luso-Americano de Geol. Económica Sec. 1 (Geol.)*, V. 2, pp. 759-768.
- SDZUY, K. (1971b).— “La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España”. *1^{er} Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ. Sec. 1 (Geol.)*, V. 2, pp. 769-789.
- SITTER, L.U. de (1962).— “The structure of the southern slopes of the Cantabrian Mountains”. *Leidse Geol. Mede.*, v. 26, pp. 255-264.
- SITTER, L.U. de & BOSCHMA, D. (1966).— “Explanation geological map of the Paleozoic of the Southern Cantabrian Mountains,” 1 mapa, E. 1:50.000”. *Leidse Geol. Med.*, 39, pp. 55-128.
- SJERP, N. (1967).— “The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain)”. *Leidse Geol. Med.*, 39, pp. 55-128. Leiden.
- STICKEL, R. (1929).— “Observaciones de morfología glaciaria en el NO de España”. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* v. XXIX, pp. 297-313.
- TERMIER P. (1918).— “Contributions a la connaissance de la tectonique des Asturies: plis hercyniens et plis pyreneens, charriages antestephaniens et charriages post-nummulitiques”. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 166, pp. 793-799.
- TRUYOLS, J. & JULIVERT, M. (1976).— “La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero”. *Trabajos de Geol., Universidad de Oviedo*, núm. 8, pp. 5-30, 2 figs., Oviedo.
- TRUYOLS, J. & MARCOS, A. (1978).— “La cartografía geológica de Asturias desde Guillermo Schulz a nuestros días”. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, núm. 10, pp. 5-18.
- TRUYOLS, J.; LOBATO, L. y otros (in litt.).— “Memoria y Hoja Geológica núm. 104 (Boñar). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda serie).” *IGME*. Madrid.
- WAGNER, R.H. (1959).— “Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero de España NW y Portugal N”. *Estudios Geológicos*. Vol. 15, pp. 393-420.
- WAGNER, R.H. (1967).— “Apuntes sobre las floras de la zona Gamonedo-Cabrales, en la parte oriental de Asturias”. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, núm. 1, pp. 47-59.
- WAGNER, R.H.; SPINNER, E.; JONES, D.G. & WAGNER-GENTIS, C.H.T.

- (1970).— "The upper Cantabrian Rocks near Inguanzo, eastern Asturias, Spain". *Coll. Strat. Carbonifere. Liege*, V. 55, pp. 465.
- WAGNER, R.H.; WINKLER PRINS, C.F. & RIDING, R.E. (1971).— "Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern Leon, Spain, —The Carboniferous of Northwest Spain—". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, núm. 4, pp. 603-663.
- WINKLER PRINS, C.F. (1968).— "Carboniferous Productina and Chonetina of the Cantabrian Mountains (NW Spain). Systematics, stratigraphy and palaeogeology". *Leidse Geol. Med.* 43, pp. 41-126.
- ZAMARREÑO, I. y JULIVERT, M. (1967).— "Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas". *Oviedo Univ. Trabajos de Geología*, núm. 1, p. 135-163.
- ZAMARREÑO, I. (1972).— "Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW España) y sus distribución paleogeográfica". *Trabajos de Geología, Univ. Oviedo*, T. 5, pp. 1-118.
- ZAMARREÑO, I. (1975).— "Peritidal Origin of Cambrian Carbonates in Northwest Spain". In *Tidal Deposits*, R.N. GINSBURG (Edit), pp. 289-297 Springer Verlag.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA