

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

**CARREÑA-
CABRALES**

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas, dentro del programa MAGNA, por ENADIMSA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores en su realización.

Cartografía: Dominio de Picos de Europa: E. Martínez García y J. Marquinez (Dpto. Geotectónica de la Universidad de Oviedo).

Dominio de la Liébana: D. Navarro (Enadimsa), N. Heredia (Enadimsa) y L.R. Rodríguez Fernández (IGME).

Pérmico y Mesozoico de la Hermida: basado en R. Burkhardt y adaptado por E. Martínez García.

Memoria: E. Martínez García y L.R. Rodríguez Fernández (Dominio de la Liébana).

Paleontología: Foraminíferos Carboníferos: A.C. Van Ginkel (Geologisch en Mineralogisch, Instituut Univ. Leiden), C. Martínez Díaz (Enadimsa), L. Granados (Enadimsa) y A. García Cortés (IGME). Foraminíferos Mesozoicos: J. Ramírez del Pozo (C.G.S.). Braquiópodos: M.L. Martínez Chacón (Dpto. Paleontología, Univ. Oviedo). C.F. Winkler Prins (Museo de Geología y Mineralogía, Leiden). Ostrácodos: L. Sánchez de Posada (Dpto. Paleontología Univ. Oviedo). Conodontos: S. García López (Dpto. Paleontología, Univ. Oviedo). Polen: K. Dorning (Dpto. Geología Univ. Sheffield). Icnos: A. Marcos (Dpto. Geotectónica, Univ. Oviedo).

Petrología sedimentaria: I. Valladares y J. Carballeira (Dpto. Estratigrafía, Univ. Salamanca).

Dirección y supervisión IGME: 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 - 43526 - 1984

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de CARREÑA-CABRALES se sitúa en el extremo oriental del Macizo paleozoico asturiano, donde éste se hunde bajo la cobertera mesozoico-terciaria de Santander. Abarca parte de las provincias de Oviedo, León y Santander y en ella se encuentra el Pico Tesorero (2.570 m) en el cual confluyen las tres provincias. Incluye las mayores alturas de la región, que constituyen los Picos de Europa, cuyos Macizos Oriental y Central se encuentran dentro de la misma, con vértices como el Torre de Cerredo (2.648 m), Llambrión (2.617 m), Peña Vieja (2.613 m), Pico de Santa Ana (2.602 m), Tiro Navarro (2.604 m), Naranjo de Bulnes (2.519 m), Silla de Caballo (2.441 m), etc. etc. Está surcada en su parte occidental por el río Duje, que separa los Macizos Central y Oriental en su trayecto N-S, desde los Puertos de Aliva hasta Tielve, a partir de donde cambia su curso a la dirección E-O hasta unirse con el Cares en Poncebos. El río Cares penetra por el O hacia la mitad de la Hoja y en Poncebos, después de unirse con el Duje, toma rumbo N hasta llegar a Arenas de Cabrales; aquí recibe las aguas del río Casaño por el O y toma rumbo E, por un estrecho desfiladero, hasta llegar a la localidad de Panes, donde vierte sus aguas al río Deva. Este último es el otro río

importante de la Hoja de Carreña, en la que penetra por la esquina SE cerca de la localidad de Tama después de bordear los Picos de Europa, a cuyos pies nace (Fuente De) muy cerca de la cabecera del río Duje. El río Deva atraviesa la terminación oriental de los Picos de Europa por la estrecha garganta de la Hermida y en Panes recibe las aguas del Cares, saliendo de la Hoja por la esquina NE. Estos dos ríos labran los pasos más utilizados para el acceso a los Picos de Europa y al valle de Liébana.

Desde el punto de vista estructural y paleogeográfico, se pueden distinguir dos dominios claramente diferentes, que ya se intuyen por coincidir con las denominaciones geográficas. El situado al N, donde predominan los sedimentos carbonatados en el Carbonífero y que llamamos Dominio de Picos de Europa y el situado al S, con un Carbonífero siliciclástico, donde predominan lutitas y areniscas en gran parte de origen turbidítico y que llamaremos Dominio de Liébana. Este último sólo está representado escasamente en la parte S de la Hoja.

Con respecto a la cartografía existente, nos podemos referir al Esquema Geológico 1:100.000 de MARTINEZ ALVAREZ (1965) y el mapa de MARCOS (1971) en lo que se refiere a la zona asturiana, y al trabajo de MAAS (1974), a escala 1:50.000, que abarca la parte S de la Hoja. Por otra parte, existe la Tesis no publicada de BURKHARDT (1976) que se refiere a los materiales pérmicos y mesozoicos del "Entrante de Cabuérniga".

En cuanto a la literatura geológica, han sido numerosos los autores que se han referido a la región de Picos de Europa y Liébana después de SCHULZ (1830) y BARROIS (1882), entre los que podemos citar a CALDERON (1900), CARBALLO (1911), TERMIER (1918), MENGAUD (1920), LOPEZ AGOS (1921), CUETO RUIDIAZ (1926), ROYO Y GOMEZ (1927), KARREMBERG (1934), HERNANDEZ PACHECO (1935, 1936), CIRY (1939), DELEPINE (1943), HERNANDEZ PACHECO (1944), LLOPIS (1958), TOSAL (1968), MARTINEZ GARCIA Y WAGNER (1971), VAN GINKEL (1971), etc. etc.

Con respecto a la tectónica, la evolución histórica es de gran interés, puesto que el curso de 60 años se ha debatido mucho sobre la aloctonía o no del Macizo de los Picos de Europa. En 1912 BERTRAND y MENGAUD publican una nota en que atribuyen un origen alóctono a la gran masa de caliza de Los Picos de Europa, basándose en la existencia de la "Ventana Tectónica de Lebeña", en que aflorarían margas negras del Cretácico por debajo de las calizas carboníferas. Sin embargo, se trataba de materiales asimismo carboníferos, como después se ha reconocido por MAAS (1974) y como ya suponía CUETO y RUIDIAZ (1926) al criticar la existencia de la aloctonía y suponer que solamente se trataba de cabalgamientos de poca

importancia. Posteriormente, HERNANDEZ PACHECO, E. y F. (1936) describen la existencia de cabalgamientos más al N, en la zona de Ribadesella. MENGAUD (1932) admite finalmente que la aloctonía de Los Picos de Europa no es cierta. Por último, MAAS (1974) efectúa un estudio estratigráfico y estructural de la parte S de Los Picos de Europa y de toda la Liébana, llegando a la conclusión de que los primeros forman parte de una región de mantos de corrimiento superpuestos, y alóctonos en conjunto con respecto a la región de Liébana.

Sobre la morfología de Los Picos de Europa han publicado observaciones diversos autores, entre los que se encuentran OBERMAIER (1914), CUETO RUIDIAZ (1926), STICKEL (1929), NUSSBAUM (1952), BIROT y SOLE (1954), LLOPIS (1958), etc. etc.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 PALEOZOICO

2.1.1 Paleozoico anterior al Pérmico

Dos secuencias diferentes de materiales paleozoicos afloran en la Hoja de Carreña-Cabrales. En el dominio de los Picos de Europa afloran el Cámbrico y Ordovícico, registrándose una importante laguna sedimentaria que determina la ausencia del Silúrico y Devónico y de parte del Ordovícico, como veremos más adelante. Este hecho es común a algunas de las unidades más orientales de la Zona Cantábrica (Picos de Europa, Manto del Ponga, Cuenca Carbonífera Central). El Carbonífero constituye una potente secuencia carbonatada desde el Viseense hasta el Westfaliense terminal. En el Estefaniense se registra la aparición de sedimentos sinorogénicos (Turbiditas, "debris-flow", etc.).

En el dominio de la Liébana existe una sucesión Devónica completa (aunque no aflora en esta Hoja) y los materiales Carboníferos son predominantemente siliciclásticos y con características sinorogénicas desde el Namuriense.

Desde el punto de vista morfológico son también ambos dominios netamente diferentes, pues mientras el primero forma una gran mole calcárea, con elevaciones de hasta 2.648 m, el segundo ocupa un área deprimida, rodeada de elevaciones por todas partes.

2.1.1.1 *Dominio de Picos de Europa*

En sentido estricto, dentro de lo que hemos denominado Dominio de Picos de Europa, se pueden diferenciar asimismo subdominios, tanto desde el punto de vista estratigráfico como tectónico, ya que en la zona situada al Norte de Sotres, o sea, aproximadamente en la mitad superior de la Hoja, existen unas potentes cuarcitas de edad ordovícica ("cuarcita armoricana"), mientras que al Sur de este punto, la caliza "griotte" del Viseense reposa directamente sobre las areniscas glauconíticas de la Formación Oville. Sin embargo, por ser esto un efecto probablemente de la erosión producida durante el levantamiento bretónico, y no tener relación con cambios en la cuenca de sedimentación, preferimos no establecer más subdivisiones y referirnos a sus efectos al tratar de la tectónica de la zona.

2.1.1.1.1 Calizas y dolomías, Formación "Láncara". Cámbrico inf.-medio

Estos materiales son calizas y dolomías ya denominadas desde antiguo Formación Láncara (COMTE 1937). Las dolomías constituyen la parte inferior de la formación y solamente aparecen en el afloramiento de Sotres, a un lado y otro del río Duje, junto a los invernales de Cabao. Su espesor aquí es de unos 100 m, pero sin estar completas por constituir la base de un cabalgamiento. Se trata de dolomías color crema y grano fino, en capas de 15-30 cm con intercalaciones de calcoesquistos verdosos y pardos.

Sobre ellos (en el caso del afloramiento de Sotres, aparecen debajo por hallarse la serie invertida) se encuentran las calizas grises características de la formación (Calizas grises de León de LOTZE, 1961). Estas calizas están bastante recristalizadas, pero aún se reconocen en ellas estructuras de algas. Presentan un aspecto más masivo, con superficies de estratificación marcadas, carácter esparítico y abundancia de glauconita, sobre todo en la parte superior. Su espesor es de unos 30 m. Por último, la parte superior está constituida por las calizas rojas de facies "griotte", también con glauconita y sólo de unos 4 m de espesor.

De acuerdo con las faunas de trilobites aparecidos en zonas próximas (SDZUY 1967), su edad es Cámbrico Inferior-Medio.

En el afloramiento situado al N de Carreña, sólo aparece la parte superior del tramo de calizas grises y la "griotte", aunque bastante cubierta.

2.1.1.1.2 Pizarras y areniscas. Formación "Oville" (CA₂-O₁)

Por encima de las calizas "griotte" de Láncara se encuentra una sucesión de pizarras verdes con intercalaciones de areniscas amarillentas, de unos 10 m de espesor que solamente es visible en el corte de Sotres. Estas pizarras, con restos de trilobites no determinables, constituyen la base de la formación denominada "pizarras y areniscas de Oville" por COMTE (1937). A ellos se superponen 230 m de areniscas ocráceas con glauconita, en bancos de 10-20 cm, con intercalaciones arcillosas de variable importancia y que disminuyen al aproximarnos a la parte superior. Al N de Carreña, esta serie sólo aflora esporádicamente. Su edad por comparación con las faunas obtenidas en la base de la formación en zonas vecinas es Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior.

2.1.1.1.3.— Cuarцитas. Formación "Barrios". Ordovícico inferior

Como ya hemos indicado, solamente se encuentra representado en la región situada al Norte de Sotres, habiendo sido erosionado probablemente en toda la zona S del Dominio de Picos de Europa.

Los materiales son cuarcitas, en su mayor parte ortocuarцитas de color claro o blanco amarillento, que fueron denominados por COMTE (1959) "Cuarцитas de Barrios". Su espesor en la Hoja de Carreña puede sobrepasar los 700 m, tratándose de una sucesión monótona de cuarcitas con intercalaciones esporádicas de pizarras de color verdoso de uno a pocos metros de espesor. Son frecuentes las estratificaciones cruzadas y pistas de organismos. En la zona de Llanes, situada al N de la Sierra del Cuera, MARTINEZ GARCIA (*in litt*) cita la existencia de *Cruziana* de posible edad Tremadoc cerca de la parte superior de la cuarcita armoricana, lo cual podría indicar que sólo existiera un pequeño espesor de edad Arenig.

Las cuarcitas ordovícicas forman dos bandas en la Hoja de Carreña. La situada en el borde N de la misma constituye la vertiente S de la Sierra del Cuera y la situada al S de Arenas de Cabrales se termina bruscamente al E del desfiladero de la Hermida.

2.1.1.1.4 Areniscas y microconglomerados. Formación "Ermita". Devónico superior

Sobre la cuarcita de facies armoricana se encuentran en todas las ocasiones unos microconglomerados y areniscas feldespáticas que por su parecido

con las primeras pueden pasar totalmente desapercibidas. Su espesor total no suele sobrepasar los 50 m, aunque en la zona situada al S de Sotres, por aparecer formando la base de algunos cabalgamientos (p. ej. los situados al N de Pico Tesorero), no se puede apreciar si ha sido cortada en parte.

En la zona N de la Hoja, al pie de la Sierra de Cuera, cerca de Carreña, estos microconglomerados presentan glauconita y algo de feldespato. La edad de estas areniscas y microconglomerados ya denominados "Areniscas de Cué" por BARROIS (1882), se pueden establecer por comparación con los que aparecen con idéntica posición y facies en la Hoja de Llanes (MARTINEZ GARCIA *in litt*), cerca de La Franca que fueron datados por RADIG (1966) como frasnenses y con las areniscas de la Ermita (COMTE 1959) de edad Fameniense.

2.1.1.1.5 Caliza de Las Portillas. Fameniense-Tournaisiense

Sobre las areniscas y microconglomerados de Cué, se encuentran en la parte Sur del Dominio de Picos de Europa, unas calizas bioclásticas, gris claro a rosadas y con numerosos restos de crinoides. La edad de estas calizas ya había sido establecida por MAAS (1974), como Fameniense mediante conodontos. El espesor total de las mismas no sobrepasa los 60 m y se observan en los cabalgamientos de Pico Tesorero y de las Portillas, siendo este último el que pone en contacto el Dominio de Picos de Europa con el Dominio de Liébana. Por ello hemos denominado Caliza de las Portillas a esta formación.

Es posible que la Caliza de las Portillas, sea equivalente a la Formación Baleas de WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) del N de León y Caliza de Candamo de PELLO (1972), ya que éstas han sido determinadas como del Fameniense al Tournaisiense superior, coincidiendo las características litológicas y posición de las mismas.

2.1.1.1.6 Pizarras y liditas. Formación "Vegamián". Tournaisiense

Solamente en la banda cuarcítica que cruza el desfiladero de la Hermida hemos observado la presencia de las pizarras y liditas negras que caracterizan a la Formación Vegamián o "Pizarras de Vegamián" (COMTE 1959). Se trata de unos 10-12 m, de pizarras negras satinadas con capas de liditas negras de unos 10 cm de espesor. Presentan un fuerte replegamiento debido a su carácter incompetente, pero la dirección de los ejes de los pliegues es paralela a la de las estructuras.

MARCOS (1967) encontró en las pizarras de Vegamián cerca de Covadonga, en la misma banda cuarcítica, conodontos de edad Tournaisiense, por lo que aquí seguimos este criterio.

2.1.1.1.7 Calizas y margas. Formación "Genicera" o "Alba". Viseense inferior-Namuriense inferior

La sedimentación calcárea del Carbonífero comienza por el característico nivel de la caliza "griotte" omnipresente en Asturias. En el Dominio de Picos de Europa, esta formación tiene un espesor de unos 30-50 m. Está constituido por un tramo basal de calizas rojas nodulosas en bancos de unos 20 cm separados por niveles arcillosos, con radiolaritas rojas en la base o intercaladas (de unos cm a 1-2 m), y un tramo superior de calizas tableadas de grano fino y color rosado y grisáceo, pasando después a calizas tableadas con sílex y por último apareciendo la formación superior o "Caliza de Montaña".

En la base del cabalgamiento situado en la ladera E de las Vegas de Sotres se observa un espesor total de esta formación de 29 m, pero hay que tener en cuenta que ha sido en parte cortada por el cabalgamiento. Los 15 m inferiores están constituidos por caliza nodulosa, luego se superponen 12 m de calizas rosadas y gris claras de grano fino y casi 1 m de caliza gris oscura nodulosa. Por último hay 1,5 m de calizas negras bandeadas con sílex y abundantes foraminíferos de edad Serpujoviense.

Solamente en la base del cabalgamiento que pone en contacto el Dominio de Picos de Europa con el de Liébana se observan diferencias con respecto a la caliza "griotte", ya que en este caso no aparece el color rojo característico, siendo las calizas nodulosas de un color blanco muy acusado y faltando las radiolaritas. MAAS (1974) ha datado este tramo sin embargo como edad Viseense. Quizás represente un tránsito a la facies presente en el Dominio de Liébana que nunca muestra los colores rojos característicos del Dominio de Picos de Europa.

Esta formación ha sido denominada "Calizas nodulosas de Alba" por COMTE (1959). Debido a la mencionada diferencia de coloración entre los dos Dominios, MAAS (1974) distingue la "formación Alba" en los Picos de Europa y la "formación Villabellaco" en la Liébana. Por otra parte WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) proponen cambiar el estratotipo y establecerlo en Genicera (León) rebatiendo así a esta formación. Su edad ha sido determinada por estos autores como del Viseense Inferior al Namuriense Inferior.

2.1.1.1.8 "Caliza de Montaña". Namuriense A-Westfaliense A inferior

Por encima de las calizas "griotte" del Carbonífero aparece una potente sucesión de calizas que no había sido objeto de subdivisión, hasta época reciente, por MAAS (1974), el cual estableció la existencia de dos formaciones: la inferior o Caliza de Montaña y la superior o Formación Picos de Europa, diferenciables por la existencia de un bandeado en gran escala en la parte inferior de la segunda. MARTINEZ GARCIA (*in litt*) ya había aceptado tal subdivisión en la región de Llanes por ser adecuada a la estratigrafía de aquella zona.

La secuencia que se encuentra entre las calizas "griotte" (del Viseense y Namuriense inferior) hasta las calizas bandeadas de la Formación Picos de Europa, corresponde en edad y litología más o menos con la formación Escapa de BROUWER & VAN GINKEL (1964) posteriormente subdividida en dos por WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971): Formación Barcaliente, que sería la parte inferior, y Formación Valdeteja la superior. En el N de León es posible datar la parte superior de la formación como de edad Bashkiriense, Namuriense C e incluso llegando al Westfaliense A, ya que su techo es diacrónico.

Las dataciones efectuadas por nosotros, han dado como resultado que la parte basal de la "Caliza de Montaña" es de edad Serpujoviense (Namuriense A) y la parte superior Bashkiriense superior (parte inferior de la subzona A de la zona de Profusulinella de VAN GINKEL, Westfaliense A Inferior).

En las Vegas de Sotres, VAN GINKEL ha determinado la existencia de *Endothyra* cf. *E. ex. gr. bowmanni* y *Millerella* cf. *breviscula* del Sepujoviense o Bashkiriense inferior, en calizas grises situadas en la base de la Formación "Caliza de Montaña".

En la parte superior de la Formación "Caliza de Montaña" aparecen *Millerella* sp., *Parastaffella* sp., *Endothyra* sp., *Pseudostaffella antiqua* var. *grandis*, *Profusulinella* ex. gr. *parra*, *Ozawainella* sp., del Bashkiriense Medio-Superior.

En el Dominio de Picos de Europa, se pueden distinguir las divisiones efectuadas por WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) o sea, la Formación Barcaliente y la Formación Valdeteja. La Formación Barcaliente constituye los 300-350 m inferiores de la "Caliza de Montaña". Se caracteriza por un color negro y brillo céreo, grano muy fino, olor fétido y característico bandeado milimétrico y continuo que se marca por diferencias de coloración. En la parte superior suele presentar brechas constituidas en su mayor parte por fragmentos de la propia caliza (p. ej. en la subida a Peña

Vieja y en la parte superior de esta cima, en el Cdo. de la Aurora, etc.). La parte superior de la Caliza de Montaña se puede asimilar a la formación Valdeteja, más masiva, de color gris, grano más grueso que la anterior y con mayor contenido fosilífero. Su espesor es variable, pero puede llegar a 200-300 m. La separación de las dos formaciones ha sido imposible en la confección de la Hoja, sobre todo debido al hecho de que existen facies semejantes a Valdeteja e incluso a Barcaliente en la Formación Picos de Europa.

2.1.1.1.9 Calizas. Formación "Picos de Europa". Westfaliense B-Cantabriense

Sobre la Caliza de Montaña se encuentra otro conjunto carbonatado cuyo espesor total puede alcanzar los 800 m. Se diferencia del anterior principalmente por la facies de las calizas que lo constituyen y asimismo, en algunas ocasiones, por la presencia de gruesos niveles separados por calizas margosas o lutitas en la base, que en conjunto superan los 100 m. Según MAAS (1974), la base de la Caliza de Picos de Europa, es diacrónica, ya que en ella se han encontrado fusulínidos cuya edad varía desde el Westfaliense B al C. En la parte superior de la formación se han encontrado fusulínidos del Kasimoviense, lo que indica que la sedimentación continuó sin interrupción hasta el Cantabriense.

La parte inferior de la Formación Picos de Europa se caracteriza por las calizas de grano fino y color blanco intenso en fractura. Excepcionalmente, en la parte basal bandeada, se encuentran capas decimétricas de grano fino, color negro y bandeado milimétrico iguales a las calizas de Barcaliente existentes en la Caliza de Montaña. Esta facies blanca puede ocupar casi la mitad inferior de la formación, pasando hacia la parte superior a calizas grises y rosadas, de aspecto brechoide, con abundante fauna y con la particularidad de presentar varios niveles que se acuñan lateralmente y que pueden llegar a los 30 m de espesor, de calizas rojas brechoides que se parecen a la caliza "griotte". La diferencia fundamental estriba en el gran desarrollo de organismos coralinos, algas, etc., así como la frecuente presencia de fusulínidos. El mayor desarrollo de estas capas rojas se encuentra en el Macizo Oriental, donde constituyen alturas tan representativas como la Silla del Caballo, Pico Grajal, etc. etc. También se observan estos niveles brechoides en numerosos otros puntos de la Hoja, como p. ej. al N de Poo de Cabrales, entre Sotres y Tresviso, al S de Merodio bajo la discordancia del Permotriásico, en el desfiladero de la Hermida entre Lebeña y Castro Cillorigo, en la cara O del Naranjo de Bulnes, y en numerosos otros puntos del Macizo Central. En el

Macizo Oriental el espesor de los materiales brechoides sobrepasan los 400 m, existiendo por lo menos cuatro niveles rojos superpuestos.

En la parte basal de la Formación Picos de Europa, en la Formación Picos de Europa, en la zona cercana a Panes, se ha determinado por VAN GINKEL la existencia de *Millerella (Eostaffella)*, *Ozawainella cf. angulata*, *Endothyra* sp., etc., del Bashkiriense-Moscoviense Inferior.

En la zona de la Hermida aparecen: *Profusulinella sp. parva*, *Paraeofusulina* sp., *Schubertella* sp., *Parastaffella* sp., de edad Kashiriense, asimismo se determinaron: *Fusulinella* sp., *Beedeina* sp., *Parastaffella* sp., *Ozawainella* sp., *Fusiella* sp., del Kashiriense-Podolskiense.

Profusulinella cf. librovitchi, *Fusulina* ex. gr. *panconensis*, *Fusiella* sp., Podolskiense superior o Myachkoviense.

Pseudostaffella cuboides, *Fusiella cf. lancetiformis*, *Beedeina* sp., *Fusulina* ex. gr. *panconensis* cf., *Fusulina bella semikhatova*, el Myachkoviense-Kasimoviense.

Protriticites sp., *Fusulina* sp., *Ozawainella* ex. gr. *angulata* del Kasimoviense.

2.1.1.1.10 Calizas, areniscas y lutitas. Estefaniense.

Sobre la Formación Picos de Europa se encuentra un conjunto heterogéneo de rocas carbonatadas, detríticas y lutíticas que pueden alcanzar grandes espesores y que en parte presenta caracteres de turbiditas. MARTINEZ GARCIA & WAGNER (1971) describieron en Arenas de Cabrales y Oceño la existencia de floras estefanienses. VAN GINKEL (1971) describe la existencia de calizas del Kasimoviense en Arenas de Cabrales y Panes, MAAS (1974) cita la existencia de materiales kasimovienses en la zona S de la Hoja, a los que engloba bajo la denominación de Formación Lebeña. Resumiendo los conocimientos actuales podemos admitir la existencia de las siguientes formaciones: Calizas de Puentellés, Formación Cavandí y Formación Lebeña, todas ellas de edad Kasimoviense.

2.1.1.1.10.1 Calizas y margas. Formación "Puentellés".

Al N de la Región de Picos de Europa se encuentra una sucesión de calizas y calizas margosas, generalmente de grano fino y color oscuro que alcanzan un espesor de 500 m en la zona de Puentellés, junto al río Deva, donde se une al río Cares. El mejor corte de la Formación se encuentra a lo

largo del río Deva y siguiendo la carretera que desde Puentellés lleva a Bores y Robriguero. Por esta razón, la denominamos Formación Puentellés. En esta zona la sucesión calcárea descansa sobre las calizas de la parte media de la Formación Picos de Europa, según se desprende de sus facies y de los fusulínidos que se encuentran junto al río Deva que indican edades Kashiriense-Podolskiense (*Fusulinella* sp., *Parastaffella* sp., *Profusulinella* cf. *librovitchi*, *Fusiella* sp.). Entre ambas formaciones se intercalan unos metros de areniscas y lutitas, como se observa en la pista de Robriguero a Argayón.

Muestras procedentes de la Formación Puentellés fueron estudiadas por VAN GINKEL (1971, loc. A-2), quien determinó en ellas la existencia de *Triticites (Triticites) ohioensis benshi*, del Kasimoviense superior. Nuevos estudios han proporcionado *Triticites* sp., *Anthracoporella* sp., *Archaelithophyllum* sp.

Los nuevos elementos de correlación existentes han permitido correlacionar la Formación Puentellés con el Estefaniense B o C, (MARTINEZ-GARCIA & WAGNER *in litt*), por lo que sería el primer caso de depósitos marinos de esta edad descrito en la Cordillera Cantábrica.

La Formación Puentellés sólo ha sido detectada en la zona N de los Picos de Europa y parece adelgazar notablemente hacia el O, ya que en Arenas de Cabrales sólo alcanzan unos metros de espesor. En esta localidad, VAN GINKEL (1971) describe la existencia de *Triticites (Montiparus) Fischeri* sp. nov., también perteneciente a la zona de *Triticites acutus irregularis* al igual que los fusulínidos de Puentellés. En esta localidad sin embargo, las areniscas basales adquieren un gran desarrollo y en ellos se encuentra la flora del Estefaniense B probablemente descrita por MARTINEZ-GARCIA & WAGNER (1971). En esta publicación citan asimismo dichos autores la presencia en Oceño, localidad situada entre Puentellés y Arenas de Cabrales, de una flora también posiblemente del Estefaniense B con *Callipteridium zeilleri*. VAN GINKEL ha determinado en Oceño la existencia de *Triticites ohioensis benshi* asimismo. La sucesión de Oceño se encuentra también discordante sobre la Formación Picos de Europa y muestra un desarrollo mucho menor de calizas y mayor cantidad de areniscas, lutitas y conglomerados calcáreos.

2.1.1.1.10.2 Lutitas, areniscas y calizas. Formación "Cavandi".

Sobre las calizas de Puentellés se encuentra una secuencia principalmente constituida por lutitas y areniscas con intercalaciones carbonatadas que ha sido denominada Formación Cavandi por MARTINEZ GARCIA &

WAGNER (*in litt*), quienes describieron la serie tipo a lo largo de la carretera de Cavandi, cerca de Panes, con un total de 225 m. Esta formación presenta características turbidíticas y en ella se encuentran intercalaciones calcáreas de avenidas de derrubios, algunos de hasta 25 m de espesor. Dichos autores la consideran como el equivalente marino de las cuencas carboníferas post-astúricas de la Cordillera Cantábrica. La Formación Cavandi sólo queda bien delimitada en la parte Norte de la Hoja allí donde se separa bien la Formación Puentellés. Más hacia el S, cuando ésta no está tan bien representada, consideramos los afloramientos de naturaleza lutítico-areniscosa que se encuentra sobre la Formación Picos de Europa como pertenecientes a la Formación Lebeña.

La edad de la Formación Cavandi debe ser Estefaniense superior o más alto.

2.1.1.10.3 Conglomerados, areniscas y lutitas. Formación "Lebeña"

MAAS (1974) definió la Formación Lebeña en la zona Sur de los Picos de Europa como una secuencia constituida por conglomerados y brechas calcáreas, areniscas y lutitas con características mixtas litorales y turbidíticas. Los conglomerados calcáreos llegan a ser tan importantes que definió el Miembro Conglomerático de San Carlos dentro de la misma. Por los fusulínidos encontrados en los cantos dedujo una edad mínima Kasimoviense para la Formación Lebeña.

Los cantos de los conglomerados existentes en la Formación Lebeña, nos han suministrado fusulínidos entre los que VAN GINKEL ha determinado la existencia de *Protriticites* sp., lo que indica la base del Kasimoviense. Por tanto, lo más probable es que la edad de la formación sea Kasimoviense superior y asimilable a las Formaciones Puentellés y Cavandi. En efecto, en la zona de Andara se observa que dicha formación descansa por medio de un conglomerado sobre calizas rojizas de la Formación Picos de Europa que han proporcionado *Protriticites* sp.

MAAS (1974) distinguió asimismo en la zona de Peña Vieja, la existencia de una formación turbidítica, con intercalaciones calcáreas, en parte equivalente a la Formación Picos de Europa, a la que denominó Pizarras de Aliva (Aliva Shale). Sin embargo, en las muestras tomadas en el Collado de Cámara, VAN GINKEL ha determinado la existencia de *Protriticites* sp., que indican un Myachkoviense superior o Kasimoviense inferior, en cantos de avenidas de derrubios, lo que indica una edad probablemente contemporánea de la Formación Lebeña. Por otra parte, la posición estratigráfica de las

Pizarras de Aliva, sus características sedimentológicas y su continuidad cartográfica, nos inducen a pensar que la Formación Aliva es equivalente a la Formación Lebeña.

En la zona de Andara la Dra. MARTINEZ CHACON ha determinado los siguientes braquiópodos: *Schizophoria* sp., *Paramesolubus* cf. *ivanovae* sp., *Karavankina* sp., *Incisius incisus*, *Stenocisma* sp., *Coledium* sp., *Brachythyris* sp., *Neospirifer* sp., *Crurithyris* sp.

2.1.1.2 Dominio de la Liébana

Corresponde al sector N de la denominada Región del Pisuegra-Carrión por JULIVERT 1971.

Una serie de peculiaridades caracterizan este dominio y lo diferencian del de los "Picos de Europa" y de toda la Zona Cantábrica; la presencia de sedimentos carboníferos de carácter sinorogénicos y la existencia de diversas discordancias de interpretación controvertida.

El sector de este dominio, incluido en la Hoja de Carreña-Cabrales, se caracteriza por la existencia únicamente de afloramientos de materiales carboníferos, si exceptuamos un minúsculo afloramiento de calizas nodulosas de la formación Vidrieros al S de Lon.

Los materiales carboníferos, predominantemente siliciclásticos, presentan características inequívocas de un origen submarino en una zona de alta inestabilidad. Efectivamente la presencia de "Slumps", olistolitos y series caóticas, originadas por un transporte en masa, así lo atestiguan.

Más al S. en la Hoja de POTES (IGME, in litt), se han diferenciado una serie de unidades sedimentarias, a los que se ha asignado informalmente la categoría de "Grupo", separados en muchas ocasiones por discordancias y/o conglomerados de continuidad lateral limitada (ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ 1983).

En la Hoja de Carreña-Cabrales, la carencia de niveles litológicos de referencia claros, unido a la escasez de datos cronoestratigráficos, impiden una diferenciación cartográfica precisa, siguiendo criterios semejantes.

Se ha optado por considerar el sector más al S. de la Hoja como perteneciente al "Grupo" Potes de la Hoja homónima, diferenciando algunos litosomas específicos (calizas de Lon y Pendes, conglomerados mixtos). No se puede descartar que el horizonte de conglomerados mixtos que aflora en el área de Viñón sea equivalente al nivel de Viorna-Pasaguero (ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ, op. cit.), aunque su escasa continuidad lateral, el hecho de aflorar normalmente invertido y el no observarse discor-

dancia alguna en su base hace difícil su utilización como un límite cartográfico entre "Grupos" litoestratigráficos.

El sector de la Hoja, situado al N del paralelo de Tama hasta el cabalgamiento basal de los Picos de Europa, presenta caracteres litológicos un poco distintos del sector anteriormente considerado, especialmente por la presencia de varios niveles de "debris flow" con olistolitos calcáreos y horizontes de conglomerados de clastos silíceos.

La presencia de faunas Myachkovienses en uno de los olistolitos situados en las cercanías de Pendes, permite suponer para estos materiales una edad notablemente más joven que la considerada para los materiales situados más al S.

Estos hechos, unidos a la existencia de un potente nivel de areniscas utilizables parcialmente como referencia, así como a la polaridad constantemente normal de estos materiales, en contraposición con la polaridad predominantemente invertida de los situados más al S, ha permitido diferenciar una serie superior ("Serie de Bedoya") del Grupo Potes.

El límite es, no obstante, discutible por lo que se ha optado por utilizar en el mapa geológico un color base común para todos los sedimentos siliciclásticos del Dominio de la Liébana y una "trama" litológica para diferenciar la "Serie de Bedoya".

No se ha representado esta diferenciación al O. de la falla de dirección NO-SE que pasa al S de Tama (denominada por MAAS en 1974, falla de "San Carlos"), ante la ausencia de datos suficientes aunque no se puede descartar esta eventualidad.

2.1.1.2.1 Lutitas, grauwackas, conglomerados y olistolitos calcáreos. "Grupo Potes". Baskhiriense-Moscoviense

Está constituido por un conjunto de materiales siliciclásticos predominantemente de grano fino (lutitas) alternando con areniscas (y/o grauwackas) localmente predominantes.

Las condiciones de afloramiento con carencia de una base y un techo claro y la complicada estructuración interna de estos materiales, no permite deducir su potencia aunque debe ser de varios cientos (quizá miles) de metros.

En el sector de Argüebanes se ha podido estudiar una serie que presenta características turbidíticas típicas (probablemente de lóbulo de abanico submarino). Está constituida por una alternancia rítmica con secuencias Tb-e y Tb-c predominantes con algunas estructuras de corriente en los muros, espe-

cialmente "grooves" y "flutes" que permiten deducir un sentido de la corriente aproximado hacia el N-NE. Estas características se observan también en otros afloramientos de borde S. (subida al vértice Nogalón o a Rases).

En áreas situadas más al Oeste (sector de Lon), por el contrario, son notables las presencias de "Slumps" y grandes olistolitos tabulares de calizas tableadas de facies "Barcaliente" e incluso materiales devónicos que se describirán posteriormente.

Es difícil establecer una relación geométrica clara entre las facies de lóbulos turbidíticos, descritos anteriormente, y éstas de borde de talud. La estructura general del área, con pliegues asimétricos de flanco largo invertido, y pequeños cabalgamientos vergentes al S. parecen indicar la presencia de un gran flanco invertido en todo el extremo S. de la Hoja, pero no permiten deducir claramente la relación geométrica entre ambos grupos de facies.

En el conjunto del "Grupo Potes" se diferencian algunos litosomas que describimos seguidamente:

— **Calizas nodulosas**, a veces rojas. Afloran en la cabecera del río Seco (NO de Tanarrio) o ligados a las calizas tableadas de la zona de Lon. MAAS (op. cit.) asigna una edad Fameniense a estas calizas por la aparición de conodontos de la zona de *Costatus*.

— **Calizas negras tableadas ("Calizas de Lon")**.— Calizas micríticas, laminadas, con facies muy similar a las de la formación Barcaliente. Aparecen en posición invertida como olistolitos planares en los materiales carboníferos, a veces ligadas a calizas nodulosas del Fameniense.

— **Conglomerados polimícticos**.— Afloran al S de Viñón. Están constituidos por clastos predominantemente calizos, bien redondeados y de pequeño tamaño (1 cm) y otros cuarcíticos de mayores dimensiones (5-6 cm) y matiz arenosa. La carencia de estructuras sedimentarias y la abundancia de matriz permite deducir un origen en corrientes submarinas de alta densidad para estos conglomerados.

Ya se ha discutido anteriormente su posición geométrica y posibles correlaciones por lo que no se insistirá más en este punto.

2.1.1.2.2 Lutitas, grauvackas, olistolitos y conglomerados cuarcíticos. "Serie de Bedoya". Myachkoviense superior-Kasimoriense

Ya se ha discutido anteriormente algunas de las características de este conjunto litológico, que permiten deducir unas condiciones sinorogénicas, de alta inestabilidad tectónica y la presencia de un borde activo próximo, para su origen.

La "serie de Bedoya" aflora en el Valle de Bedoya y en el Sector de Pendes y Colio con un buzamiento hacia el N suave y relativamente constante y generalmente su posición estratigráfica es "normal".

Su potencia es difícil de evaluar aunque su rango es de cientos de metros.

De una forma aproximada se puede establecer una secuencia considerando como base los potentes niveles de areniscas del área de Tama.

En la parte basal de la serie predominan las lutitas con delgados niveles de areniscas y son muy abundantes los olistolitos y las brechas calcáreas que junto con la abundancia de "slumps", atestiguan el carácter turbidítico "proximal" de esta serie.

Hacia el techo aumenta el predominio de los bancos arenosos y microconglomeráticos con cemento a veces calcáreo y culmina la serie con numerosos niveles lenticulares de conglomerados de clastos silíceos con un porcentaje de matriz elevado (a veces son auténticos "pebbly mudstone") y niveles de areniscas con fragmentos de flora flotada.

Estos hechos permiten deducir un incipiente tránsito hacia facies probablemente deltaicas hacia el techo de la serie, con incorporación de elementos clásticos alóctonos a la cuenca sedimentaria.

Las características litológicas y sedimentarias de la "Serie de Bedoya" y su edad, como mínimo Myachkoviense, en base a los datos obtenidos en algunos olistolitos, permiten sugerir una identidad notoria con la formación Lebeña. No obstante, dado que ésta última se ha definido exclusivamente en el dominio de Picos de Europa y de que no están definitivamente resueltas las relaciones entre la "Serie de Bedoya" y el Grupo Potes, conservamos la diferenciación cartográfica entre ambas, lo que no es óbice para suponer un origen tectosedimentario común ligado al emplazamiento alóctono de la Unidad de los Picos de Europa.

2.1.2 Formación Sotres. Pérmico

Al SE de la Sierra de los Cuerres y al NE de Piñeres, en el límite E de la Hoja, aparecen discordantes sobre los materiales carboníferos, arcillas margosas, limolitas y areniscas de grano fino con algunas intercalaciones brechoides poco potentes. Estos materiales son de color gris verdoso y pardo, y contienen carbonatos en cantidades variables y clorita ocasional, así como frecuentes cristales de pirita, lo que indicaría condiciones reductoras de formación (BURKHARDT 1976). Sobre este tramo basal se encuentran con frecuencia conglomerados y brechas calcáreas, que también pueden estar

discordantes sobre los materiales carboníferos. Están constituidos por cantos de calizas carboníferas poco o muy rodados, embebidos en una matriz limolítica ferruginosa de color rojo intenso y en general no muy abundante. Cuando reposan directamente sobre calizas carboníferas, son brechas de cantos angulosos (al Oeste de Arangas, Collado de San Carlos, etc.), mientras que cuando están intercalados en la serie son conglomerados de cantos redondeados (Lafuente, Sotres, Pandébano, etc.). En algunos puntos se observa una carstificación anterior al depósito de estos conglomerados (BURKHARDT 1976), tratándose según este autor de una peneplanización anterior por medio de "fanglomerados". Los colores rojos indican un clima semiárido y las corrientes de fango originados durante chubascos súbitos y fuertes, darían lugar a la formación de abanicos y aplanamiento.

En diversos afloramientos de la Hoja se observa que sobre los sedimentos del tramo basal existen arcillas rojas, limolitas rojas y verdes y areniscas rojizas o parduzcas que indican condiciones continentales, a veces con yesos y evaporitas. Sin embargo las intercalaciones calizas, que llegan a ser importantes (Sotres, Pandébano, Rozagós, Asiego, etc.) muestran la existencia de invasiones marinas.

Por aparecer en la localidad de Sotres la secuencia más completa de estos materiales, la denominamos Formación Sotres. Está constituida en su base por unas decenas de metros de pizarras bituminosas oscuras (papierschiefer) a los que se superponen calizas tableadas con restos de caráceas y ostrácodos de 70 m de espesor en bancos de 1 a 3 m con intercalaciones margosas de 0,5 a 1 m de espesor. En la parte superior muestran 4 m de dolomías y a continuación siguen 40 m de margas rojas con intercalaciones areniscosas. Después hay 63 m de alternancias de margas rojas, areniscas y lentejones de conglomerados de hasta 1,5 m de espesor. Por último, el tramo superior está constituido por unos 50 m de intercalaciones de areniscas, margas y limolitas rojas y verdes con algún nivel delgado de conglomerados silíceos.

En otras localidades, la importancia de las calizas es menor que en Sotres y aumenta el espesor de los conglomerados. En conjunto se observa que el Pérmico presenta una sedimentación muy irregular, posiblemente controlada por fracturas. MARTINEZ GARCIA y TEJERINA (*in litt*) han indicado la posibilidad de que se trate de depósitos originados por la apertura de una zona de "rift" continental en el Pérmico.

Hacia el Este, se observa ya en la Hoja vecina, que la Formación Sotres se coloca por debajo de los conglomerados silíceos del Buntsandstein de la Cuenca de Cabuérniga, por lo que se puede considerar que su edad es pérmica. Por otra parte, BURKHARDT (1976) compara estos sedimentos con los

de Caravía, donde se han citado por FORSTER (1974) fusulínidos pérmicos y una flora de odontoptéridos de la misma edad.

2.2 MESOZOICO

2.2.1 Triásico

2.2.1.1 *Buntsandstein*

En la Hoja de Tudanca solamente se han diferenciado la facies *Buntsandstein* de la facies *Keuper*, por falta de fósiles y ausencia de la facies marina del *Muschelkalk*, aunque es posible que este último piso se encuentre representado en facies continental. Los sedimentos de la facies *Buntsandstein* descansan sobre los pérmicos con una ligera discordancia (*Tresviso*, *Lafuente*, etc.) o bien sobre las calizas carboníferas (*La Hermida*). En la parte basal se encuentra un conglomerado de pocos m en la zona de *La Hermida* pero que aumenta de espesor hacia el E. La mayor parte de los cantos son de cuarcitas grises y rosadas, cuarzo, unos pocos de calizas y algunos de rocas volcánicas básicas.

Sobre estos conglomerados se encuentra una serie de arcillas y limolitas de color rojo oscuro con intercalaciones de areniscas en la parte superior, más frecuentes hacia el E. En la parte más alta hay una serie de areniscas en bancos de 20-40 m separados por arcillas y limolitas micáceas de poco espesor (5-9 m).

Estas areniscas, en el límite de la Hoja y en la situación al E son de grano grueso, de color gris o amarillento y con algunas pasadas conglomeráticas de cantos de cuarzo.

En otros afloramientos de la Hoja, la facies *Buntsandstein* no se puede diferenciar tan claramente por falta del conglomerado basal y la serie intermedia arcilloso-limolítica. El límite Pérmico-*Buntsandstein* suele presentar una ligera discordancia angular y comenzar con areniscas, a veces con cantos y después limolitas y areniscas. Cerca de *Linares* y en otros puntos como al O de *la Hermida*, *Beges*, N del *Collado de Hoz*, etc., hay uno o dos horizontes de conglomerados.

La serie superior de arcillas y limolitas se puede separar en *Cicera* y *Piñeres*, con dificultad, de las arcillas y margas oscuras de facies *Keuper*.

El estudio microscópico de las láminas del corte de *Navedo* indica que la mayor proporción de calcita se encuentra en el tercio inferior del "Bunt". Hay biotita desteñida en los primeros tercios. El feldespato es frecuente en

los metros inferiores, desapareciendo después y reapareciendo en el tercio superior.

El análisis geoquímico (BURKHARDT 1976) muestra diferencias entre Pérmico y "Bunt". En el primero, se encuentran elevadas cantidades de Sr y pequeñas de Na, Zr y Rb, con escaso Rb, V y Ba en la brecha roja.

El Sr en el Pérmico procede probablemente de los productos de alteración de las calizas del Carbonífero.

En la facies "Bunt", el Zr aumenta según la proporción de detríticos y el Sr disminuye hacia arriba.

En la facies Keuper sube el Na y menos el Rb.

Los sedimentos de la facies "Bunt" se caracterizan por cambios rápidos entre detríticos gruesos y finos, debiéndose tratar de sedimentos fluvio-lacustres o deltaicos. Las medidas de "ripples" de corriente y estratificación cruzada indican una dirección de transporte procedente del SO. También se observa una disminución del tamaño de los cantos hacia el N. La coloración indica también un tipo de clima semiárido. La cuenca del "Bunt" se extendió hacia el N más que la del Pérmico.

2.2.1.2 *Keuper*

Se pueden diferenciar dos tramos: inferior y superior. El inferior está constituido por arcillas y margas rojas con machas gris-verdosas. El superior por margas rojas y violetas que pueden contener lentejones de yeso. Dentro del yeso puede haber cuarzos idiomórficos silíceo-calcáreos de uno hasta unos pocos centímetros. Al aproximarse a la secuencia calcárea jurásica aumentan los colores amarillos y gris azulados unos m. por debajo de dicha secuencia los colores se tornan gris-amarillo y gris-verdoso.

El estudio de los minerales ha mostrado la presencia de clorita dioctáedrica (sudaíta) que según KROMER (1963) sólo se encuentran en las margas del Keuper medio (Knollenmergel) de Alemania (BURKHARDT 1976).

Los sedimentos del Keuper, de elementos finos y evaporíticos deben ser de un ambiente marino restringido según KARRENBERG (1934). Se trataría de brazos de mar poco profundos indicadores de una transgresión que tuvo lugar durante el Jurásico.

2.2.2 Jurásico

2.2.2.1 *Rhetiense-Sinemuriense Inferior y Medio*

La serie inferior del Jurásico comienza por una facies muy parecida a la del Keuper, con calizas dolomitizadas en algunos puntos y en otros una brecha singenética de cantos dolomitizados en matriz calcárea. Esta serie se presenta en bancos bien marcados de poco espesor (unos 20 m en total). Es seguida por calizas tableadas algo margosas (50 m) y por último una serie potente (110 m) de brecha calcárea dolomítica masiva o calizas oquerosas de color gris amarillento (rauhwackas). En la parte baja presenta algunas intercalaciones bituminosas de 1-2 m de espesor. La parte terminal de las carniolas está constituida por calizas gris claras en bancos métricos (25 m). Su edad es Thetiense-Sinemuriense Inferior (DAHM 1966).

2.2.2.2 *Sinemuriense Superior – Toarciense*

Esta serie está constituida por una alternancia de calizas y margas. En la parte inferior (45 m) predominan las calizas de color gris claro en bancos decimétricos. Las margas son de color gris amarillento.

En la parte superior predominan las margas sobre las calizas. Son de color gris pardo a negruzco y los bancos de calizas intercalados son de color gris amarillento (60 m). La serie es rica en fósiles (ammonites, braquiópodos, espongiarios).

La edad de esta serie (110 m) es Sinemuriense Superior a Toarciense.

2.2.2.3 *Dogger*

En diversos puntos, la base de esta serie está constituida por un conglomerado rojizo calcáreo de cantos de calizas grises y rosas de 1-4 cm y un espesor de 6-8 m. Siguen algunas margas rojas de pocos m, nodulosas, que en algunos puntos constituyen la base, por faltar el conglomerado. A continuación se observan calizas claras en bancos de varios metros con algunas intercalaciones margosas de color rojo muy delgadas. En la parte media hay margas nodulosas grises y rojas con manchas verdes de hasta 6 m de potencia. Luego tenemos de nuevo calizas claras en bancos gruesos. La potencia total es de 130 m. Su edad (DAHM 1966) es Bajociense Superior a Calloviense.

2.2.3 Jurásico Superior — Cretácico Inferior

2.2.3.1 *Facies "Purbeck"*

Es transgresivo, con una discordancia erosiva en la base. Existen algunos horizontes de conglomerados con una potencia muy variable de pocos m, con cantos de calizas bien rodados, de color gris y rojizo y algunos cantos de matriz calcárea gris. Tiene intercalaciones de margas o arcillas margosas amarillentas y calizas oscuras decimétricas. La parte superior está constituida por margas y arcillas rojas. Su espesor es 60-80 m.

2.2.4 Cretácico

2.2.4.1 *Valanginiense Superior — Barremiense en facies Weald*

Sobre el Purbeck se encuentra una alternancia de areniscas algo cuarcíticas gris amarillentas desde unos dm a varios m. Hay intercalaciones de niveles con cantos de cuarzo de hasta 1 cm. Los bancos de arenisca están separados por arcillas rojo oscuras, amarillas, violetas y con manchas verdes. El espesor representado en esta Hoja es de 150 m. Algunas de las intercalaciones de arcillas grises muestran restos de plantas.

2.2.5 Cretácico Inferior marino

Las facies marinas de Cretácico Inferior sólo se encuentran en la esquina NE de la Hoja y pertenecen a la terminación oriental del llamado sinclinal de Bielba-Labarces (AGUILAR, CARRERAS y RAMIREZ DEL POZO *in litt.*).

2.2.5.1 *Aptiense*

Está constituido por un conjunto calizo-dolomítico con tramos arcillosos en la base que tiene 150-200 m de espesor. En las calizas basales se han encontrado (RAMIREZ DEL POZO):

Palorbitolina lenticularis

Praeorbitolina cornyi

Everticyclammina greigi

Choffatella decipiens

Sabaudia minuta
Bacinella irregularis
Orbitolinopsis praesimplex

En el corte del Barranco de Rabago, la dolomitización afecta a continuación a unos 100 m de carbonatos. En el tramo de calizas con vetas de azabache que sigue, se han determinado:

Palorbitolina lenticularis
Orbitolina (M) lotzei
Sabaudia minuta
Everticyclamina greigi
Bacinella irregularis

En la parte superior existen intercalaciones de calizas tableadas y margas.

2.2.5.2 *Albiense Inferior*

Es un tramo de unos 120 m constituido principalmente por arcillas, margas, arenas, areniscas e intercalaciones calizas. En las calizas de la base se han reconocido:

Simplorbitolina manasi
Sabaudia minuta
Everticyclamina greigi
Coskinolinella daguini
Spiroplectamma sp.

En la parte superior, en las intercalaciones calcáreas se han encontrado:

Everticyclamina greigi
Neorbitolinopsis conulus

2.2.5.3 *Albiense Medio y Superior*

Es un tramo de unos 90 m y predominantemente carbonatado, con intercalaciones de arcillas negras y margas de color pardo.

En ellas se describen:

Orbitolina gr. cóncava
Nezazzata simplex
Charentia cuvillieri

2.2.5.4 *Cenomaniense Inferior*

En la base se encuentran calizas bioclásticas con glauconita en las que se han determinado:

Paratrocholina lenticularis

Charentia cuvillieri

Nezzazzata simpley

Boneina cf. pygmaea

Neomeris pfenderae

Encima comienzan limos, arenas finas y arcillas limolíticas con restos carbonosos. En la parte superior comienzan a aparecer intercalaciones calcáreas. El conjunto supera los 100 m de espesor aunque no se observa el techo dentro de la Hoja.

2.3 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios no son muy importantes en la Hoja en el sentido de que no cubren grandes extensiones, aunque si son variados y recubren sobre todo las escarpadas laderas de las zonas más montañosas. Debido al fuerte relieve y a los cursos fluviales encajados, gran parte de los depósitos han sido erosionados y arrastrados en época reciente.

2.3.1 Pleistoceno

2.3.1.1 *Depósitos glaciales*

La existencia de fenómenos de tipo glacial en Los Picos de Europa es ya conocida desde antiguo (OBERMAIER 1914, STICKEL 1929, etc.). Por ellos sabemos que en las zonas más elevadas del Macizo Central se instaló un campo de hielo o "fjeld" del que irradiaban lenguas glaciares, algunas de ellas hasta 7 km de longitud (río Duje), que descendían hasta 1.400 m de altitud, dejando espléndidos ejemplos de morrenas laterales y frontales como las existentes en la actualidad en la zona de los puertos de Aliva, que procedían de las vertientes orientales de Peña Vieja. Otro valle glaciar del Macizo Central se encuentra en la actualidad ocupado por grandes depresiones o "jous" como el de los Boches, Sin Tierra y Jou Luengo, lengua glaciar que modeló la famosa Cara Oeste del Naranjo de Bulnes y cuyos depósitos morrénicos, bastante retocados ocupan las laderas de estas depresiones.

En el Macizo Oriental se desarrollaron lenguas glaciares especialmente hacia el Norte, quedando excelentes ejemplos de morrenas laterales en el alto de Pimé, al E de Sotres, Majada del Tejo, etc. etc.

Las lenguas glaciares de dirección S, hacia la Liébana, debían de ser bastante más empinadas y sus efectos han sido casi borrados por la más rápida erosión de los terrenos blandos en que está excavada. Sin embargo aún es posible reconocer los depósitos morrénicos retocados en los afluentes del río Deva.

Según LLOPIS LLADO (in TERAN 1952), se reconocen en los Picos de Europa los efectos de dos glaciaciones superpuestas, aunque los mejor conservados corresponden sin duda a la glaciación Würmiense.

Los depósitos glaciares están constituidos por una masa de grandes bloques calizos con una matriz arcillosa de color pardo en que se embeben cantos y bloques de casi todos los tamaños de transición. En otras ocasiones se trata solamente de bloques grandes y medianos de los que ha sido lavada la matriz arcillosa.

Es evidente que antes de la glaciación, había existido ya una carstificación importante y que gran número de las depresiones fueron retocadas por el hielo y ensanchadas por sus efectos erosivos.

2.3.1.2 *Depósitos periglaciales*

Se encuentran numerosos restos de depósitos que testifican la importancia de los fenómenos periglaciales tanto en los Picos de Europa como en las zonas circundantes más deprimidas. Los más extendidos son los "derrubios ordenados", constituidos por capas superpuestas de granulometrías diferentes entre sí, desde tamaño grava a limo y arcilla, con una fuerte pendiente.

Asimismo existen depósitos de este origen estratificados con bloques de gran tamaño y otros menores con una cementación posterior, como los existentes en el Collado de Cámara y en las vertientes del río Duje.

Otros tipos de depósitos periglaciales son las coladas de bloques que se observan en pequeños valles como los existentes en la vertiente S de la Sierra del Cuera, Valle de San Esteban, etc.

Asimismo tienen este origen los "Canchales" existentes al pie de las mayores elevaciones.

2.3.1.3 *Terrazas Fluviales*

Tienen un desarrollo muy escaso debido al fuerte relieve, encontrándose sólo en el curso bajo del río Cares en Arenas de Cabrales y Panes. Están

constituidos por bolos de calizas y cuarcitas en una matriz arcilloso-arenosa. Su origen está ligado a la desaparición del hielo Wurmense.

2.3.2 Holoceno

2.3.2.1 *Rellenos de formas cársticas*

En realidad este apartado se debe considerar también incluido en el anterior respecto a la cronología, ya que, como hemos dicho, existieron carstificaciones anteriores a las glaciaciones. En efecto, se puede demostrar que han tenido por lo menos lugar tres etapas de carstificación en los Picos de Europa y que al menos dos de ellas fueron pre-Wurmenses.

La primera de las etapas es anterior al Pérmico, ya que en diversos puntos del Macizo de Andara se observan los conglomerados pérmicos rellenando cavidades en la caliza, lo que asimismo ha sido descrito por BURKHARDT (1976) en la zona de La Hermida. Esta carstificación tuvo lugar después de la formación de una penillanura en los materiales Paleozoicos ya plegados y fracturados.

La segunda etapa debe de ser Villafranquiense si coincide en edad, como es de suponer, con la que tenía lugar entonces en la zona situada más al N según los restos fósiles encontrados en Mestas de Con (FRAGA TORREJON 1955, CRUSAFONT 1959) y tuvo lugar después de la elevación de los Picos de Europa al final de la orogénesis alpídica. Las formas creadas durante esta etapa, agrandaron en ocasiones las ya existentes de la carstificación prepérmica, que no debió de haber sido muy importante. Posteriormente, las glaciaciones sobre todo la Wurmense, agrandaron las depresiones creadas durante el Villafranquiense y los retocaron, pulieron y determinaron la actual morfología de los Picos de Europa ya que la carstificación posterior parece haber influido poco en el aspecto actual.

Por último una vez que las nieves perpetuas abandonaron los Picos de Europa, se instaló el régimen cárstico actual retocando las formas anteriores, en el sentido de modelar el lapiaz actual sobre las superficies pulimentadas y rocas aborregadas dejadas por la glaciación, crear los "karsts secundarios" como por ejemplo los llamados "boches" en Asturias que son formas de disolución creadas en los derrubios calizos existentes en el fondo de los grandes "jous" o gigantescas dolinas preglaciares profundizadas más aún por el hielo, o sea, "dolinas dentro de las dolinas" en un segundo ciclo.

Muchas de las formas cársticas de disolución en los Picos de Europa tienen el fondo relleno de derrubios calcáreos de origen glacial y periglacial

que aún no han conseguido ser disueltos por la acción cárstica postglacial. Otros, que sí lo han sido, muestran la existencia de arcillas de colores oscuros mezclados con arenas y limos.

En los Picos de Europa se encuentran todos los tipos de formas cársticas como dolinas, simas, lenares de todos tipos, cavernas, valles ciegos, etc. Solamente escasean uvalas y poljes debido al fuerte relieve existente y a la monótona constitución carbonatada desde las máximas alturas hasta el nivel del mar.

2.3.2.2 *Conos torrenciales y Depósitos de ladera*

Son depósitos constituidos por bloques calcáreos con una matriz de tamaño arena que ocupa los escarpados valles de la zona, así como la mayor parte de las laderas. Son muy parecidos a los depósitos periglaciares en las alturas de los Picos de Europa, ya que se originan en la actualidad debido a la acción principal del crioclastismo.

2.3.2.3 *Aluviones fluviales*

Se encuentran representados en pequeñas extensiones en el curso bajo de los ríos, donde están constituidos por arenas y gravas con algunos cantos y bloques, principalmente calizas. En los cursos altos de los ríos, se trata de bloques grandes que ocupan exclusivamente el cauce propiamente dicho.

3 TECTONICA

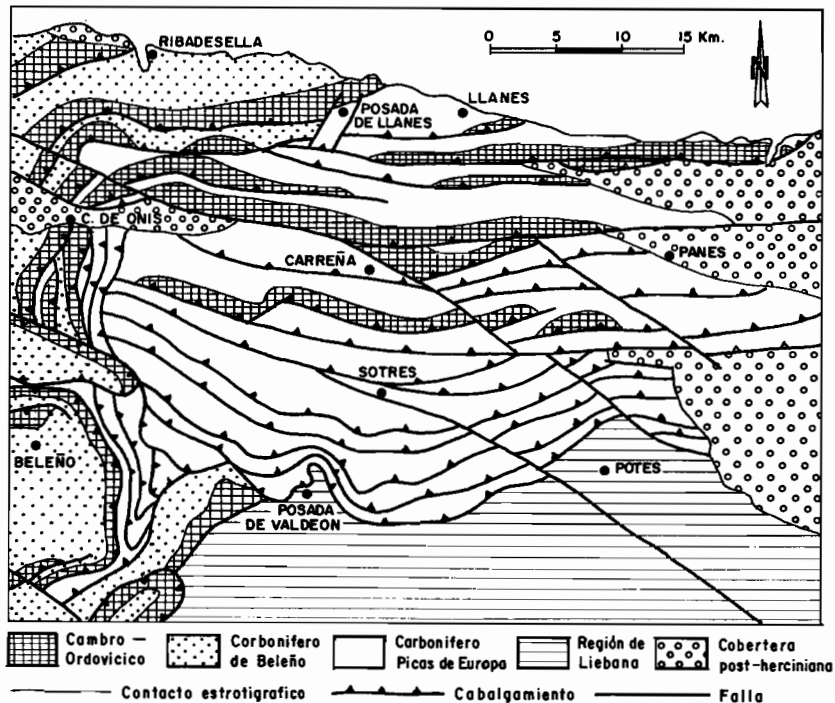
Los materiales paleozoicos que afloran en la Hoja de Carreña-Cabrales, están afectados por la orogenia herciniana que es la principal responsable de su actual estructuración. Sus efectos se han dejado sentir de distinta forma en los dos dominios que conforman la superficie de la Hoja.

El dominio de Picos de Europa (JULIVERT 1976 b) constituye un apilamiento de escamas de calizas carboníferas con algunos pliegues asociados, tal como se observa en el mapa.

El dominio de la Liébana (Región del Pisuerga-Carrión de JULIVERT,

1971 b'), presenta una estructura plegada con desarrollo local de hasta dos esquistosidades penetrativas.

Los materiales mesozoicos y el basamento paleozoico están también afectados por los acontecimientos de la orogenia alpina caracterizándose su estructura por la existencia de pliegues suaves y el rejuego de accidentes hercínicos, tales como fallas verticales.



3.1.1 Dominio de Picos de Europa

3.1.1.1 Pliegues y Cabalgamientos

Las primeras estructuras que se observan son los cabalgamientos (Fig. 1), aunque un análisis detallado nos muestra que están ligados a pliegues. En efecto, no se observa que los cabalgamientos estén plegados en toda la Hoja, aunque sí es evidente la presencia de pliegues. Se puede por tanto deducir del estudio tectónico del Dominio de Picos de Europa que la región fue

plegada primeramente, y que la evolución de estos pliegues, dio lugar a los cabalgamientos o fallas inversas que después la surcaron.

Los pliegues que se observan en la Hoja de Carreña son de tipo paralelo, sin esquistosidad asociada y fuertemente vergentes hacia el S, como p. ej. el pliegue de Carreña, junto a la localidad de este nombre que se observa en la esquina NO de la Hoja. Este pliegue está asociado en el flanco S a un cabalgamiento que tiene dirección NO-SE para luego inflexionarse hasta adquirir rumbo E-O.

Otros pliegues asociados a cabalgamientos son frecuentes, p. ej. al N de Pico Tesorero y en el cabalgamiento que pasa por el lago de Andara. Pliegues menores de vergencia S, asociados a cabalgamientos se encuentran encima de Bores, cerca de Argallón. Asimismo son muy frecuentes en las calizas tableadas de la base del Carbonífero (caliza "griotte"), en las areniscas de Oville, en las Pizarras de Vegamián de la Cuarcita de Rumenes, y en las calizas bandeadas de la formación Picos de Europa.

Donde mayor desarrollo alcanzan los pliegues es en los materiales turbidíticos del Cantabriense-Estefaniense A, sobre todo en Panes y Lebeña. En la Canal de San Carlos se observan numerosos repliegues de los conglomerados de esta formación, que quizás sean gravitacionales y posteriores a los cabalgamientos, como MAAS (1974) considera, dado el espesor de rocas alternantes de poca resistencia total que se encuentran en estos lugares.

Es frecuente observar la rotura de estos pliegues anticlinales para dar lugar a cabalgamientos y fallas inversas de vergencia S. Esto se observa además de en Carreña, en Arangas, Collado de Trespando, Rumenes, etc., etc. En general los pliegues se marcan en las cuarcitas de facies armoricana, que es donde comienza la ruptura.

En la parte N de la Hoja, cerca de Cavandi, se conserva parte del flanco inverso, también cabalgante hacia el S, pero por lo general, estos flancos inversos han sido laminados y no se suelen observar, en la zona al N de Sotres. La zona situada al S de Sotres tiene un comportamiento diferente como veremos. En efecto, en la zona situada al N de Sotres se observa que la ruptura de anticlinales de la cuarcita armoricana da lugar a fallas inversas o cabalgamientos que lateralmente pueden llegar a afectar al Cámbrico, de tal forma que la superficie de deslizamiento se paralelice, al menos en algún trayecto, con las calizas y dolomías del Cámbrico Medio, como incluso llega a ocurrir en el afloramiento de Sotres, en el ojal entre Pandebano y esta última localidad. Pero en este afloramiento se observa que la cuarcita armoricana, probablemente debido a la erosión de la fase bretónica, ha desaparecido, y que ahora la "griotte" carbonífera se apoya directamente sobre las areniscas y pizarras del Postdamiense Tremadoc.

Por esta causa en la zona situada más al S, al producirse los empujes del N, el conjunto plástico de Oville es cepillado y en la base de los cabalgamientos queda la caliza "griotte" del Carbonífero, como solidaria del conjunto carbonatado del Carbonífero que se le superpone. Esta es la razón de que al S de Sotres, aparezcan las calizas viseenses en la base de los cabalgamientos aunque a veces arrastren solidariamente retazos de areniscas frasnienenses y calizas famenienses de poco espesor. (Pico Tesorero, Las Portillas) (Fig. 2).

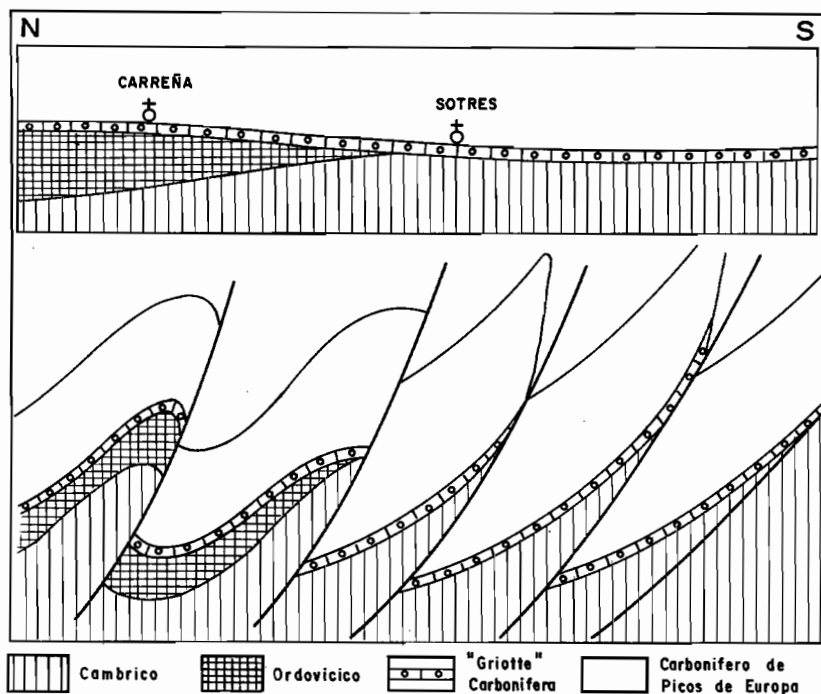


Fig. 2.— Evolución tectónica de la Región de Picos de Europa.

Como puede observarse en la cartografía, hay cabalgamientos más o menos paralelos a la estratificación y otros que la cortan oblicuamente. Por sus relaciones mutuas parecen sucederse cronológicamente y los más oblicuos son los más tardíos e incluso pueden haber sido debidos a reajuegos alpinos.

3.1.1.2 *Fracturas*

Las fracturas existentes en la Hoja pertenecen casi todas ellas a un sistema de dirección NO-SE, aunque hay unas pocas NE-SO y otras casi N-S. Las del sistema NO-SE son las más importantes y algunas de ellas cruzan la Hoja de extremo a extremo. Se observa que parecen cortar a unos cabalgamientos y ser cortadas por otros. Por otra parte es evidente que han sufrido un rejuego post-hercínico en algunas ocasiones. Se puede deducir que casi todas ellas son posteriores a los cabalgamientos primeros y anteriores al Pérmico, ya que se encuentran fosilizadas por él, pero que han sido afectadas por el rejuego de los cabalgamientos que ha tenido lugar después del Pérmico. Las fallas grandes tienen características parecidas a la Falla de Ventaniella. Aunque en su origen debieron ser de desgarre, posteriormente han tenido un juego vertical, siendo la superficie de casi todas ellas muy inclinada. En el caso de la Falla de San Carlos p. ej. se observa que está ligada a uno de los primeros cabalgamientos (cabalgamiento de Sotres) que no ha rejugado posteriormente al Pérmico ya que está fosilizado por sedimentos de esta edad, pero la falla ha tenido un rejuego posterior como falla normal, aunque de poca importancia. Las fallas de dirección NO-SE han actuado como fallas normales de labio O hundido.

3.1.1.3 *Edad de las deformaciones hercínicas en el Dominio de Picos de Europa*

La discordancia de las calizas viseenses sobre las areniscas y pizarras de Oville, nos indica la existencia de una emersión y erosión en el Devónico Superior (fase bretónica) que no tuvo otra acción que el ocasionar una laguna estratigráfica. Los primeros depósitos discordantes que se observan son los de edad Estefaniense B, que nos indica una inestabilidad en esta región, con formación de una discordancia angular. Por ello podemos afirmar que los cabalgamientos no parecen anteriores a la fase Astúrica. Con posterioridad, estas estructuras han rejugado en la orogénesis alpina observándose incluso que cabalgan al Pérmico y Cretácico. Algunos cabalgamientos aparecen fosilizados por el Pérmico, como el que hace aflorar al Cámbrico cerca de Sotres.

3.1.2 **Dominio de la Liébana**

El Sector de la Hoja de Carreña-Cabrales al que denominamos Dominio

de la Liébana, constituye la parte más septentrional de la denominada Región del Pisuerga-Carrión por JULIVERT (1971).

Ya se han descrito anteriormente algunas de las peculiaridades de este dominio, tales como presencia de discordancias y de sedimentos depositados en condiciones de inestabilidad que hacen merecido el calificativo de "área de flych" para esta región (MAAS 1974).

La estructura general del reducido sector del Dominio de la Liébana que aflora en la Hoja de Carreña-Cabrales, se puede observar en el extremo occidental de los dos cortes que acompañan al mapa geológico. Un sector, constituido por el conjunto de sedimentos que hemos denominado anteriormente como "serie de Bedoya", presenta una posición geométrica "normal", con buzamientos suaves hacia el N. Por el contrario, todo el conjunto de sedimentos del denominado "Grupo Potes" presenta una estructura con pliegues asimétricos y cabalgamientos vergentes al S, en una posición general "invertida", que permite deducir la existencia de un gran flanco inverso en todo el borde S de la Hoja.

Esta posición estructural parece sugerir que la estructuración del sector N del Dominio de la Liébana, está fuertemente condicionada por el cabalgamiento frontal de los Picos de Europa, a diferencia de lo que sucede más al S. Efectivamente, los cortes estructurales antes descritos permiten deducir la existencia de un gran sinclinal, con un flanco fuertemente invertido, de rango kilométrico, por delante del cabalgamiento frontal de los Picos de Europa. Este mismo fenómeno es observable más al E, en la Hoja de Tudanca (IGME, in litt). Sin embargo, en áreas situadas más al S (Hoja de Potes, IGME in litt), la estructuración dominante de los materiales devónico-carboníferos es de grandes pliegues de eje E-O y plano axial subvertical, estructuras éstas bastante generalizadas en todo el sector oriental de la zona Cantábrica y relacionados con la fase de plegamiento "radial" de JULIVERT (1971).

La diferente posición estructural de los sedimentos de la "serie de Bedoya" y del "Grupo Potes" es fácilmente explicable a pesar del común carácter sinorogénico de ambos. Las direcciones de paleocorrientes y de movimientos, parecen indicar un origen en el S o en el SO del área fuente de los materiales del Grupo Potes y del área de inestabilidad tectónica-cohetánea con ellos. Su estructura, dibujando un gran sinclinal fuertemente surgente al S, revela su carácter de materiales previos al emplazamiento tectónico de los Picos de Europa.

La existencia de olistolitos de calizas de los Picos de Europa en la "serie de Bedoya" permite deducir un origen sedimentario para estos materiales, cohetáneo con el emplazamiento de la Unidad de los Picos de Europa. Su

actual posición de autóctono respecto al cabalgamiento frontal, guarda una enorme similitud con la posición de la formación Lebeña respecto al 2º cabalgamiento lo que acentúa aún más su posible relación genética, tal como se ha apuntado en el capítulo de estratigrafía:

Desde el punto de vista geológico, sólo se puede deducir que el emplazamiento de la Unidad de los Picos de Europa, y la génesis del sinclinal que afecta a los materiales del Dominio de Liébana, es post-Myachkoviense, probablemente Estefaniense A.

Los pliegues de plano axial subvertical y eje E-O que afectan, en algunas localidades, al sinclinal anteriormente descrito deben ser posteriores, aunque las relaciones entre el plegamiento y la sedimentación pueden llegar a ser muy complejas tal como describen más al S, en el sinclinal central de la Liébana ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983).

3.2 TECTONICA ALPIDICA

Al referirnos a la tectónica alpídica sólo lo haremos respecto al Dominio de Picos de Europa, puesto que es allí donde únicamente existen depósitos post-paleozoicos que nos permiten sacar conclusiones.

3.2.1 Pliegues

Los primeros fenómenos de deformación observables en la Hoja durante el ciclo alpídico son los pliegues que afectan al Mesozoico existente en las dos grandes estructuras situadas en el borde E de la Hoja: El sinclinal de Alevia-Merodio (o de Bielba de AGUILAR, CARRERAS y RAMIREZ DEL POZO *in litt*) y el sinclinal de la Hermida algo más al S.

El primero es una estructura dividida en dos, el sinclinal de Alevia, situado en la falda S de la Sierra del Cuera, y del que sólo la mitad S se encuentra en la Hoja, y el de Merodio, situado al E de Panes. Ambos son sinclinales de radio de curvatura relativamente grande y de eje de dirección E-O. La parte más baja está constituida por materiales pérmicos a los que se superponen las alternancias de calizas con arcillas y margas del Aptiense-Cenomaniense Inferior. En zonas vecinas, el plegamiento ha afectado asimismo a materiales pre-alpídicos como en La Franca, en la Hoja de Llanes (MARTINEZ GARCIA *in litt.*) y en este caso se observa que también han sido plegados los materiales pérmicos.

El sinclinal de La Hermida está constituido por materiales triásicos y

jurásicos principalmente, plegados en un amplio sinclinal que hacia el E se estrecha a causa de fallas E-O que se prolongan con accidentes hercínicos.

Se puede deducir que la deformación que ha producido pliegues en unos puntos, ha dado lugar en otros al rejuego de accidentes hercínicos, quizás simultáneamente a la producción de los mismos.

3.2.2 Cabalgamientos

Los cabalgamientos que afectan a los materiales post-carboníferos son posteriores a los pliegues y cortan a éstos, a veces oblicuamente a sus ejes, como es el caso de los sinclinales de Alevia y Merodio. Parece ser que estos cabalgamientos son fallas inversas muy inclinadas que pueden haber sido rejuegos de accidentes anteriores. En general, todos los accidentes de dirección E-O que afectan a los materiales post-carboníferos parecen estar bastante inclinados y no todos ellos fueron producidos por rejuego de estructuras anteriores.

En el caso de los materiales post-pérmicos, el plegamiento y el rejuego de los accidentes hercínicos han sido acontecimientos indudablemente ligados en cuanto a los campos de fuerzas que intervinieron, aunque se observe que los cabalgamientos son posteriores a los pliegues. Siguiendo las estructuras hacia el E se observa que las fallas inversas se amortiguan dentro de estructuras anticlinales (TOSA L 1968).

En el caso del sinclinal de La Hermida, el flanco N del mismo está cabalgado por la "Caliza de Montaña", según un accidente que parece ser rejuego de uno anterior al Pérmico, y que probablemente también está ligado a la deformación que produjo el pliegue, dando lugar a una estructura ligeramente asimétrica.

3.2.3 Fracturas

También los materiales post-carboníferos se ven afectados por fracturas principalmente de dirección NO-SE, con el labio hundido, como los situados al N de Piñeres que constituyen un sistema en relevo. Las que tienen dirección NE-SO tienen el labio E hundido, aunque otras constituyen pequeñas fosas o "horst" que indican una distensión general.

La mayor parte de las fallas NO-SE son rejuego de componente vertical en fallas de desgarre antiguas. Las fallas NE-SO y N-S parecen ser más modernas.

4 HISTORIA GEOLOGICA

4.1 DOMINIO DE PICOS DE EUROPA

En el Dominio de Picos de Europa, comienza la sedimentación de los primeros materiales aflorantes con sedimentos carbonatados de plataforma: dolomías primarias del Cámbrico Inferior-Medio y calizas arrecifales formadas por colonias de algas. Un levantamiento de la zona da lugar al depósito rítmico de areniscas y lutitas de facies cercanas a la costa con restos de Trilobites. A finales del Cámbrico ocurre una sedimentación litoral que da lugar a la conocida facies armoricana. La ausencia de sedimentos posteriores al Arenig y anteriores al Frasnense nos impide saber si es que se depositaron y después fueron erosionados o si no se llegaron a depositar. Durante el Devónico Superior sin embargo sabemos que hubo una fuerte erosión que llegó a eliminar en la zona S del Dominio, más de 600 m de cuarcita del Arenig, depositándose la caliza "griotte" carbonífera directamente sobre las areniscas y pizarras de Oville. Esto fue producido por efectos laterales de la fase "bretónica", que se desarrollaba más al O y al S.

El Carbonífero comienza con una sedimentación reductora en algunos puntos (pizarras de Vegamián) mientras que en otros ésta no tenía lugar o los sedimentos Tournaisense fueron erosionados después. Con el Viseense comienza la sedimentación carbonatada, que llegará hasta el final del sistema. Los primeros depósitos, que llegan al Namuriense Inferior, son de facies someras, con arcillas abundantes y restos de goniatítidos y trilobites. En el Namuriense se pasa a una sedimentación de plataforma en sistema reductor que da lugar a calizas micríticas fétidas de color negro. En el Namuriense Superior cambia a zonas de mayor energía y las calizas son bioclásticas y con faunas marinas más abundantes. Durante el Westfaliense prosigue la sedimentación carbonatada de plataforma, ya con facies diferentes, por lo general más cercanas a la costa. En la parte superior aparecen intercalaciones rojas arcillosas con fauna abundante que indican condiciones someras y aguas cálidas ya en el Cantabriense y Estefaniense Inferior.

En el Estefaniense B tiene lugar un cambio brusco. En la zona oriental del Dominio se observa que la sedimentación calcárea continúa, pero con intercalaciones de areniscas en la base discordantes sobre el sustrato. Por encima se desarrolla una potente serie turbidítica, que en la zona más occidental se encuentra desde la base observándose un cambio lateral de facies de plataforma a mayor profundidad.

En el Pérmico la sedimentación comienza con depósitos arcillosos y

calizas marinas que hacia arriba pasan a arcillas y areniscas continentales de color rojo y verde, pero con alguna invasión marina como atestiguan las intercalaciones calizas existentes. Se encuentran asimismo intercalaciones potentes de conglomerados constituidos por cantos de calizas carboníferas. El Pérmico es ya netamente discordante sobre el resto del Paleozoico y fosiliza diversas estructuras.

El Triásico se encuentra disconforme sobre el Pérmico de forma muy ligera, comenzando con una sedimentación continental de conglomerados silíceos y areniscas pardas o rojizas. Siguen materiales detríticos con mayor o menor proporción de arcilla y carácter continental. No está presente el Muschelkalk o lo está en facies diferentes a la usual. Por encima el Keuper, da lugar a una sedimentación continental con materiales evaporíticos. En el Lías la sedimentación es carbonatada principalmente de carácter litoral, con dolomitización singenética en la base (Carniolas). En el Sinemuriense y Toarciense, continúa la sedimentación marina de carbonatos y lutitas con abundante fauna (ammonites, braquiópodos, etc.). En el Dogger, la sedimentación sigue siendo carbonatada, de carácter marino, pero con intercalaciones continentales.

En el Jurásico Superior hay una transgresión con disconformidad en la base. Los materiales depositados son de facies continentales o salobres e incluso transaccionales o marinos, constituyendo las facies Purbeck del Jurásico-Cretácico.

En el Cretácico Inferior, quizá debido a una elevación del zócalo paleozoico se deposita una serie terrígena con facies de agua dulce constituida por alternancias de areniscas y arcillas con restos carbonosos.

En el sinclinal de Merodio falta toda esta sucesión mesozoica que hemos descrito del sinclinal de La Hermida, ya que sobre los sedimentos pérmicos se depositan directamente las calizas aptienses indicadoras de una sedimentación marina de plataforma con abundante fauna, arrecifes y dolomitización primaria. Se observan cantidades grandes de Rudistas, Algas, Políperos, etc. En el Albiense se detiene el desarrollo de los organismos arrecifales por el aporte de material terrígeno, arenas, limos y arcillas, lo que da lugar a la sedimentación de alternancias de areniscas, arcillas y margas. En el Albiense Superior disminuyen estos aportes y vuelve la sedimentación carbonatada.

El Cenomaniense Inferior presenta otra vez facies cercanas a la costa con aportes detríticos importantes que dan lugar a alternancias de arenas, limos, arcillas y calizas bioclásticas.

Por ser el Cenomaniense el último piso de la serie cronoestratigráfica, sólo se puede decir que con posterioridad a él (después del Oligoceno Infe-

rior por datos de otras hojas) tuvo lugar la deformación alpídica, con formación de pliegues y cabalgamientos de dirección E-O.

A finales del Terciario, ocurre el ascenso de los Picos de Europa, que son sometidos a una intensa glaciación durante el Villafranquiense. A finales del Villafranquiense se instala el régimen cárstico que impera en la actualidad, en que todos los cursos de agua superficiales y subterráneos van a parar al Cantábrico por encontrarse en su parte S encima de los materiales impermeables del Dominio de Liébana.

4.2 DOMINIO DE LA LIEBANA

Los materiales Westfalienses del "Grupo Potes", constituidos por sedimentos siliciclásticos de lóbulo de abanico submarino y materiales de borde activo o talud con olistolitos carbonatados, revelan una actividad tectónica continuada durante su depósito, localizados probablemente al S y/o al SO de la Hoja.

Los sedimentos, asimismo sinorogénicos, de la "Serie de Bedoya" están genéticamente ligados al emplazamiento tectónico de la Unidad de Picos de Europa probablemente durante el Estefaniense A.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

El territorio enclavado en la Hoja de Carreña, en especial el perteneciente al Dominio de Picos de Europa, tiene una gran tradición minera y aún en la actualidad posee explotaciones famosas, como son las Minas de Aliva, de la Real Compañía Asturiana de Minas. La Hoja entera está surcada por las cicatrices de innumerables trabajos mineros, pequeños y de enormes proporciones, la mayoría abandonados hace ya más de medio siglo. En la zona Norte encontramos yacimientos de barita, blenda, cobres grises, galena, cobaltina, eritrina, anabergita, niquelina, y cinabrio fundamentalmente, alineados paralelamente al valle del río Cares. En esta zona sólo se explota esporádicamente la mina de Argallón, al E de Panes, para extracción de barita.

Otra acumulación importante de indicios, sobre todo de blenda, galena, cinabrio y cobre se encuentra en la zona de Tresviso-La Hermida, todos ellos sin explotar en la actualidad. Un poco más al S, cerca de Lebeña también hubo explotaciones de blenda y galena.

Por último tenemos las importantes zonas de blenda-galena de Andara y Aliva, la primera objeto de explotación desde finales del siglo pasado a 1929 y la segunda en actividad. La zona de Andara comprende las minas de Andara, Mazarrosa y La Providencia, todas ellas en el Macizo Oriental y la de Aliva en el Central.

La mayor parte de estas mineralizaciones encajan en calizas carboníferas, sobre todo de la Formación Picos de Europa. Para LUQUE (1974) se trata de mineralizaciones epigenéticas que probablemente ascendieron por fracturas desde el zócalo prepaleozoico. BURKHARDT (1976) señala que las mineralizaciones de la zona de La Hermida eran singenéticas con el Carbonífero y han sido removilizadas.

Nosotros creemos sin embargo que todas las mineralizaciones de los Picos de Europa son de edad Pérmica y están asociadas a los sedimentos de esta edad que recubrieron la zona y de los que quedan testigos en Alles, Pandébano, Panes, Sotres, Tresviso, etc., (Fig. 3). Aunque es cierto que ocupan fracturas en la mayoría de las ocasiones, se depositaron en ellas posiblemente por la circulación de aguas freáticas, pero las sustancias mineralizadoras provenían de los sedimentos del Pérmico. Esta es la razón de que haya yacimientos a gran altura en el interior de los Picos de Europa, ya que la mineralización no se alejaba nunca de la superficie de erosión pre-Pérmica.

5.2 CANTERAS

Debido al escaso desarrollo industrial de la zona, apenas hay canteras en ella excepto para utilización doméstica.

5.3 HIDROGEOLOGIA

La circulación del agua en el Dominio de Picos de Europa es la típica de los terrenos cársticos, con ríos que sólo son caudalosos en sus cursos bajos y escasez de fuentes en las partes altas. Se encuentran ejemplos de ríos que desaparecen y vuelven a aparecer (Duje), valles ciegos, valles de hundimiento, etc., así como importantes surgencias como la Cueva del Agua, cerca de Tresviso, con un caudal de 2 m³/seg, donde nace el río Urdón.

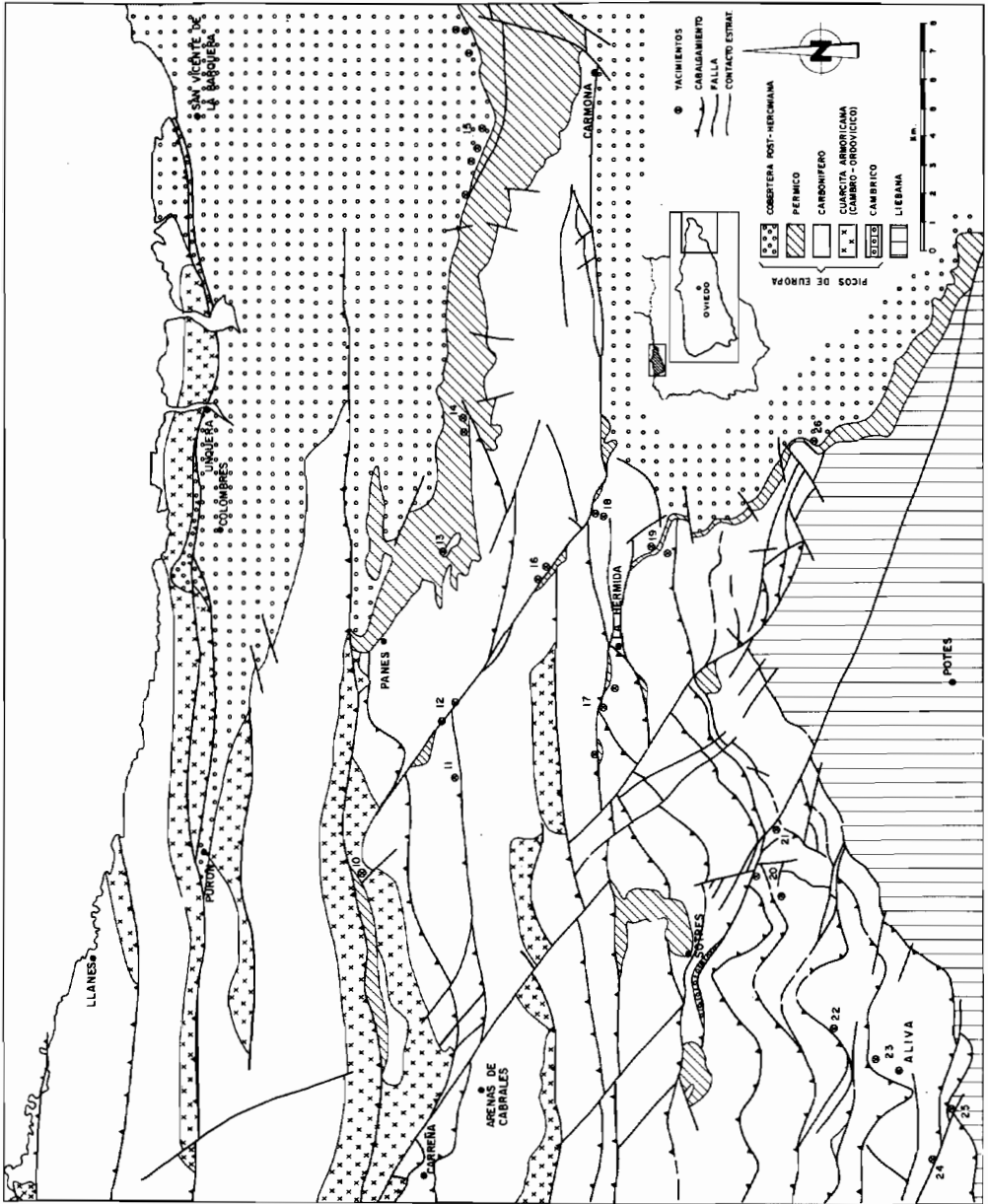


Fig. 3.— Esquema de situación de los yacimientos en la Región de Picos de Europa

Existe una complicada red de cuevas que atraviesa los Macizos Oriental y Central, llevando la mayor parte de las aguas hacia los ríos Deva y Cares. Se puede observar la existencia de grandes cuevas como la Cueva del Agua en Tresviso, Cuera de La Marniosa, Mazarrosa, etc., que se desarrollan desde casi los 2.000 m de altura y que en general siguen las grandes fracturas existentes en la Región. Existen por lo menos dos etapas de carstificación.

En el Dominio de Liébana, las aguas se escurren hacia el río Deva. Las acumulaciones de derrubios de ladera procedentes de las escarpas calizas del borde de la depresión, constituyen buenos depósitos naturales.

6 BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J.; CARRERAS, F. & RAMIREZ DEL POZO, J. (*in litt*).— “Explicación de la Hoja núm. 17-05 (Cabezón de la Sal) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), a escala 1/50.000.— *Inst. Geol. Min. Esp.*
- ALONSO, J.L. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, C.R. (1983).— “Las discordancias carboníferas de la Región del Pisuerga-Carrión. Significado orogénico. X^o *International Carboniferous Congress Spe. Publ.* IGME. Madrid.
- AMBROSE, T. (1972).— “The stratigraphy and structure of the pre-Carboniferous rocks North-West of Cervera de Pisuerga, Cantabrian Mountains, Spain”.— *Ph. D. Thesis Univ. Sheffield*, 208 pp.
- BARROIS, CH. (1882).— “Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice”.— *Mem. Soc. Geol. Nord.*, II, 1-630.
- BERTRAND, L. & MENGAUD, L. (1912).— “Sur l’existence de plusieurs nappes superposées dans la Cordillere Cantabrique entre Santander et Llanes”. *C.R. Acad. Sci.*, 155, 737-740.
- BIROT, P. & SOLE SABARIS, L. (1954).— “Recherches morphologiques dans le NW de la Peninsule Iberique”.— *Pub. Inst. Geol. Univ. Barcelona*, 211.
- BROUWER, S. (1962).— “Deux types faciels dans le Devonien des montagnes Cantabriques”.— *Brev. Geol. Ast.* VI, 1-4, 49-51.
- BROUWER, A. & GINKEL, A.C. (1964).— “La sucesion carbonifera dans la partie meridionale des montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest)”.— *C.R. V. Congress Int Carb.*, 307-319, París, 1964.

- BURKHARDT, R. (1976).— "Geologie und lithologie der Permotriassischen schichtabfolgen und deren Palaozoischer Ramengesteine im bereich ostlich der Picos de Europa im Kantabrischen Gebirge, Nord Spanien".— *Dokt. Diss. Tech. Univ. Munchen*.
- CALDERON, S. (1877).— "Observaciones sobre la constitución geológica de la provincia de Santander".— *Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, V, 219, VI, 17.
- CALDERON, S. (1900).— "La blenda de los Picos de Europa".— *Anc. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXIX, 153-161.
- CARBALLO, J. (1911).— "Excursión geológica a los Picos de Europa".— *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XI, 216-226.
- CIRY, R. (1939).— "Etude geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Leon et Santander".— *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, 74, 5-523.
- COMTE, P. (1937).— "La serie cambrienne et silurienne de León (Espagne)".— *C.R. Acad. Sci. París*, 204, 604-606.
- COMTE, P. (1959).— "Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique".— *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, 1-440.
- CRUSAFONT, M. (1960).— "El yacimiento de mamíferos del Villafranquiense superior de Mestas de Con (Asturias)".— *Rev. Fac. Ciencias, Oviedo*, I, nº 1, 45-49.
- CUETO Y RUIZ DIAZ, E. (1926).— "Orografía y geología del país cántabro-astúrico".— *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* XLVII, 7-111.
- DAHM, H. (1966).— "Stratigraphie und Palaeogeographie im Kantabrischen Jura".— *Beih. Geol. Jahrb.*, 44, 13-54.
- DELEPINE, G. (1943).— "Les faunes marines du Carbonifere des Asturies (Espagne)".— *Mem. Acad. Sci. Inst. France, París*, 66, 1-122.
- FORSTER, S. (1974).— "Die Flusspatlagerstätten Asturiens Nord spanien und Deren Genese".— *Geol. Rundsch.*, 63, 212-263.
- FRAGA TORREJON, E. (1955).— "Nota acerca de la fauna de mamíferos fósiles de Mestas de Con".— *Speleon.* VI, 325-332.
- GINKEL, A.C. (1971).— "Fusulinids from Uppermost Myachkovian & Kasimovian strata of north-western Spain".— *Leidse Geol. Meded.*, 47, 115-161.
- GRAAFF, W.J.E. van de (1971).— "Three upper Carboniferous, limestone rich high-destructive, delta systems with submarina fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain", *Leidse Geol. Meded.*, 46, 157-235.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1935).— "Observaciones respecto a estratigrafía y tectónica de la Cordillera Cantabro-Astúrica".— *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXV, 9, 487-497.

- HERNANDEZ PACHECO, E. y F. (1936).— "Discusión de la nota de los Sres. Hernández Pacheco. Corte geológico del extremo oriental de Asturias".— *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXVI, 58-59.
- IGME (in litt).— "Memoria y Hoja núm. 81 (POTES), del Mapa Geológico Nacional a escala de 1/50.000, 2ª serie (MAGNA).
- IGME (in litt).— "Memoria y Hoja núm. 82 (TUDANCA) del Mapa Geológico Nacional a escala de 1/50.000, 2ª serie (MAGNA).
- JULIVERT, M. (1967 a).— "La ventana tectónica del río Color y la prolongación del Manto del Ponga".— *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, núm. 1, 1-26.
- JULIVERT, M. (1967 b).— "La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga" *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, núm. 1, 59-76.
- KARREMBERG, H. (1954).— "Die postvariascische Entwicklung des Kantabro-Asturischen Gebirges (norswestspanien)".— *Abh. Ges. Wiss. Gottigen, Math-Phys. Kl., III*, H. 11.
- KROMER, H. (1963).— "Untersuchungen über den Mineralbestand des knollenmergel Keupers in Württemberg".— *Diss. Tubingen*.
- LOPEZ AGOS, A. (1921).— "Yacimientos de fósiles carboníferos de Arenas de Cabrales (Asturias)".— *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXI, 59-62.
- LOTZE, F. (1945).— "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen-Mesetas. Geotekt. Forsch. n^o 6, pp. 78-92. Berlín. (Traducido por J.M. Ríos). Observaciones respecto a la división de las variscidas de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, tv., 149-166. Madrid 1950.
- LLOPIS LLADO, N. (1958).— "Sobre el Karst actual y fósil de la terminación oriental de la Sierra de Cuera y sus yacimientos de hierro y manganeso".— *Monogr. Geol. Inst. Geol. Apl. Oviedo*, X, 1-59.
- MAAS, K. (1974).— "The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain. Deposition and deformation in a flysch area".— *Leidse Geol. Meded.*, 49, 379-465.
- MARCOS, A. (1967).— "Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (región de Onis-Cabrales, Cordillera Cantábrica)".— *Trab. Geol. Univ. Oviedo* 1, 39-46.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1965).— "Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias".— *Inst. Est. Astur.*, Oviedo, 1-132.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1978).— "El Cámbrico de los Picos de Europa". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 341-349.
- MARTINEZ GARCIA, E. & WAGNER, R.H. (1971).— "Marine and continental deposits of Stephanian age in Eastern Asturias (NW Spain). *in*

- "The Carboniferous of NW Spain".— *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 285-305.
- MARTINEZ GARCIA, E. (*in litt.*).— "Explicación de la Hoja núm. 32 (LLANES) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) a escala 1/50.000".— *Inst. Geol. Min. Esp.*
- MARTINEZ GARCIA, E. & TEREJINA, L. (*in litt.*).— "Fluorite deposits associated with Carboniferous and Permian Rocks in Asturias and León (Northwest Spain)".— *IX Int. Carb. Cong. Washington*.
- MARTINEZ GARCIA, E. & WAGNER, R.H. (*in litt.*).— "The post-asturian marine basin of late Stephanian age in Northwest Spain".— *IX Int. Carb. Congr. Washington*.
- 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. Ac. Sc., Paris*, 195, 1902-1904.
- NAVARRO VAZQUEZ, D. et al. (*in litt.*).— "Explicación de la Hoja del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) a escala 1:50.000 núm. 18 (POTES). IGME.
- NUSSBAUM, F. (1952).— "Glazial-morphologische Untersuchungen im Kantabischem gebirge (Nord-Spanien)".— *Jahrb. Geol. Ges. Bern*, V, 54-79.
- OBERMAIER, H. (1914).— "Estudio de los glaciares de Los Picos de Europa".— *Trba. Mus. Nac. Cienc. Nat., Sr. Geol.*, 9, p. 42.
- PELLO, J. (1972).— "Estudio geológico de la Región Central de Asturias".— *Tesis Doct. Univ. Oviedo*.
- RADIG, F. (1966).— "Eine Oberdevon Fauna aus dem Ostliche Asturien (Spanien) und die Schichtlucke unter den Knollenkalken des Visé".— *Zistshr. Dtsch. Geol. Ges.*, 115, 2-3, 515-523.
- ROYO Y GOMEZ, J. (1927).— "Sobre los pretendidos corrimientos de la Cordillera Cantábrica".— *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 27, P. 338.
- SHULZ, G. (1838).— "Reseña geognostática del Principado de Asturias". *Anales de Minas*, I, Madrid.
- SDZUY, K. (1967).— "Trilobites del Cámbrico medio de Asturias".— *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, I, 77-134.
- GERMIER, P. (1918).— "Contributions a la connaissance de la tectonique des Asturies: plis hercyniens et plis pyreneens charriages antestephaniens et charriages post-nummúltiques".— *C. R. Acad. Sci. Paris*, 166, 793-799.
- TOSAL, J.M. (1968).— "Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las provincias de Oviedo y Santander".— *Brev. Geol. Astur.*, XII, 9-14.

- WAGNER, R.H. (1960).— "Middle westphalian floras from Northern Palencia (Spain). *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada*, 16, 2, 55-92.
- WAGNER, R.H. (1971).— "Carboniferous nappe structures, in Northwestern Palencia (Spain)". in "The Carboniferous of Northwest Spain".— *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 431-459.
- WAGNER, R.H. (in litt).— "Explicación de la Hoja núm. 107 (BARRUELO DE SANTULLAN) del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000 (MAGNA)".— *Inst. Geol. y Min. España*.
- WAGNER, R.H.; SPINNER, E.; JONES, D.G. & WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1970).— "The upper Cantabrian Rocks near Inganzo, eastern Asturias, Spain".— *Coll. Strat. Carbonifere. Liege*, 55, 465.
- WAGNER, R.H. & VARKER, W.J. (1971).— "The distribution and development of post-Leonian strata (upper Westphalian D, Cantabrian, Stephanian A) in Northern Palencia, Spain", in "The Carboniferous of Northwest Spain".— *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 533-601.
- WAGNER, R.H.; WINKLER PRINS, C.F. & RIDING, R.E. (1971).— "Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern León, Spain", in "The Carboniferous of Northwest Spain".— *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 603-663.