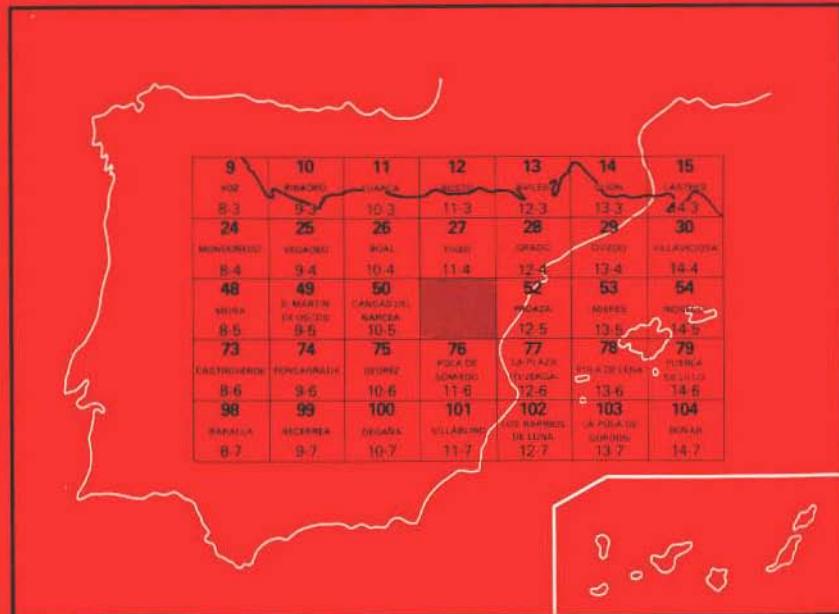


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BELMONTE DE MIRANDA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BELMONTE DE MIRANDA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por ENADIMSA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

En Cartografía: Manuel Julivert, Alberto Marcos y Javier A. Pulgar.

En la Memoria: Manuel Julivert, Francisco Martínez y Jaime Truyols.

Con la colaboración de: María Luisa Arboleya, Fernando Bastida, Susana García, Isabel Méndez, Andrés Pérez-Estaún e Isabel Zamarreño.

Supervisión: Argimiro Huerga.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por.

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 41.654 - 1977

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja de Belmonte se sitúa en el extremo occidental de la zona cantábrica. En su parte O. abarca un segmento del flanco oriental del Antiforme del Narcea, que es la estructura que separa las zonas cantábrica y asturoccidental-leonesa (ver LOTZE, 1945, y JULIVERT, 1971), y por el E. se extiende hasta el primer frente de cabalgamiento de la zona cantábrica, dentro de la «región de pliegues y mantos». Esta Hoja incluye materiales precámbricos, del núcleo del antiforme, materiales del Paleozoico Inferior, que afloran a lo largo de su flanco E. y del frente de cabalgamiento antes citado, y materiales devónico-carboníferos, que forman la mayor parte de la mitad oriental de la Hoja. Además, existen manchones discordantes de materiales estefanienses y terciarios. En cuanto a las rocas ígneas, están representadas por rocas volcánicas en los niveles precámbricos más bajos que afloran, por rocas volcánicas del Cámbrico, por unos pequeños afloramientos de granitoides y por algunos pórfidos ácidos que afectan al Estefaniense. Finalmente hay que indicar que la posición de la Hoja, en el límite entre las zonas cantábrica y asturoccidental-leonesa, determina que en su parte occidental exista ya un metamorfismo, aunque de bajo grado, y que la esquistosidad que en forma más o menos localizada puede encontrarse en muchos puntos de la Hoja, aparezca ya en forma generalizada en su parte noroccidental.

La cartografía anterior existente sobre el área es escasa. Prescindiendo de mapas de conjunto de tipo regional, el primer mapa existente que afecta al área de la Hoja es el de ADARO y JUNQUERA (1916, lám. 3). Con posterioridad fueron tan sólo publicados los mapas esquemáticos de POLL (1963) y de PARGA y LUQUE (1971). El conocimiento cartográfico de la zona hasta el presente es el que queda reflejado en la Hoja núm. 9 (Cangas del Narcea) del Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. De otras publicaciones referentes al área de la Hoja se hará mención en los diversos apartados de esta Memoria.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 EL PRECAMBRICO (PC_2 , PC_2^V)

Los materiales precámbricos que afloran dentro de la Hoja de Belmonte responden a dos tipos, que se encuentran típicamente representados en los alrededores de Tineo y en el interior de la ventana tectónica del Narcea.

El Precámbrico del interior de la ventana tectónica del Narcea se caracteriza por una alternancia de pizarras y areniscas. La existencia de diversos tipos de estructuras en el interior de las capas (granoclasificación, ripple-drift, laminación cruzada, laminación paralela, slumps, etc.) dispuestas según el modelo clásico de BOUMA, y la presencia de marcas de corriente en el muro de las mismas (flute casts, groove casts, etc.) permiten afirmar que se trata de una sucesión turbidítica. Estos materiales constituyen la mayor parte del Precámbrico de la Hoja y pueden ser designados con el nombre, ya antiguo, de Pizarras del Narcea (LOTZE, 1956 b) o Formación Narcea. Dentro de la Hoja estos materiales pueden verse particularmente bien en el interior de la ventana tectónica citada, donde se aprecian claramente sus características sedimentológicas; donde el metamorfismo es algo mayor (al E. de la citada ventana), estas características se encuentran más enmascaradas. En el interior de la ventana la base de la formación turbidítica no aflora; por lo que respecta a su techo, las areniscas del Cámbrico Inferior (Areniscas de la Herrería) la cortan discordantemente.

Materiales semejantes han sido descritos en el extremo SE. del anticlinal del Narcea por PEREZ-ESTAUN (1973); allí parecen apoyarse sobre una serie con «porfiroides» y culminan con una sucesión de pelitas (sedimentación turbidítica muy distal o sedimentación pelágica al final de la sedimentación turbidítica) que pueden englobarse también dentro de la Formación Narcea.

El otro tipo de materiales precámbricos aflora en los alrededores de Tineo y consiste en esquistos con intercalaciones de Porfiroides, derivados de tobas ácidas y de algún nivel de rocas dacíticas o riocacíticas. Estos

materiales equivalen a la serie con porfiroides citada por PEREZ-ESTAUN (1973) más al S. En principio estos materiales pueden considerarse inferiores a la serie del interior de la ventana tectónica del Narcea, en la cual no se han reconocido niveles de porfiroides.

1.2 CAMBRICO (CA₁, CA₁₋₂, CA_{2-O₁})

La existencia del Cámbrico en el marco de esta Hoja es conocida desde antiguo. MALLADA y BUITRAGO (1878) dieron a conocer los primeros cortes del cámbrico asturiano en Boinas y al SO. del Pico Pedrorio, en el extremo NE. de la Hoja; en el primero de ellos describieron elementos de la entonces llamada «fauna primordial». Más tarde, BARRCIS (1882) describió el corte de El Radical, cuya interpretación fue discutida por diferentes autores (ADARO y JUNQUERA, 1916; INST. GEOL. MIN. ESP., 1926). Estos cortes, junto con el de Corias de Arriba, fueron nuevamente descritos por LOTZE (1961). Finalmente, un estudio minucioso del nivel carbonatado del Cámbrico ha sido realizado por ZAMARREÑO (1972).

El Cámbrico comprende tres formaciones que, de abajo arriba, siguiendo la nomenclatura establecida por COMTE (1937), en la vertiente S. de la cordillera, son: Areniscas de la Herrera, CA₁ (=Cuarcita de Cándana, de LOTZE, 1957), Formación Láncara, CA₁₋₂ y Formación Oville, CA_{2-O₁}.

Las Areniscas de la Herrería, que se apoyan discordantemente sobre el precámbrico, constituyen una formación esencialmente detrítica, formada por areniscas más o menos feldespáticas, de grano bastante grueso, frecuentemente de un color rosado muy característico, alternando con niveles pelíticos; en la parte basal existe un conglomerado de espesor muy variable. Aunque la formación es bastante uniforme, se distinguen en ella diferentes tramos que, de todos modos, pueden ser difíciles de seguir en el campo. En términos generales, en el área comprendida en la Hoja la formación consta esencialmente de tres partes: una parte inferior (150 m.), de areniscas de grano muy grueso; una parte media (300 m.), más pelítica y que incluye bancos de dolomía, y una parte superior (1.000 m.), nuevamente con predominio de las areniscas de grano grueso. La figura 1 muestra la sucesión que puede obtenerse en la Hoja. Los tramos bajos, hasta la dolomía incluida, pueden verse bien inclinando el corte a partir del contacto con el Precámbrico en la escama más hacia el interior de la ventana, aguas arriba de la confluencia del Narcea y el río Arganza. El nivel medio, más pelítico, aflora más defectuosamente; de todos modos, buenos afloramientos pueden verse por debajo de la presa de Pilotuerto, donde existe un nivel de «convoluted beds» citado ya por PARGA y LUQUE (1971). El nivel superior aflora bien a lo largo de la carretera al Radical. Los metros más superiores de la formación presentan algunas capas de dolomía intercaladas, pasándose así de un modo más o menos insensible a la Formación Láncara. Las Arenis-

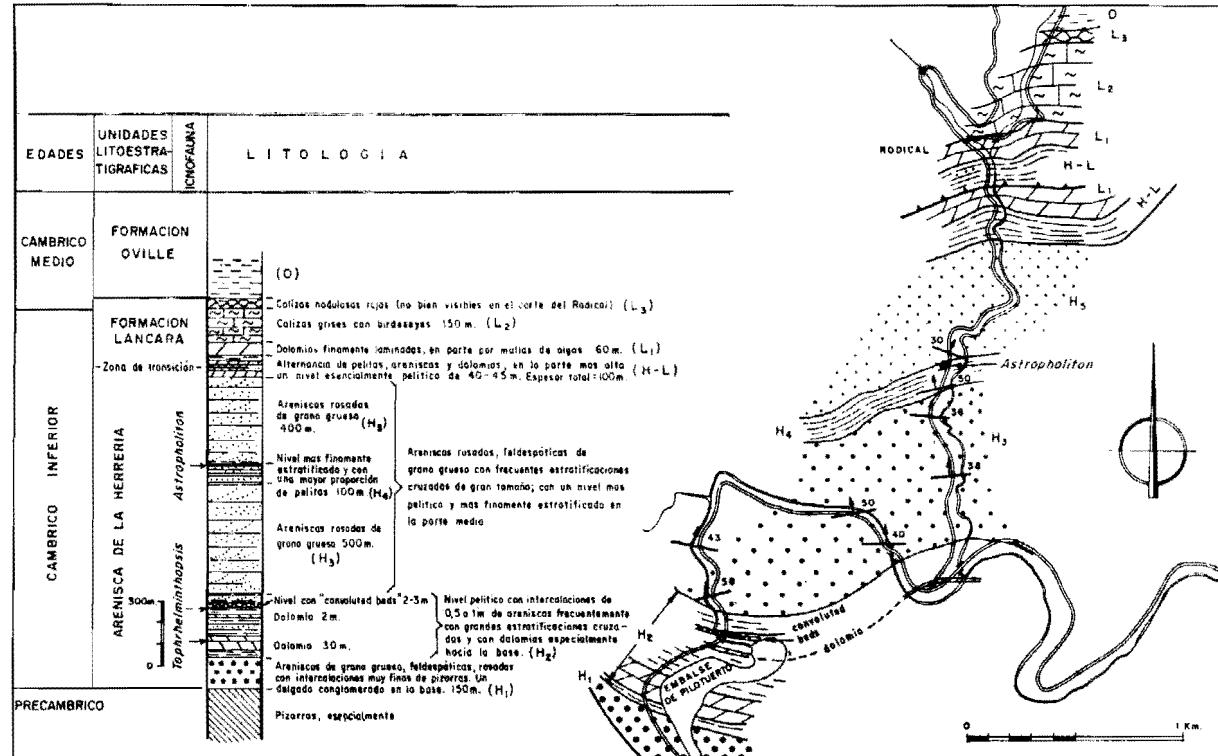


Figura 1

cas de la Herrería representan un sedimento de aguas poco profundas. Las capas de arenisca muestran como estructuras sedimentarias principalmente ripple-marks y grandes estratificaciones cruzadas, los «convoluted beds» de la presa de Pilotuerto constituyen un caso aislado. Aunque en otras localidades las Areniscas de la Herrería han suministrado una variedad bastante grande de icnofósiles (ARBOLEYA, 1973; SEILACHER, 1970; CRIMES, in FONTBOTE y JULIVERT, 1974), en el corte del Narcea se ha encontrado sólo hasta el momento *Astropolithon* ($X=378.506$; $Y=969.775$) y *Taphelminthopsis* ($X=375.621$; $Y=967.262$). El primero es un icnofósil relativamente frecuente en las Areniscas de la Herrería, el segundo se conoce también de otras localidades (ARBOLEYA, 1973). Aunque dentro del área de la Hoja las Areniscas de la Herrería no han proporcionado fauna, en otras localidades, en su parte más alta, han dado faunas del Cámbrico Inferior. Esto, unido a la icnofauna, permite atribuir al Cámbrico Inferior toda la formación y considerar como límite Cámbrico-Precámbrico la discordancia que existe en su base.

La formación Láncara es una formación carbonatada. Su límite con las Areniscas de la Herrería es algo gradual, por debajo del nivel propiamente carbonatado, que carece de intercalaciones de arenisca, hay unas decenas de metros de alternancia de areniscas y carbonatos que pueden verse bien en El Radical (ZAMARREÑO, 1972) y que constituyen un tránsito entre las dos formaciones. Como es normal en la Formación Láncara, ésta presenta dos miembros. El miembro inferior está formado por todo el área de la Hoja por dos partes (ZAMARREÑO, 1972); una parte inferior de dolomías con finas laminaciones, debidas principalmente a mallas de algas, y una parte superior de calizas (frecuentemente con dolomitizaciones secundarias) con birdseyes y algunos niveles de oncolitos. El mejor corte del miembro inferior de la Formación es el que puede verse en El Radical, donde dicho miembro alcanza unos 230 m. de espesor (60 m. las dolomías con laminaciones y 170 m. las calizas con birdseyes). El tipo de sucesión del miembro inferior es el propio de la Unidad de Somiedo-Correcilla y estructuras que representan su prolongación; el medio sedimentario corresponde al de una llanura intermareal (ZAMARREÑO, 1972, 1975). El miembro superior de la Formación Láncara consta esencialmente de calizas rojas nodulosas y contiene gran cantidad de fauna, especialmente de trilobites, su edad corresponde ya al Cámbrico Medio. Para más detalles véase el trabajo de ZAMARREÑO (1972), ya citado. El espesor del miembro superior es de unos 15 m.

La Formación Oville consiste en una alternancia de pizarras y areniscas con niveles tobáceos y lavas que comprenden desde términos basálticos a traquíticos. Un buen corte puede obtenerse a lo largo de la carretera junto al embalse de Soto de La Barca (fig. 2). Las pizarras son características por su color verdoso, especialmente en la parte inferior de la formación, donde son predominantes y contienen abundante fauna. Dentro de la Hoja

se han citado faunas de trilobites en Rodical (BARROIS, 1882), Corias de Arriba (LOTZE, 1961) y Boinás (MALLADA y BUITRAGO, 1878; LOTZE, 1961). Las faunas de Rodical no han sido nunca revisadas. De Boinás se conocen *Paradoxides pradoanus* (VERN. y BARR.), *Solenopleuropsis simula* SDZUY y *Dorypyge asturiana* ($X=388.110$; $Y=966.371$) SDZUY (LOTZE, 1961) y además un carpoideo: *Decacytis hispanica* GISLEN (SCHROEDER, 1972). *P. pradoanus* se ha citado también en Corias de Arriba. Estos yacimientos se encuentran en las pizarras inmediatamente por encima de la Formación Lán-cara e indican una edad del Cámbrico Medio (piso *Solenopleuropsis* de SDZUY, 1971).

Por encima de estos niveles basales, la Formación Oville no ha proporcionado fauna; en general, se ha supuesto que puede abarcar no sólo el Cámbrico Medio sino también el Superior, pero en realidad, de la presencia del Cámbrico Superior en la zona cantábrica no existe ninguna prueba y puede ser por consiguiente que falte.

1.3 ORDOVICICO (O_1 , O_1^P)

Por encima de la Formación Oville se encuentra un espeso nivel de cuarcita blanca, bastante masiva, de un espesor de unos 500 m., en cuya parte superior abundan *Cruziana lurcifera* D'ORB., *C. goldfussi* (ROUAUT) y *C. rugosa* D'ORB., que es la asociación característica del Arenig.

Por encima de la cuarcita se encuentra un centenar de metros de pizarras oscuras, micáceas (O_1^P); entre ellas y la cuarcita masiva hay 10 m. de alternancia de pizarras y cuarcitas en capas delgadas. Finalmente, coronando la serie ordovicica, se encuentra un nivel cuarcítico de unos 50 m. de espesor. Esta sucesión es idéntica a la observada en Cabo Vidrias (JULIVERT, TRUYOLS, MARCOS y ARBOLEYA, 1973) donde los niveles citados se sitúan por debajo de las pizarras típicas del Ordovicico Medio, y en la Hoja presente puede verse bien en el área del río Narcea, junto al embalse de Soto de La Barca, es decir, que es propia del área más próxima al Antiforme del Narcea. Más al E. el nivel pizarroso desaparece y la formación cuarcítica (Cuarcitas de Barrios en la nomenclatura de COMTE, 1937) aparece como una sola unidad. Aunque ni las pizarras ni el nivel alto de cuarcitas han proporcionado fauna, todo el conjunto pertenece probablemente al Arenig.

El Ordovicico Medio y Superior faltan, como es normal en la zona cantábrica, de modo que una importante laguna se interpone entre el Ordovícico Inferior y el Silúrico.

1.4 SILURICO (S_{1-1}^{A-B} , $S_1^B-D_{11}$)

Está constituido por las dos formaciones típicas de toda la zona cantábrica: las Pizarras de Formigoso (S_{1-1}^{A-B}) y la Arenisca de Furada ($S_1^B-D_{11}$)

(=Arenisca de San Pedro, de León) (COMTE, 1934, 1937). La primera de estas formaciones está constituida por pizarras negras en su parte inferior y pizarras también negras, alternando con capas de areniscas de grano fino o limos compactos, en su parte superior. La Arenisca de Furada es una formación que consiste en una alternancia de pizarras y areniscas, en buena parte ferruginosas, aunque también de tonos claros.

En general, la parte más baja de las Pizarras de Formigoso ha proporcionado faunas abundantes de *Monograptus*, evidenciando la laguna estratigráfica entre esta formación y las cuarcitas del Ordovícico Inferior. Dentro de la presente Hoja han sido hallados junto a la base solamente formas indeterminadas de *Monograptus*, en Fresnedo y Posadorio (TRUYOLS, PHILIPPOT y JULIVERT, 1974), en las inmediaciones de Belmonte, pero hallazgos efectuados en numerosos puntos de la Cordillera Cantábrica han mostrado siempre una edad Llandovery Superior para las capas más basales de las Pizarras de Formigoso (COMTE, 1959; TRUYOLS, PHILIPPOT y JULIVERT, 1974). La parte más alta de esta formación, menos rica en graptolites, alcanza la base del Wenlock, aunque dentro de la presente Hoja no se han hallado faunas propiamente Wenlock. Las formas más modernas encontradas son *Monograptus priodon* (BRONN) y *M. aff. variabilis* PERNER, citadas por POLL (1970); la primera de Dorera y Las Estacas, y la segunda de Las Estacas solamente.

La Arenisca de Furada es muy pobre en fauna, si se exceptúa su parte más alta. POLL (1970) citó *Monograptus fritschi linearis* BOUCEK a 55 m. del techo en el corte de Las Estacas; este hallazgo, junto con otros realizados por el mismo autor en Soto de Los Infantes, en la inmediata Hoja de Tineo y a la misma distancia del techo, permite afirmar que la mayor parte de la formación debe ser asignada al Silúrico. Las últimas decenas de metros de la formación son ya devónicas; faunas gedinienses se han encontrado en diversas localidades fuera del marco de la Hoja (COMTE, 1959; LLOPIS, 1967; TRUYOLS, PHILIPPOT y JULIVERT, 1974).

1.5 DEVONICO (D₁₁₋₁₃, D₁₃₋₂₁, D₂₁₋₂₂, D₂₂₋₃₁, D₃₁₋₃₂)

Encima de la Arenisca de Furada comienza una serie carbonatada representada por calcoesquistos, calizas y dolomías, alternando con capas de pizarras, que en su conjunto se conocen como Complejo de Rañeces (D₁₁₋₁₃) (COMTE, 1959). En líneas generales pueden distinguirse diferentes miembros dentro de la formación, siguiendo la pauta de los cortes observables en los acantilados de la costa asturiana. En la parte inferior se presentan calcoesquistos y calizas masivas, que corresponden a lo que fue llamado por BARROIS Caliza de Nieva (BARROIS, 1882), y que puede caracterizarse por su fauna de Braquiópodos y Nautiloideos. A estos niveles siguen dolomías con laminaciones, debidas en buena parte a mallas de algas, sin ningún

resto faunístico y con tramos de pizarras interestratificadas. A continuación siguen las llamadas Calizas de Ferroñes (BARROIS, 1882) con lumaquelas de Braquiópodos y Crinoideos, bancos de caliza biostrómica formada por Tabulados y Estromatopóridos y pizarras. El último miembro de la sucesión está representado por las Calizas de Arnao (BARROIS, 1882), predominantemente encriníticas, con fauna abundante de Braquiópodos.

Todos estos niveles, que en el marco de la Hoja presentan una potencia no inferior a 500 m., deben situarse dentro del Devónico Inferior. La parte más baja del Complejo debe atribuirse todavía al Gediniense, si bien en los afloramientos de la región no se ha encontrado fauna de esta edad. El Siegeniense está documentado por restos de la parte alta de la Caliza de Nieva (corte de Llamoso, al S. de Belmonte), con *Athyris undata* ($X=394.547$; $Y=960.022$) (DEFR.), *Megantheris cf. ovata* MAURER, *Acrospirifer pellico* (VERN. & ARCH.), etc. El resto de la sucesión es ya claramente Emsiense con *Athyris subconcentrica* (VERN. & ARCH.), *Ath. campomanesi* (VERN. & ARCH.), *Uncinulus pila* (SCHNUR.), *Iridistrophia cf. hipponyx* ($X=394.517$; $Y=960.265$) (SCHNUR.), *Spinella subspeciosa* (VERN.), *Reticularia adrieni* (VERN. & ARCH.), etc. La parte superior de la sucesión presenta una facies muy generalizada en todo el ámbito cantábrico, con abundancia de Crinoideos (*Tritylocrinus flatheanus* GEIN.) y Braquiópodos del Emsiense Superior (*Schizophoria vulvaria* (SCHLOTH.), *Uncinulus pila* (SCHNUR.), *Anathyris ezquerrai* (VERN. & ARCH.), etc.

Al Complejo de Rañeces sigue la Caliza de Moniello (D_{13-21}) (BARROIS, 1882), que puede observarse bien en distintos cortes (Vigañá, Ondes, Santiago del Hermo, etc.). Esta caliza, cuya potencia local es del orden de los 225 m., es de carácter arrecifal, especialmente por lo que se refiere a su parte media, con riqueza de Estromatopóridos, Tabulados, Rugosos, etc. La parte inferior, con *Triathyris mucronata* ($X=392.785$; $Y=964.044$) (VERN.), *Meristella* sp., etc., corresponde todavía al Emsiense, pero más arriba la existencia de *Uncinulus orbignyanus* ($X=391.962$; $Y=963.220$) (VERN.), *Glossinulus mimicus* ($X=393.096$; $Y=964.005$) (BARR.), *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER), etc., indica ya el Couviniense Inferior, que se prolonga hasta el techo con la presencia constante de un nivel con *Zdimir hercynicus* BARR.

La Arenisca del Naranco (D_{21-22}) (ADARO y JUNQUERA, 1916) está representada por arenas ferruginosas alternando con pizarras pardas o verdes. En relación con el tipo de materiales que se presenta, al N. y E. de la zona, en el área de esta Hoja, la sedimentación posee carácter más pelítico, de modo que en algunos puntos las arenas están reducidas a bancos de poco espesor. La potencia total es del orden de los 500 m. La fauna es escasa, pero por los datos que poseemos de Hojas vecinas, la edad de la formación es Couviniense-Givetiano Inferior (POLL, 1963).

Encima de las Areniscas del Naranco se presenta una nueva formación carbonatada, la Caliza de Candás (D_{22-31}) (BARROIS, 1882). Buenos cortes

de la formación se presentan al S. de Vigaña (Cigüedres-Quintanal) con una potencia del orden de los 200 m. La sucesión presenta carácter arrecifal en casi todos los niveles con abundancia de fauna de Corales (*Hexagonaria*, *Phillipsastreaea*, *Favosites*, *Thamnopora*, etc.) y de Estromatopóridos asociados a Braquiópodos, que permiten diferenciar un Givetense en la base con *Devonogypa cf. globa* (SCHNUR), *Schizophoria striatula* (X=390.567; Y=961.543) (SHLOTH.), *Athyris concentrica* (VON BUCH), *Spinocyrtia plicatula* PAECK., etc., y un Frasniente en la parte superior, que en localidades fuera de la Hoja (JULIVERT et. alt., 1973) ha proporcionado *Macrospirifer bouchardi* (MURCH.), *Cyrtina heteroclitia multiplicata* (DEFR.), etc. El contenido microfaunístico en Conodontos no permite trazar en esta sección el límite Givetense-Frasniense. En los 40 m. basales se ha hallado una microfauna típicamente givetense, con *Polygnathus xylus* STAUFFER (X=390.727; Y=961.399) *P. linguiformis linguiformis* HINDE, *Icriodus latericrescens latericrescens* BR. & MEHL, etc. En la parte alta de la sucesión las formas presentes no son demasiado concluyentes para documentar la presencia del Frasniente. A 140 m. de la base, el hallazgo de *P. xyloides* STAUFFER todavía indica la presencia del Givetense.

La sucesión devónica concluye con areniscas, cuarcitas y pizarras (D₃₁₋₃₂) de espesor variable, que corresponden a la Arenisca de Candás (COMTE, 1936), que pueden ser atribuibles al Frasniente Superior y al Fameniente.

1.6 CARBONIFERO PRE-ESTEFANIENSE (H₁^A, H_{c1}^B, H₁^B)

El Carbonífero pre-estefaniense aparece en la Hoja de Belmonte tan sólo en dos afloramientos en forma de sinclinal, uno al S. de Agüera, que llega hasta el borde inferior de la Hoja, y otro más pequeño, al E. de Belmonte. El Carbonífero Inferior (H₁^A) se presenta en toda la zona cantábrica de forma extraordinariamente condensada, con un espesor tan sólo de unas pocas decenas de metros. Está representado por una caliza nodulosa rosada o rojiza, muy característica y que forma un nivel constante, conocido frecuentemente como Caliza griotte, pero que ha recibido también otros nombres (Caliza de Puente de Alba, BARROIS, 1882; Formación Genicera, WAGNER et al., 1971, etc.) Es una formación pelágica cuya fauna de goniatites permitió a DELEPINE (1943) considerarla como del Viseense Superior. La Hoja de Belmonte no ha permitido aportar nuevos datos paleontológicos por lo que se refiere a la Caliza griotte. Para ella aceptamos la edad viseense establecida en múltiples secciones de la formación, con base no sólo a goniatites sino también a su contenido en conodontos (HIGGINS et al., 1964; HIGGINS, 1971; WAGNER et al., 1971).

El contacto de la Caliza griotte con las Areniscas del Devónico Superior no puede observarse bien por las defectuosas condiciones de afloramiento. No es posible siquiera indicar si entre ambas formaciones existen todavía

unos pocos metros de la caliza blanca, que en zonas situadas más al norte suelen indicar el comienzo de la sedimentación carbonífera (Formación Baileas, de WAGNER et al., 1971), ya que su edad mediante conodontos ha sido establecida como Tournaisiense. Pero al S. de esta Hoja, en el Manto de Somiedo, se observa claramente que la Caliza griotte descansa de manera directa sobre las areniscas devónicas (JULIVERT et al., 1968), por lo que no debe extrañar que tampoco aquí la caliza basal tournaisiense esté representada.

Por encima de la Caliza griotte se sitúa una caliza masiva, fétida y de color oscuro, que corresponde a la llamada Caliza de Montaña ($H_{C_1}^B$). Dado su carácter masivo y la disposición sinclinal de sus afloramientos, es difícil evaluar su espesor. La ausencia de fauna, hecho muy frecuente en la mayor parte de sus secciones en todo el ámbito cantábrico, determina que su edad deba establecerse con base a la de la formación subyacente, es decir, ha de considerarse como Namuriense.

Sobre esta caliza existe una serie de poco espesor formada por pizarras, areniscas y microconglomerados (H_1^B), que se conservan en pocos puntos a causa de dicha estructura sinclinal. Su edad debe ser todavía namuriense, aunque no se han practicado hallazgos paleontológicos en estos materiales. En efecto, los escasos fósiles encontrados en los afloramientos situados al O. de la Cuenca Carbonífera Central, por encima de la Caliza de Montaña, indican esta edad.

1.7 ESTEFANIENSE (H_2^B , $H_{C_2}^B$)

Discordante sobre formaciones de edad más antigua y con neto carácter postectónico, el Estefaniense aparece en esta Hoja en varios afloramientos situados en los bordes N. y O. Estos afloramientos son conocidos desde antiguo por poseer capas de carbón que han sido objeto de explotación desde los tiempos de SCHULZ.

El afloramiento del borde septentrional constituye lo que se ha denominado «cuenca de Tineo» y es el único productivo. Los tramos explotados se encuentran en la parte inferior de la sucesión («Capa Tercera», «Purita» y, especialmente, «Capa Fuyada»; ALVAREZ-RAMIS, 1967); los más altos son esencialmente conglomeráticos y no son explotados. Los afloramientos del borde occidental de la Hoja están formados exclusivamente por conglomerados.

La sedimentación estefaniense tuvo un carácter límico, reconociéndose frecuentemente ciclos que empiezan por conglomerados que fosilizan paleocauces y que pueden terminar por una capa de carbón cuando están completos (VIRGILI y CORRALES, 1966). Los conglomerados son de cantes cuarcíticos bien rodados; no obstante, localmente, aparecen formando las capas inferiores del Estefaniense unas brechas constituidas por cantes de piza-

rras, es decir, de origen local (el Estefaniense se apoya en gran extensión sobre el Precámbrico). Estos conglomerados son en general de color rojo y las pizarras precámbricas situadas debajo de ellas están también rubificadas. Estos depósitos alcanzan mayor importancia en la parte SO. de la Hoja.

El Estefaniense se ve atravesado por algunos pórfidos, que en varios puntos originaron la coquización natural del carbón (MELENDEZ, 1943).

Los primeros datos paleontológicos se deben a GRAND'EURY (1881) y a ZEILLER (1882), que estudiaron la flora recogida por BARROIS y la atribuyeron a la base del Estefaniense. Estudios más modernos se deben a RUIZ FALCO y MADARIAGA (1941), MENENDEZ-AMOR y JONGMANS (1954), ALVAREZ-RAMIS (1964, 1966, 1967), DOUBINGER y ALVAREZ-RAMIS (1963, 1964), WAGNER y ALVAREZ-RAMIS (1967), DE LA VEGA (1964), etc., los cuales han descrito la abundantísima flora de estas capas y la han asignado al Estefaniense B-C. Entre las formas presentes están: *Pecopteris acuta* BRONG., *P. arborescens* (X=376.581; Y=969.117), SCHLOTH., *P. cyathea* SCHLOTH., *P. hemitelioides* (X=377.087; Y=966.226) BGT., *Alethopteris zeilleri* RAGOT, *Odontopteris brardii* BRONG., *O. minor* BGT., *Sphenopteris cristata* BRONG., *Sph. cremeriana* POT., *Sph. leptophylla* (BRUNB.), *Dicksonites pluckeneti* SCHLOTH., *Annularia stellata* SCHLOTH., *Asterophyllites dumasi* ZEILLER, *Lepidophyllum lanceolatus* LINDL. & HUTT, *Sigillaria brardii* BRONG., etc.

1.8 TERCARIO (T)

De la zona de la Espina, en la vecina Hoja de Tineo, y del borde N. de la de Belmonte, se conoce de antiguo la existencia de depósitos de edad terciaria. SCHULZ (1858) los señala en los alrededores de Gera y en Tineo. Más modernamente se ocupan de estos materiales LLOPIS LLADO y MARTINEZ-ALVAREZ (1960) y BRELL (1968).

Se trata de depósitos de arcillas, arenas y gravas de cantos cuarcíticos que poseen poco espesor (menos de 100 m. en general), y ocupan las partes altas de la zona, estando en relación con una antigua superficie de erosión que LLOPIS y MARTINEZ (1960) consideran como oligocénica. Sin embargo, ante la carencia de restos fósiles y la desemejanza litológica que presentan con la serie lacustre de Oviedo, su edad no puede ser establecida con seguridad.

1.9 CUATERNARIO (QA1, OC)

Los depósitos cuaternarios de la Hoja son de tipo diverso: fondos aluviales de valles, alguna terraza de escasa extensión, coluviones, suelos, rellenos de dolinas, etc. Entre los depósitos cuaternarios puede hacerse especial mención de la presencia de derrubios ordenados (éboulis ordonnés), bastante abundantes en la Hoja; estos depósitos deben ser contemporáneos con la última glaciación.

2 TECTONICA

Dejando aparte los materiales terciarios existen tres conjuntos separados por discordancias: El Precámbrico, toda la serie paleozoico pre-Estefaniense. El significado de las dos discordancias es de todos modos diferente. La discordancia entre el Precámbrico y el Cámbrico separa dos series afectadas por dos episodios orogénicos distantes en el tiempo e independientes: la serie precámbrica, deformada con anterioridad al Cámbrico (movimientos asintóticos de LOTZE, 1956 a) y la serie paleozoica, deformada por la orogenésis herciniana. La discordancia pre-Estefaniense, en cambio, separa los materiales fuertemente deformados por la orogenésis herciniana de unos depósitos ya esencialmente postectónicos, pero ligados aún al ciclo herciniano.

El carácter discordante del Precámbrico del núcleo del antiforme del Narcea, bajo el Cámbrico, fue descrito por primera vez por LOTZE (1956 b) al S. de la confluencia del río Arganza y el Narcea, dentro del área de esta Hoja. La estructura originada por la deformación precámbrica no puede por ahora ser reconstruida. No obstante, los hechos siguientes permiten deducir que la deformación fue por lo menos de cierta importancia: 1) El carácter discordante del contacto Cámbrico-Precámbrico se ha puesto de manifiesto en todos los puntos en que ha sido cuidadosamente reconocido; 2) Las linearaciones de intersección de la estratificación precámbrica con la esquistosidad herciniana aparecen fuertemente dispersadas; 3) La aplicación en el Precámbrico de los criterios tectónicos de polaridad, basándose en la esquistosidad herciniana, da resultados a menudo incongruentes con los criterios estratigráficos. Si bien estos hechos representan, como ya se ha indicado, una deformación de cierta importancia, no se conoce ni metamorfismo ni esquistosidad de edad precámbrica.

La tectónica herciniana es la responsable de las estructuras que se observan en el marco de la Hoja. La Hoja de Belmonte, como se ha señalado ya en la Introducción, se sitúa en el extremo occidental de la zona cantábrica, llegando a abarcar incluso una parte del antiforme del Narcea, que es la estructura que constituye el límite occidental de dicha zona.

Las estructuras de la mitad oriental de la Hoja son típicamente las propias de la zona cantábrica: cabalgamientos debidos a un despegue de la serie paleozoica en la base de la Formación Láncara y pliegues. El frente de cabalgamiento que se observa, con un trazado N.-S., cerca del borde E. de la Hoja, constituye una escama de despegue y forma parte de una unidad de mayor: la Unidad de Somiedo-Correcilla (JULIVERT, 1971 a).

Los pliegues que pueden verse en la cartografía son posteriores y de-

forman a las estructuras de despegue, aunque este hecho puede ser poco aparente (por lo menos para los pliegues del área devónica) si se considera sólo el ámbito de esta Hoja. En cambio, siguiendo su prolongación hacia el S. estos pliegues se ven deformar claramente a la superficie de cabalgamiento en la zona de la semiventana de Huergas y del Manto de Somiedo (JULIVERT, PELLO y FERNANDEZ, 1967).

En la mitad occidental de la Hoja la estructura más importante es la ventana tectónica del Narcea (JULIVERT, 1971 a), en la cual pueden verse varias escamas superpuestas en las cuales están incluso involucrados materiales precámbricos. Esta ventana forma un domo y debe relacionarse con el frente de cabalgamiento de la unidad de Somiedo-Correcilla.

Finalmente, otra estructura importante es el cabalgamiento que cruza el ángulo NO. de la Hoja y a cuya existencia se debe el afloramiento de los niveles precámbricos más viejos. Este cabalgamiento se prosigue desde Cudillero hasta hundirse bajo el Mioceno de la Cuenca y constituye el verdadero límite, desde el punto de vista tectónico, entre las zonas cantábrica y asturooccidental-leonesa.

La posición límite de la Hoja determina que tanto esquistosidad como metamorfismo, que faltan en la parte oriental de la Hoja, son ya netas en su parte occidental. Esquistosidades localizadas y más o menos incipientes pueden encontrarse desde luego en muchos puntos de la Hoja, en general, en relación con la fase de plegamiento, pero una esquistosidad de flujo realmente generalizada, acompañando pliegues de tipo similar aparece, al igual que un metamorfismo generalizado, al O. del cabalgamiento antes citado.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Desde el punto de vista de la historia geológica hay que distinguir entre el Precámbrico, por una parte, y el Paleozoico, por otra.

La historia geológica precámbrica no puede ser bien reconstruida; en general, en todo el macizo ibérico el Precámbrico aflora en áreas aisladas entre sí y siempre como un elemento incorporado a la cadena hercíniana, lo cual dificulta su conocimiento. Considerando estrictamente el área comprendida en la Hoja, sólo afloran materiales precámbricos modernos (un Proterozoico, probablemente joven) y sólo la historia de los últimos tiempos precámbricos puede ser por tanto trazada, a partir de los datos contenidos en ella. Este proterozoico muestra la existencia de una actividad volcánica ácida, a la que siguió un régimen de sedimentación turbidítica. La historia del Proterozoico culminó con una deformación que, en el área del antiforme del Narcea, no estuvo acompañada de metamorfismo ni de esquistosidad. Así pues, la historia proterozoica culminó con una sedimentación turbidítica y una deformación, aunque de importancia no bien determinada, y se pre-

senta por tanto como una historia bien separada de la del Cámbrico, que se inició en una transgresión y con el depósito de una serie terrígena propia de aguas poco profundas, reposando en discordancia sobre el Precámbrico.

La sedimentación paleozoica se inició en régimen de aguas poco profundas y se prosiguió con características similares hasta el Carbonífero. En efecto, hasta el final del Devónico, la zona cantábrica se comportó como una zona de plataforma suavemente inclinada hacia el E. Sobre esta plataforma la sedimentación fue esencialmente terrígena durante el Cámbrico-Ordovícico Inferior y alternativamente terrígena y carbonatada durante el Devónico. Las facies fueron siempre de poco fondo: facies de *Cruziana* y *Skolithos* en el Ordovícico Inferior (y parte alta de la Formación Oville), facies de llanura intermareal (miembro inferior de la Formación Láncara, ZAMARREÑO, 1975; parte dolomítica del Complejo de Rañeces), facies coralinas (Formación Moniello y Candás), facies neríticas conchíferas (parte alta del Complejo de Rañeces), facies terrígenas de aguas someras (Formaciones Herrería, Furada, Naranco y Areniscas del Devónico Superior). Todas estas formaciones se caracterizan por sus faunas bentónicas y pistas propias de escasa profundidad; tan sólo las Pizarras de Formigoso encierran una fauna pelágica, rica en su parte inferior y cada vez más rara hacia el techo hasta dar nuevamente paso a faunas bentónicas en la formación siguiente (TRUYOLS, PHILIPPOT y JULIVERT, 1974).

En la zona cantábrica no sólo hubo una sedimentación de poca profundidad durante los tiempos paleozoicos anteriores al Carbonífero, sino que además la sedimentación se vio interrumpida en varias ocasiones. Considerando una sección desde el anticlinal del Narcea hacia el E., las lagunas estratigráficas van ganando en importancia en esta dirección (véase JULIVERT, 1971 b). En el área de la Hoja de Belmonte una laguna estratigráfica importante se encuentra en la Cuarcita de Barrios (Arenig) y las pizarras de Formigoso (Llandovery Superior, en su base). Es imposible precisar si la sedimentación se interrumpió durante todo el lapso de tiempo que abarca la laguna o bien si la erosión eliminó parte de los sedimentos depositados; el hecho de que más al E., en la escama de Laviana, en plena zona cantábrica, se conserven pizarras del Ordovícico Medio (JULIVERT, MARCOS, PHILIPPOT y HENRY, 1968), hace pensar que hubo tanta ausencia de depósito como erosión.

Ya se ha indicado que la plataforma que constituía la zona cantábrica estaba suavemente inclinada hacia el anticlinal del Narcea. Esto se pone en evidencia por: 1) el incremento en importancia de las lagunas estratigráficas al alejarse del anticlinal del Narcea; 2) por la disposición «regresiva» de las diferentes unidades devónicas; 3) por la distribución de facies en algunas de las unidades devónicas.

Sobre la disposición «regresiva» del Devónico se observa que, a medida

que se consideran formaciones más modernas, éstas ocupan un área cada vez más restringida, estando limitadas a una franja cada vez más estrecha junto al antiforme del Narcea (JULIVERT, 1971 b). Este hecho puede ser explicado ya sea considerando que la sedimentación devónica fue realmente regresiva o considerando que la serie devónica está cortada en bisel como consecuencia de una elevación de la parte central de la zona cantábrica. En realidad la disposición que presenta el devónico puede ser una combinación de las dos causas expuestas, pero de todos modos ello indica una inclinación suave de la plataforma, que puede haber sufrido variaciones a lo largo del tiempo.

Finalmente, por lo que respecta a la distribución de facies es particularmente sugestiva la Caliza de Moniello, que se presenta en esta Hoja en facies arrecifales, al igual que en las Hojas de Gijón y Avilés, mientras que más al E. se presenta en facies de llanura intermareal (MENDEZ-BEDIA, 1971). Esta distribución de facies indica condiciones cada vez más marinas hacia el antiforme del Narcea.

Con el inicio del Carbonífero las condiciones paleogeográficas cambian. En gran parte de la zona cantábrica existe una laguna estratigráfica en el Devónico Superior y en el final del Devónico se produce una transgresión, que es el inicio de los acontecimientos que tendrán lugar durante el Carbonífero. En el área de la Hoja de Belmonte, por su posición tan próxima al antiforme del Narcea, el Devónico es completo, aunque la falta de datación de las areniscas del Devónico Superior obliga a mantener una cierta duda respecto a los últimos tiempos devónicos. El Carbonífero Inferior, como en toda la zona cantábrica, es muy reducido; el Tournaisiense puede ser que falte en el ámbito de la Hoja y el Viseense se presenta con sus facies nodulosas, condensadas, con faunas pelágicas. La caliza de montaña representa una sedimentación en un medio reductor y es prácticamente azoica. A partir de este momento la historia del Carbonífero no puede seguirse bien en el ámbito de la Hoja. Por su posición dentro de la zona cantábrica hay que pensar que se produjo sedimentación turbidítica en el Namuriense Superior, si bien los escasos afloramientos conservados por encima de la Caliza de Montaña no permiten dar mayores precisiones.

Durante el Westfaliense se produjo la orogénesis herciniana y la sedimentación probablemente se interrumpió en el ámbito de la Hoja. Finalmente, después de haberse producido los acontecimientos tectónicos más importantes y de haber ya la erosión cortado bastante profundamente la cordillera en este sector, se depositó el Estefaniense con neto carácter posttectónico. La intrusión de diques ácidos que pueden considerarse como los representantes de un vulcanismo subsecuente y las deformaciones más tardías, dando lugar principalmente a fallas que afectan al Estefaniense, cierran la historia geológica del ciclo herciniano.

De la historia postherciniana el único registro es la existencia de una superficie de arrasamiento elevada y fuertemente disecada en relación con la cual se encuentran los depósitos terciarios presentes en la Hoja.

4 PETROGRAFIA

4.1 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas presentes en la Hoja comprenden desde vulcanitas ácidas precámbricas hasta diques de pórfidos y felsitas postestefanienses. Las rocas volcánicas precámbricas han sido objeto de citas aisladas (FARBER y JARITZ, 1964; F. RUIZ, 1971; PEREZ-ESTAUN, 1973) y son consideradas como productos de un vulcanismo ácido contemporáneo con la sedimentación. Las vulcanitas cámblicas han sido tratadas por diversos autores (GARCIA DE FIGUEROLA et al., 1962, 1964; J. R. PARGA, 1969), siendo consideradas como una serie continua de rocas que comprende desde términos básicos a intermedios. Los granitoides eran ya conocidos por SCHULZ (1858) y BARROIS (1882); siendo estudiados recientemente por CORRETGE (1969, 1970). La existencia de pórfidos ácidos es conocida igualmente a partir de los trabajos de SCHULZ y BARROIS (op. cit.), siendo estudiados últimamente por GARCIA DE FIGUEROLA y O. SUAREZ (1967).

4.1.1 ROCAS VOLCANICAS PRECAMBRICAS

Se trata de una serie esquistosa con porfiroides que aflora al NO. (Sector de Tineo). Del análisis de estas rocas se deduce que son principalmente sedimentos con participación tobácea. En alguna ocasión se observan niveles interestratificados más resistentes a la deformación que se encuentran frecuentemente boudinados y que parecen constituir rocas volcánicas *in situ*. En este caso se trata de rocas con textura porfidica compuestas principalmente por plagioclásas (albita)-cuarzo-pistacita-clorita. La clorita y parte de la pistacita parecen seudomorfosear minerales ferromagnesianos existentes. El aspecto porfirole sobre el terreno se debe a los fenocristales de plagioclasa y cuarzo, este último presentando todas las características propias de las rocas volcánicas: golfos de corrosión, idiomorfismo. Las paragénesis observables podrían corresponder a rocas riolacíticas y dacíticas metamorfizadas en la facies de los esquistos.

4.1.2 ROCAS VOLCANICAS DE EDAD CAMBRICA (V, TB)

Constituyen unos niveles discontinuos interestratificados en las areniscas y pizarras de la Formación Oville, estando bien representadas en Puente

Tuña y en el arroyo Farandón, principalmente. Su potencia máxima es de 100 m., siendo, en general muy variable.

En el arroyo de Farandón están constituidos principalmente por una roca parda, masiva, no deformada, a veces ligeramente rosada y con amígdalas verdosas de 1 a 2 m. Esta roca es clasificada como una traquita alcalina con cuarzo, en base a los datos petrográficos y geoquímicos (GARCIA DE FIGUEROLA e I. PARGA-PONDAL, 1964). Su textura es afieltrada, formada exclusivamente por microlitos de feldespato, entrecruzados a veces con amígdalas llenas de cuarzo, clorita y calcita. Como minerales accesorios presenta siempre cuarzo-clorita-opacos y esporádicamente clinopiroxeno. En otras ocasiones, como en Puente Tuña, son rocas tobáceas de color verde con glándulas calcáreas de origen exógeno (procedentes de la Formación Láncara). En los bordes del contacto con las rocas sedimentarias estas rocas se encuentran esquistosadas. Los fragmentos de rocas volcánicas presentan a escala microscópica amígdalas o pisolitos constituidos por clorita, que podría reemplazar a vidrio volcánico, también presentan pequeños microlitos idiomorfos de plagioclasas, pudiendo pues tratarse de tobas de composición basáltica. En un afloramiento de este mismo nivel de menos de 1 m. de potencia, que se encuentra en la carretera de Boinás a Tuña, la roca es un basalto olivínico parcialmente serpentinizado. Se trata de una serie volcánica que comprende desde términos intermedios (traquitas alcalinas con cuarzo) hasta términos básicos, como son los basaltos olivínicos, y se considera a toda esta serie como diferenciada a partir de un mismo magma básico.

4.1.3 GRANITOIDES (γ^3)

Los granitoides se presentan en una serie de pequeños stocks, en algunos casos con una banda de menos de 1 m. de metamorfismo de contacto (mármoles tremolíticos). En estos stocks se observan facies que comprenden desde microgranitoides a veces granatíferos [Leiguarda] hasta granitos biotíticos (Boínás). En el stock de Boinás se encuentran enclaves microgranulados oscuros de composición cuarzo-diorítica. La textura varía desde porfídica hasta hipidiomórfica, siendo los minerales esenciales: andesina o labrador-cuarzo-feldespato potásico-biotita. Presentan estas rocas texturas propias de cristalización a partir de un fundido, como son las sinneusis de las plagioclasas y cuarzos con formas de alta temperatura. El stock de Boinás tiene composición de granito monzonítico y grandiorita, mientras que el de Leiguarda tiene composición más básica, estando constituido principalmente por cuarzomonzonitas (STRECKEISEN, 1967; CORRETGE et al., 1970). Por sus características estos granitoides pertenecen a la serie calcoalcalina posttectónica de edad hercínica tardía (CAPDEVILA et al., 1973).

4.1.4 DIQUES DE PÓRFIDOS Y FELSITAS (FO³)

Constituyen el último acontecimiento magmático observable en la región. Son de edad postestefaniense, ya que cortan a los materiales discordantes de esta edad. Se trata de rocas leucocráticas intrusivas en diques de potencia variable, generalmente de 1 a 5 m. A simple vista se observan fenocristales de feldespato pseudomorfoseados por una masa de sericitas. Presentan igualmente cuarzos idiomorfos corroídos y una mesostasis que a veces es el único constituyente de la roca por faltar fenocristales. Esta mesostasis es un intercrecimiento de pequeños cristales de cuarzo y feldespato, por lo que estas rocas son consideradas como felsitas. Según su mineralogía se deduce que se trata de rocas cuya composición sería similar en parte a las cuarzodioritas e incluso a términos más ácidos.

4.2 METAMORFISMO

Todos los materiales Pre-estefanienses existentes en la parte occidental del mapa han sido afectados por un metamorfismo de bajo grado que ha originado paragénesis banales en las rocas pelíticas. Las paragénesis más frecuentes pertenecen a la facies de las pizarras verdes y son: cuarzo+albita+moscovita+clorita y cuarzo+albita+moscovita+clorita+biotita. La isograda de la biotita muestra un trazado irregular, sin que sea posible definir una zona de la biotita diferenciada sobre el terreno. En el precámbrico que constituye el núcleo de la ventana del Narcea la biotita aparece más frecuentemente, pudiendo estar relacionada con el metamorfismo de contacto de los pórfidos y felsitas postestefanienses, que son relativamente abundantes en este área. El hecho estaría apoyado por el hábito cristalino de la biotita en esta región, que parece postectónico y de cristalización estática.

En el sector de Tineo (NO. de la Hoja) aparece la biotita en la paragénesis: cuarzo+albita+tremolita-actinolita+clorita+biotita y cuarzo+albita++clorita+biotita; en este caso la biotita se encuentra cristalizada paralelamente a las superficies de esquistosidad y la roca en general muestra un mayor grado de recristalización de los minerales micáceos; en consecuencia, se interpreta esta zona como afectada por metamorfismo regional de grado más elevado que el resto. Los esquistos con anfíboles (tremolita-actinolita) proceden del metamorfismo de rocas tobáceas (porfiroides) presentes en esta zona. Debido a que las paragénesis encontradas se encuentran ampliamente extendidas en las zonas de bajo grado de metamorfismo, tanto de relativamente alta como baja presión, no se pueden considerar como sintomáticas para definir el tipo de metamorfismo existente en esta región.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Dentro de la Hoja de Belmonte existen explotaciones o indicios de caolín, hierro, barita, magnesio y carbón. El caolín se presenta interestratificado en la cuarcita de Barrios (Arenig), el espesor es del orden de 1 m. La presencia de caolín interestratificado en la cuarcita del Ordovícico Inferior es un hecho característico del sector Belmonte-Tineo-Grado. Dentro de la Hoja de Belmonte, un grupo de minas se encuentran en la parte NE. del mapa en relación con la franja cuarcítica que forma la Sierra de La Manteca y la Sierra de Begega, con la cuarcita que forma el núcleo sinclinal a lo largo del río Narcea en el sector del embalse de Soto de La Barca y en relación con la cuarcita que forma el núcleo sinclinal de Nieres. Las explotaciones en este sector afectan a una capa de caolín, que se encuentra cerca de la base de la formación. En la franja de las sierras de La Manteca y de Begega se encuentra una mina, cerca de las Estacas; la capa explotada debe proseguirse a lo largo por lo menos de buena parte de la franja cuarcítica, ya que ha sido explotada también en el arroyo de Los Collados. En el núcleo sinclinal del embalse de Soto de La Barca existen también minas, en su flanco O., junto al valle del Narcea, y una mina abandonada cerca de Merrillés; la posición estratigráfica es la misma que para el caso anterior. Igualmente existen explotaciones de caolín, en posición estratigráfica semejante en Nieres (Baradal y La Uz) en la estructura sinclinal, inmediatamente al O. En la franja cuarcítica más oriental del mapa, en relación con el cabalgamiento a lo largo del borde E. del mapa, existe también una mina de caolín al E. de Llamoso, que debe corresponder a otro nivel más alto, situado cerca del techo.

El hierro ha sido investigado en diversos puntos de la Hoja. En el Silúrico-Devónico existen dos formaciones de areniscas ferruginosas: la Arenisca de Furada y la Arenisca de Naranco. De estas dos formaciones, sólo la primera presenta capas con un contenido en hierro lo suficientemente alto como para haber permitido su explotación. Los hierros de la Arenisca de Furada son hierros oolíticos y dentro de la Hoja han sido investigados en Llamoso (hacia la parte SE. de la Hoja), Leiguarda (en el extremo NE. de la Hoja) y Clavillas (en el valle del Pigueña, en el extremo S. de la Hoja). Indicios de hierro, no relacionados con los niveles de areniscas antes citados, existen en Nieres, Jarceley, Begega, La Uz.

Otros minerales de los que se han encontrado indicios en la Hoja son: barita, en los alrededores de Tebongo, y manganeso, en Jarceley y La Uz.

El carbón que se encuentra en el ámbito de la Hoja es de edad estefaniense. Se trata de antracitas, como es común en el Estefaniense. El manchón estefaniense más importante, desde el punto de vista de la explotación del carbón es el manchón de Tineo. El carbón se encuentra en la parte inferior de la sucesión estefaniense, en una serie alternante de areniscas y pizarras, que sucede a un conglomerado de base; la parte alta de la sucesión estefaniense, rica en conglomerados, no es objeto de explotación.

En el manchón de Tineo, las minas se disponen en dos grupos. En el situado más al SO., cerca de La Prohida, se explotan tres capas, la mina más importante es la mina de Los Hermanos Díez. Localmente el carbón se encuentra coquizado por efecto de un pórfido ácido. El otro grupo se encuentra cerca de Truébanos y en las explotaciones son menos importantes.

Otras explotaciones se encuentran en los pequeños afloramientos entre Llamas del Mouro y Buseiro; en el más meridional de estos afloramientos (mina de La Braña) se explotan también tres capas. En principio debe tratarse en todos los casos del mismo paquete productivo. Los demás afloramientos estefanienses de la Hoja están formados sólo por conglomerados y no poseen capas de carbón.

Por lo que se refiere a las canteras, existen o han existido explotaciones diversas, entre ellas la caliza de montaña al SE. de Belmonte y las calizas de la Formación Láncara, concretamente el nivel de calizas gruesas con birdseyes en El Radical. Una mención especial puede hacerse a la traquita del arroyo Farandón, en las proximidades de Bebares, que ha sido sometida también a explotación.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico cabe distinguir en la región dos zonas diferentes.

La zona occidental está constituida por materiales precámbricos o del Paleozoico Inferior. Los primeros son de naturaleza pelítica, por lo cual su permeabilidad es prácticamente nula. Los materiales paleozoicos constan en gran parte de areniscas; no obstante, su grado de compactación e incluso su metamorfismo incipiente hace que, en todos los casos, las posibilidades hidrogeológicas de esta zona sean escasas. Los terrenos discordantes, estefanienses y terciarios, son fundamentalmente conglomeráticos y su interés es también escaso a causa de la naturaleza de su matriz, silícea con fuerte cementación en los materiales estefanienses y arcillosa en el Terciario.

La zona oriental se caracteriza por una mayor abundancia de materiales devónicos y carboníferos, entre los cuales hay que destacar la existencia de formaciones carbonatadas. Sin embargo, no existen grandes acumulaciones de estos materiales ni estructuras favorables para la acumulación de agua subterránea. Cabe mencionar la existencia de Caliza de Montaña muy

karstificada aflorando en los núcleos de algunos sinclinales; no obstante, el hecho de que se trate de pliegues con ejes fuertemente inclinados y de aguas kársticas hace que las posibilidades de captación de las posibles reservas de agua subterránea en estas calizas sean muy aleatorias.

A pesar de estas condiciones litológicas y estructurales desfavorables, hay que decir que en toda la extensión de la Hoja concurren una serie de factores climatológicos, geomorfológicos y biológicos que tienen gran importancia en el balance hídrico de la región. Entre ellos están:

- Precipitación media anual alta y distribuida regularmente durante todo el año.
- Relieve con desniveles y pendientes notables.
- Suelo de notable espesor.
- Cubierta vegetal densa.

Todo ello conduce a una fuerte escorrentía e intercepción por parte de la vegetación, lo cual da como principales resultados la existencia de abundantes aguas superficiales, de capas acuíferas muy poco profundas y de un flujo hipodérmico abundante, favoreciendo la existencia de zonas de manantío y de manantiales numerosos pero de caudal pequeño, todo lo cual asegura la alimentación de una importante red hidrográfica.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. De y JUNQUERA, G. (1916).—«Hierros de Asturias». *Mem. Inst. Geol. Esp.*, Criaderos de Hierro de España, t. II, 1 vol. texto, 610 p.
- ALVAREZ-RAMIS, C. (1964).—«Contribución al estudio de la flora carbonífera de Tineo (Asturias)». *Brev. Geol. Ast.*, año VII, pp. 69-74.
- (1966).—«Primera aportación al estudio de los "Sphenopteris" del Carbonífero español: a) (Estefaniense: primera parte)». *Estudios Geol.*, volumen 21 (1965), pp. 1-141.
- (1967).—«Revisión de los "Sphenopteris" del Estefaniense cantábrico». *Publ. Fac. Cienc. Univ. Madrid*, serie A, núm. 55, t. 1, 211 pp.
- ARBOLEYA, M. L. (1973).—«Nota sobre la icnofauna del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XVII, núm. 3, pp. 37-42.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Géol. Nord.*, t. 2, núm. 1, 630 pp.
- BRELL, J. M. (1968).—«El terciario de los alrededores de Tineo». *Brev. Geol. Ast.*, año X, núm. 1-4, pp. 7-14.
- COMTE, P. (1934).—«Sur les couches intermédiaires entre le Silurien et le Dévonien dans les Asturies». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 198, pp. 1164-1166.

- (1936).—«Le Dévonien moyen et supérieur du Leon (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 202, pp. 1198-1200.
- (1937).—«La série cambrienne et silurienne du Leon». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 204, pp. 604-606.
- (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere cantabrique». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 60, pp. 1-440.
- CORRETGE, G. (1969).—«Rocas con afinidades charnockíticas en el occidente de Asturias». *Acta Geol. Hispánica*, t. 4, núm. 1, pp. 20-22.
- CORRETGE, G.; LUQUE, C. y SUAREZ, O. (1970).—«Los stocks de la zona de Salas-Belmonte (Asturias)». *Bol. Geol. Min.*, t. 81, fasc. 2-3, pp. 257-270.
- DELEPINE, G. (1943).—«Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne)». (Apéndice sobre los Fusulínidos por J. Gubler). *Mem. Acad. Sc. Inst. France*, t. 66, pp. 1-222.
- DOUBINGER, J. y ALVAREZ-RAMIS, C. (1963).—«Sphenoptéridées du Carbonifère de Tineo (Asturias)». *Estudios Geol.*, vol. 19, pp. 193-204.
- (1964).—«Sur la flore du Bassin houiller de Tineo (Asturias)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 259, pp. 1885-1887.
- FARBER, A. & JARITZ, W. (1964).—«Die Geologie des westasturischen Kustengebietes». *Geol. Jb.*, t. 81, pp. 679-783.
- FONTBOTE, J. M. & JULIVERT, M. (1974).—The Precambrian in the Iberian Peninsula. In *Precambrien des zones mobiles de l'Europe*, P. I. C. G. Conf. Liblice 1972, Geol. ústav C. S. A. V., pp. 175-188.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y PRAGA-PONDAL, I. (1964).—«Las rocas del Cámbrico. IV. Una traquita alcalina estratificada en el Cámbrico de Farandón (Valle del Narcea)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 76, pp. 79-93.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y SUAREZ, O. (1968).—«Sobre la génesis de los diques porfídicos: Pórfidos de Allande-Besullo (Asturias)». *Inst. Inv. Geol. Diputación Prov.*, vol. 22, pp. 13-24, Barcelona.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; PRADO, J. G., y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).—«Las rocas del Cámbrico. III. De los afloramientos de Tineo (Río Villar y Puente del Tuña)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 68, pp. 103-131.
- GRAND'EURY, F. C. (1881).—«Note sur les empreintes houillères recoltées dans les Asturias par M. Charles Barrois». *Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. IX, pp. 1-2.
- HIGGINS, A. C. (1962).—«Conodonts from the "griotte" limestone of North-West Spain». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 65, pp. 5-22.
- HIGGINS, A. C.; WAGNER-GENTIS, C. H. T. & WAGNER, R. H. (1964).—«Basal Carboniferous strata in part of Northern Leon, NW. Spain: Stratigraphy, conodont and goniatite faunas». *Bull. Soc. Belge Géol.*, t. 71, fasc. 2, pp. 205-248.

- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1926).—«XIV Congreso Geol. Internacional, Madrid 1926. Excursión C-1, Asturias», 107 pp.
- JULIVERT, M. (1971 a).—«Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain». *Am. Jour. Sc.*, vol. 270, núm. 1, pp. 1-29.
- (1971 b).—«L'evolution structurale de l'arc asturien». In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, t. 1, *Publ. Inst. français Pétr.*, Ed. Technip, pp. I.2-1 a I.2-28.
- JULIVERT, M., y MARCOS, A. (1970).—«Mapa geológico de España, E. 1:200.000, Hoja núm. 9 (Cangas del Narcea)». (Memoria explicativa por M. JULIVERT y A. MARCOS). *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1 mem., 30 p., 1 mapa.
- JULIVERT, M.; PELLO, J. y FERNANDEZ, L. (1968).—«La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica)». *Trabajos de Geología*, núm. 2, Universidad de Oviedo, pp. 1-43.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PHILIPPOT, A., y HENRY, J. L. (1968).—«Nota sobre la extensión de las pizarras ordovicicas al E. de la Cuenca carbonífera central de Asturias». *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 4, pp. 1-4.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J.; MARCOS, A. y ARBOLEYA, M. L. (1973).—«Mapa geológico de España, E. 1:50.000 (segunda serie), Hoja núm. 13 (Avilés)». *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1 mem., 30 p., 1 mapa.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, núm. 6, pp. 78-92 (Traducción en *Publ. Extr. Geol. Esp.*, t. 5, pp. 149-166, Madrid 1950).
- (1956 a).—«Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung». *Geotekt. Symposium H. Stille*, pp. 129-139.
- (1956 b).—«Das Prákambrium Spaniens». *N. Jb. Geol. Paläont. Min.*, vol. 8, pp. 377-380. (Traducción "El Precámbrico en España". *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 60, pp. 227-239.)
- (1957).—«Zum Alter Norwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1957, núm. 7, pp. 464-471.
- (1961).—«Das Kambrium Spaniens». *Akad. Wiss. Lit. Mainz. Math. Naturw. Kl.*, núm. 6, pp. 283-498.
- LLOPIS-LLADO, N. (1967).—«Sur le Dévonien inférieur des Asturias (Espagne)». *Mem. B. R. G. M.*, núm. 33 (Colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites), pp. 265-278.
- LLOPIS-LLADO, N., y MARTINEZ-ALVAREZ, J. A. (1960).—«Sobre el Terciario continental del occidente de Asturias y su significación morfotectónica». *Brev. Geol. Ast.*, año IV, núm. 1-2, pp. 3-18.
- MALLADA, L., y BUITRAGO, J. (1878).—«La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica». *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, t. 5, pp. 177-194.
- MENDEZ-BEDIA, I. (1971).—«Nota sobre las microfacies de la Formación Moniello (Devónico) en la zona de Teverga (Asturias- NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 2, pp. 17-32.

- MELENDEZ, B. (1943).—«Un fenómeno de coquización en la antracita este-faniense de Asturias». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 41, pp. 103-113.
- MENENDEZ-AMOR, J., y JONGMANS, W. J. (1954).—«Contribución al conocimiento de la flora carbonífera de Asturias». *Estudios Geol.*, núm. 23-24, pp. 307-316.
- PARGA, J. R. (1969).—«Sobre la distribución de las manifestaciones efusivas en el Cámbrico de Asturias y León». *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 53, pp. 43-56.
- PARGA, J. R., y LUQUE, C. (1971).—«Las series del Cámbrico Inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica». *Bol. Geol. Min.*, t. 82, fasc. 3-4, pp. 310-320.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1973).—«Datos sobre la sucesión estratigráfica del Pre-cámbrico y la estructura del extremo Sur del anticlinal del Narcea». *Brev. Geol. Ast.*, año XVII, núm. 1, pp. 5-16.
- POLL, K. (1963).—«Zur Stratigraphie des Altpaläozoikums von Belmonte (Asturien, Nordspanien)». *N. Jb. Jeol. Paläont. Abh.*, 117 (festband Lotze), pp. 235-250.
- (1970).—«Stratigraphie und Tektonik ander Wende Silurium/Devon im westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)». *Sitzungsber. d. Physik-medizim. Soz. Erlangen*, vol. 83-84, pp. 32-113.
- RUIZ, F. (1971).—«Geología del sector Norte del anticlinal del Narcea». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 3, pp. 39-46.
- RUIZ FALCO, M., y MADARIAGA, R. (1941).—«Aportación al estudio de los terrenos Carbonífero y Permiano de España». *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LV, pp. 147-247.
- SCHROEDER, R. (1972).—«Nota preliminar sobre los Carpoideos del Cámbrico Medio de Asturias y León». *Brev. Geol. Ast.*, año XVI, núm. 2, pp. 17-22.
- SCHULZ, G. (1858).—«Descripción geológica de la provincia de Oviedo», 1 vol., 138 pp.
- SDZUY, K. (1971).—«La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España». *I Congr. Hispano-Luso-American de Geol. Econ.*, Sección I Geología, t. II, pp. 769-782.
- SEILACHER, A. (1970).—«Cruziana stratigraphy of "non-fossiliferous" Palaeozoic Sandstones». In *Trace fossils*, T. P. Crimes & J. C. Harper (Edit.), pp. 447-476.
- STRECKEISEN, A. L. (1967).—«Classification and nomenclature of igneous rocks». *N. Jahrb. Min. Abh.*, 107, pp. 104-214.
- TRUYOLS, J.; PHILIPPOT, A. & JULIVERT, M. (1974).—«Les formations siluriennes de la zone cantabrique et leurs faunes». *Bull. Soc. Geol. France*, 7e sér. t. 16, núm. 1, pp. 23-25.
- VEGA ROLLAN, C. (1964).—«Contribución al conocimiento de la flora carbonífera del occidente de Asturias». *Brev. Geol. Ast.*, año VIII, pp. 37-51.

- VIRGILI, C., y CORRALES, I. (1966).—«Las series molásicas estefanienses del occidente de Asturias». *Acta Geol. Hispánica*, año I, núm. 4, pp. 17-21.
- WAGNER, R. H. & ALVAREZ-RAMIS, C. (1967).—«*Mariopterus* from the Stephanian of north-west Spain». *Palaeontology*, vol. 10, part. 4, pp. 694-705.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F. & RIDING, R. E. (1971).—«Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain (with a «Note on some goniatite faunas» by C. H. T. WAGNER-GENTIS)». *Trabajos de Geología*, núm. 4 («The Carboniferous of North-west Spain», II), pp. 603-663.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona cantábrica (NO. de España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geología*, núm. 5, pp. 1-118.
- (1975).—«Peritidal origin of Cambrian Carbonates in Northwest Spain». In *Tidal Deposits: A case book of recent examples and fossil counterparts*, R. N. Ginsburg Ed., pp. 323-332, Springer-Verlag.
- ZEILLER, R. (1882).—«Notes sur la flore houillère des Asturies». *Mem. Soc. Géol. Nord.*, I, núm. 3, pp. 1-22.

INSTITUTO GEOLOGICO

Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - MADRID 28003



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA