



IGME

100

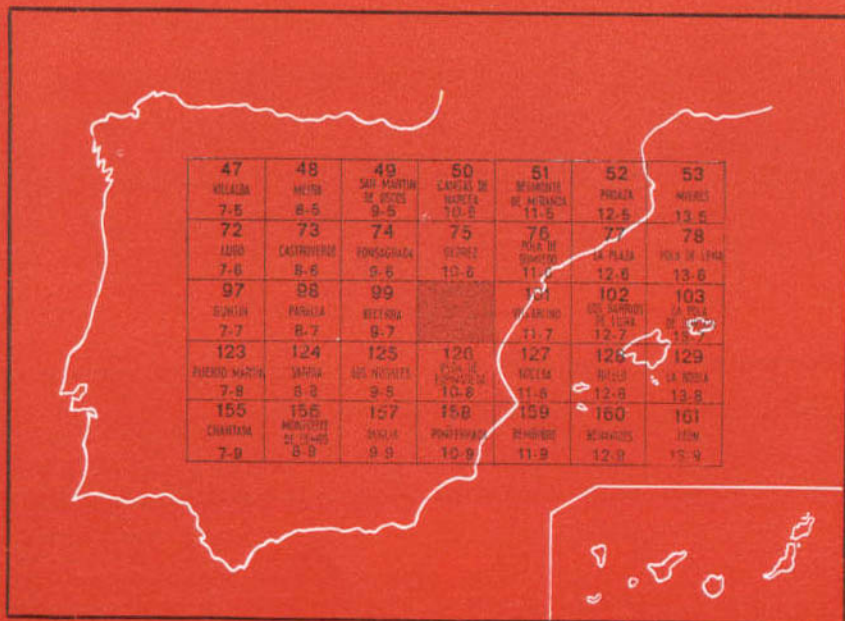
10-7

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

DEGAÑA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

DEGAÑA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

En *Cartografía*: Javier A. Pulgar; Fernando Bastida, Alberto Marcos, Andrés Pérez-Estaún, José Galán (Estefaniense) e Ignacio Vargas (Estefaniense).

En *Memoria*: Javier A. Pulgar, Fernando Bastida, Alberto Marcos, Andrés Pérez-Estaún, Ignacio Vargas (Estefaniense) y Francisco Ruiz (Geología Económica).

En *Rocas ígneas*: Ofelia Suárez (granitos) y Francisco J. Martínez (meta-vulcanitas).

En *Metamorfismo*: Francisco J. Martínez y María L. Arbolea.

En *Sedimentología de rocas carbonatadas*: Isabel Méndez Bedia.

En *Sedimentología de rocas detríticas estefanienses*: Alberto Peón.

En *Paleontología*: Jaime Truyols (fauna), Román Montesinos (fauna), Pedro Lorenzo (flora), Alberto Marcos (icnofósiles).

Colaboradores: Manuel García (Cartografía), Teófilo Concha, Eugenio Vaiderrama y Angel Naval.

Supervisión: Argimiro Huerga Rodríguez.

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 - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 1,408 - 1981

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de Degaña se sitúa entre las provincias de Lugo, León y Oviedo, quedando la mayor parte de la Hoja comprendida dentro de estas dos últimas provincias.

Desde el punto de vista geomorfológico, es característico de esta Hoja la existencia de un fuerte relieve que representa las estribaciones occidentales de la Cordillera Cantábrica. En él se destaca la gran abundancia de formas glaciares que evidencian la existencia de un modelado glaciar relativamente importante durante el período Cuaternario. Estas formas glaciares están generalmente poco destruidas por el modelado fluvial, siendo frecuentes los valles de origen glaciar, como por ejemplo: los valles de Degaña, Sisterna, Peranzanes, Ancares, etc., que junto con otras formas, tales como aristas, circos, pequeños lagos de origen glaciar, morrenas, etc., configuran los caracteres predominantes en el paisaje de la Hoja.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja se sitúa dentro de la llamada Zona Asturoccidental-leonesa (LOTZE, 1945; MARCOS, 1973) y está constituida esencialmente por materiales del Paleozoico Inferior, que abarcan desde el Cámbrico Inferior al Silúrico. También están representados materiales carboníferos, como son los afloramientos Estefanienses de Tormaleo y Monasterio de Hermo, que son ya depósitos claramente discordantes sobre el resto del Paleozoico.

Estos materiales han sufrido una deformación polifásica acompañada de metamorfismo de bajo grado en el transcurso de la Orogénesis Herciniana, responsable de la estructura actual de la zona. En los estadios finales de esta etapa orogénica tiene lugar la intrusión del granito de Ancares, parte del cual aflora en el límite suroccidental de la Hoja.

Las publicaciones y trabajos geológicos que hacen referencia al área concreta de la Hoja de Degaña son muy escasos y, o bien están recogidos dentro de estudios de carácter general (LOTZE, 1945; MATTE, 1968) o se refieren a zonas vecinas y sólo marginalmente al ámbito de la Hoja (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975). En conjunto se trata de una de las zonas peor conocidas hasta ahora dentro del NO de la Península.

2 ESTRATIGRAFIA

Aparte de los depósitos cuaternarios y de un pequeño afloramiento de materiales Terciarios, la Hoja está constituida por materiales de edad Paleozoica.

Dentro del Paleozoico se pueden distinguir dos conjuntos separados por una discordancia; de una parte el Paleozoico Inferior y de otra los materiales Estefanienses. Estos últimos forman dos afloramientos separados: el de Tormaleo, en la parte O de la Hoja, y el de Monasterio de Hermo, que está en continuidad con la cuenca estefaniense de Villablino, de la que forman parte.

El Paleozoico Inferior forma una sucesión continua desde el Cámbrico Inferior al Silúrico, pudiendo distinguirse las siguientes formaciones:

- Cuarcita de Cándana (Cámbrico Inferior).
- Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio?).
- Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior).
- Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio).
- Formación Agüeira (Ordovícico Medio-Ordovícico Superior).
- Cuarcita de Vega (Ordovícico Superior?).
- Pizarras y Ampelitas Silúricas (Llandovery-Wenlock).

Paleogeográficamente, la Hoja de Degaña cae dentro del Dominio del Navia y Alto Sil (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975) presentando, por tanto, las características propias de este Dominio, como es la existencia de un surco con gran subsidencia durante el Paleozoico Inferior, en el que tiene lugar la acumulación de un gran espesor de sedimentos fundamentalmente detríticos.

2.1 EL CAMBRICO INFERIOR E INFERIOR-MEDIO: LA CUARCITA DE CANDANA (CA₁) Y LA CALIZA DE VEGADEO (CA₁₋₂)

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja corresponden al Cámbrico Inferior, representado por la Cuarcita de Cándana y por la Caliza de Vegadeo, aunque probablemente los términos más altos de esta

última formación pueden corresponder ya al Cámbrico Medio. Estas dos formaciones afloran únicamente en el ángulo NO de la Hoja.

La Cuarcita de Cándana (LOTZE, 1957), equivalente a las Areniscas de la Herrería (COMTE, 1938) de la zona cantábrica, no aflora completa sino que sólo se encuentra representada dentro de la Hoja su parte superior. Son areniscas feldespáticas y cuarcitas de grano grueso alternando con pizarras. Las areniscas y cuarcitas suelen formar bancos potentes con abundancia de grandes estratificaciones cruzadas, generalmente tabulares. Localmente también se pueden observar estratificaciones cruzadas tipo «herring bone» y paleocanales. Los megaripples, tanto simétricos como asimétricos, son relativamente frecuentes. Hacia la parte más alta de la formación aparecen algunos bancos calcáreos intercalados con pizarras que constituyen el tránsito a la siguiente formación, es decir, a la Caliza de Vegadeo. En cuanto a la sedimentología de esta formación, CRIMES et al. (1977), consideran que durante un depósito predominan condiciones intermareales, submareales e incluso fluviales.

Por lo que respecta a la edad, aunque dentro de la Hoja no se ha encontrado fauna, esta formación puede atribuirse al Cámbrico Inferior por comparación con áreas vecinas, donde se han encontrado faunas de trilobites y arqueociatos en su parte superior (LOTZE, 1961; SDZUY, 1961; DEBRENNE & LOTZE, 1963) y diversos icnofósiles en varios niveles (ARBOLEA, 1973; CRIMES et al., 1977).

Por encima de la Cuarcita de Cándana se sitúa un nivel carbonatado denominado por BARROIS (1882) Caliza de Vegadeo. Esta formación aflora solamente en el ángulo NE de la Hoja, formando dos bandas separadas por una fractura. El mejor corte de esta formación se puede obtener en la carretera de Rengos a Monasterio de Hermo, en el límite con la Hoja de Naviego. La potencia total de la formación es de aproximadamente 150 metros, pudiendo distinguirse tres miembros con características similares a las descritas en áreas vecinas (fig. 1).

El miembro inferior está constituido en gran parte por una alternancia de pizarras calcáreas, calizas marmóreas o nodulosas y algún nivel de areniscas. Por encima presenta unos 15 m. de calizas masivas marmóreas y dolomitizadas, de color marrón amarillento y a veces con estratificación cruzada. El espesor total de este miembro sería de unos 55-65 metros.

El miembro medio tiene un espesor de unos 75 metros y comienza con dolomías amarillentas con laminaciones (25 m.), algunas de las cuales pudieran ser de origen orgánico. Por encima de estas dolomías existe un tramo de unos 50 m. constituido por calizas grises finamente estratificadas, calizas dolomíticas y calizas masivas grises alternando con pizarras y algún mármol blanco. En este tramo se ha encontrado algún nivel muy delgado de «birdeseyes» y algún nivel oolítico, donde los oolitos se hallan en gran parte dolomitizados.

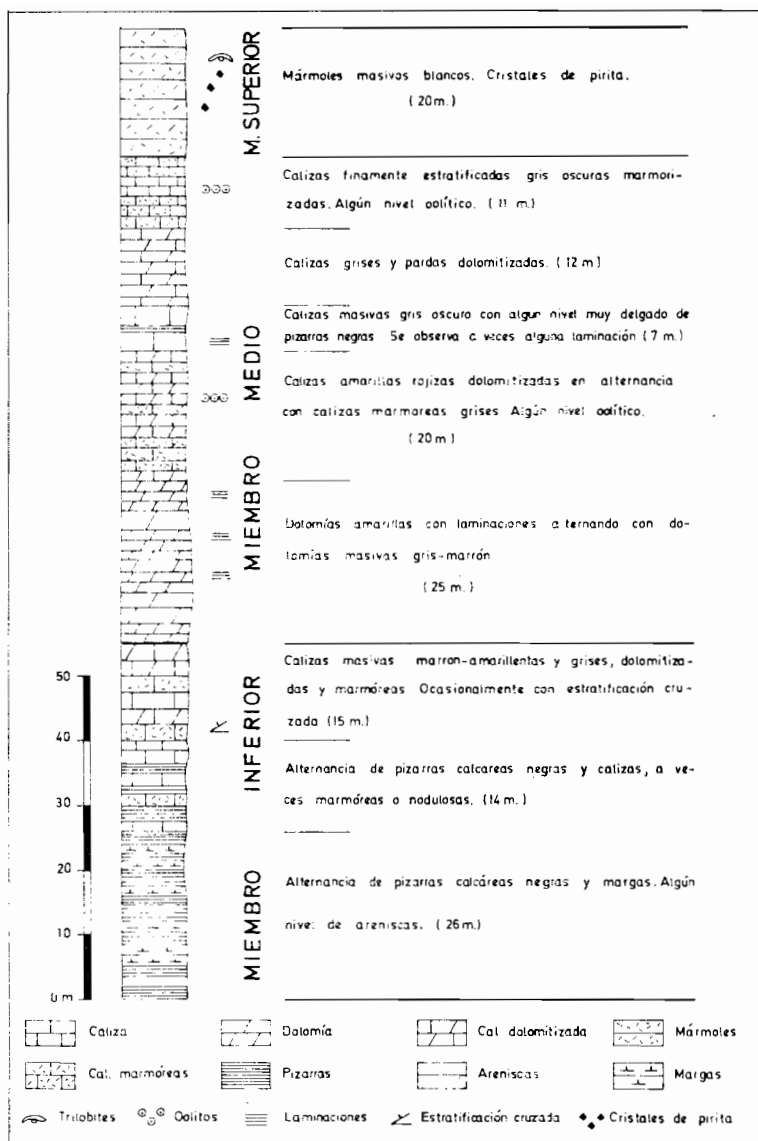


Figura 1.—Columna estratigráfica de la Caliza de Vegadeo en la carretera de Gedrez a Monasterio de Hermo, mostrando su división estratigráfica y las características litológicas y sedimentológicas más destacables.

El miembro superior, con unos 20-25 m. de espesor, está constituido por mármoles blancos masivos, con cristales de piritita. Microscópicamente, no se conserva la textura original debido al grado de marmorización, aunque se observan algunos fragmentos de organismos que pudieran atribuirse a trilobites. En este miembro se sitúan numerosas canteras para la explotación de mármol.

En líneas generales se pueden reconocer en esta Hoja los tres miembros que normalmente aparecen en la Formación Vegadeo (ZAMARREÑO et al., 1975).

Desde el punto de vista sedimentológico, sólo se pueden extraer ciertas conclusiones acerca de los miembros medio y superior, ya que en el miembro inferior no se encuentran conservadas las texturas y estructuras originales. En el miembro medio aparecen laminaciones, algunas de origen probablemente orgánico, y algún nivel delgado de «birdeseyes», características que aparecen en los medios tipo «tidal flat»; en el miembro superior, aunque está considerablemente marmorizado y por tanto prácticamente borradas las estructuras y texturas primitivas de la roca, se han podido observar fragmentos de organismos (Trilobites). Estas facies podrían ser comparables a los del miembro superior de la Formación Láncara de la Zona Cantábrica (ZAMARREÑO, 1972) y por tanto representaría una sedimentación marina de tipo nerítico, probablemente no muy profunda (ZAMARREÑO et al., 1975; ZAMARREÑO & PEREJON, 1976).

Por lo que respecta a la edad, aunque no se han encontrado fósiles dentro de la Hoja, se conocen varias localidades con faunas del Cámbrico Medio por encima de la Caliza de Vegadeo (SDZUY, 1968) por lo que frecuentemente se ha considerado que la totalidad de la formación podría corresponder al Cámbrico Inferior. Datos más recientes permiten hacer precisiones adicionales. Así, el hallazgo, en la zona de Ponferrada, de arqueociatos que indican una edad Cámbrico Inferior alto para el miembro inferior (DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1975; ZAMARREÑO & PEREJON, 1976) junto con la aparición en la parte más alta de unas facies comparables a las del miembro superior de la Formación Láncara de la zona Cantábrica, permite atribuir al Cámbrico Medio el miembro superior de la Formación Vegadeo.

2.2 EL CAMBRICO MEDIO-ORDOVICICO INFERIOR: LA SERIE DE LOS CABOS (CA₂-O₁p; ε¹)

La Serie de los Cabos (LOTZE, 1958) está constituida por una espesa sucesión detrítica (más de 4.000 m.) que aflora completa en el sector NE de la Hoja, formando una franja de dirección ONO-ESE que flanquea por el Sur el afloramiento precámbrico del Antiforme del Narcea. En el borde S de esta franja está repetida la parte superior de la formación por efecto

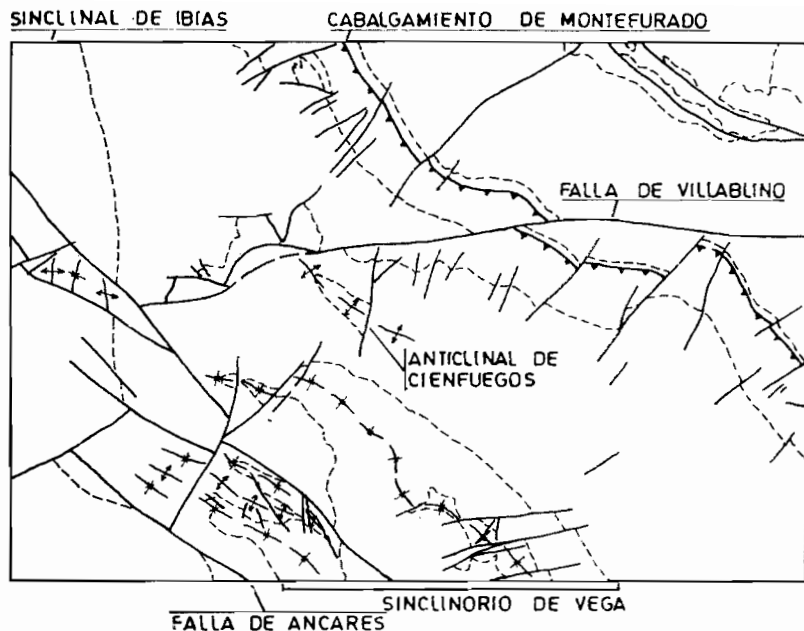


Figura 2.—Esquema tectónico de la Hoja mostrando la localización de las principales estructuras mencionadas en el texto.

del Cabalgamiento de Montefurado, que la hace cabalgar sobre las Pizarras de Luarca (fig. 2). En los demás afloramientos de la Serie de los Cabos, como en el anticlinal del puerto de Cienfuegos y en el ángulo SO de la Hoja, la sucesión no es completa, estando representada solamente la parte superior de la formación.

La sucesión comienza con unos pocos metros de pizarras verdes por encima de la Caliza de Vegadeo, siendo el resto de la formación una alternancia monótona de cuarcitas, areniscas, siltitas y pizarras. Los últimos 1.500 ó 1.800 metros están constituidos fundamentalmente por cuarcitas masivas blancas. Estas diferencias no son, sin embargo, reflejables cartográficamente dada la gran monotonía general de la formación en este área (MARCOS, 1973). También es destacable la existencia de algunos niveles volcánicos (e^1) interstratificados en la parte superior de la formación. Se trata de metadiabasas que, aunque presentan una notable retromorfosis, conservan aún restos de su textura primitiva.

Desde el punto de vista sedimentológico, esta formación ha sido estudiada en detalle por BALDWIN (1975, 1977). Según este autor, esta formación está constituida en su totalidad por depósitos marinos someros, predominando las facies de barra de arena para el nivel cuarcítico superior y las facies intermareales para el resto de la sucesión.

Por lo que se refiere a la edad de esta formación, no se han encontrado dentro de la Hoja más que algunos icnofósiles, fundamentalmente *Cruziana semiplicata* (SALTER) que nos permite atribuir al Cámbrico Superior la parte media de la formación. Por comparación con áreas vecinas se puede considerar que el nivel cuarcítico superior representa el Ordovícico Inferior, mientras que los tramos basales de pizarras verdes representarían al Cámbrico Medio (MARCOS, 1973; BALDWIN, 1975 y 1977; ver Hoja número 75, Naviego).

2.3 EL ORDOVICICO MEDIO: LAS PIZARRAS DE LUARCA (O₂; O₂q; ε¹)

Por encima de la Serie de los Cabos aparece una formación pizarrosa, las Pizarras de Luarca, que forman un gran afloramiento que ocupa la parte central de la Hoja.

Como sucede en toda la zona Asturoccidental-leonesa, esta formación presenta una gran uniformidad de facies a lo largo de toda la Hoja. La mayor parte de la formación está constituida por pizarras negras homogéneas y ricas en sulfuros, principalmente pirita, litología que hace muy difícil la observación de niveles sedimentarios de referencia.

En el sector NE de la Hoja los tramos basales de la formación (unos 100 m.) están constituidos por una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras (serie de transición) que culmina con un nivel cuarcítico (O₂q) de poco espesor (20-50 m.), pero que resulta un nivel de referencia fácilmente cartografiable. Dentro de esta serie de transición aparece frecuentemente algún nivel de rocas volcánicas interestratificadas —diabasas, queratófidos o queratófidos cuarcíferos— que aunque sufren una retromorfosis importante durante el metamorfismo herciniano conservan bastante bien su textura original.

En el sector SO de la Hoja, por encima de la Serie de los Cabos, las Pizarras de Luarca comienzan por una serie de transición de poco espesor, faltando la cuarcita culminante y no detectándose la presencia de niveles volcánicos interestratificados.

El espesor total de la formación es difícil de calcular por la ausencia de niveles sedimentarios de referencia, aunque se puede estimar como próximo a los 1.000-1.200 metros en la parte media de la Hoja y quizá algo inferior en el extremo suroccidental.

Sedimentológicamente, según MARCOS (1973), estas facies caracterizadas por pizarras negras, escasez de material clástico, presencia de sulfu-

ros, etc., serían típicas de un medio euxínico, sin que se pueda precisar en cuanto a la profundidad de la cuenca.

Por lo que respecta a la edad, no se ha localizado ningún yacimiento fosilífero dentro de la Hoja, aunque en otras áreas se conocen localidades en las que han aparecido diversos fósiles indicando una edad Ordovícico Medio para esta formación (WALTER, 1968; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975). Concretamente, en la Hoja núm. 126 (Vega de Espinareda), situada inmediatamente al Sur, se ha localizado dentro de esta formación un yacimiento con trilobites y graptolites que permite atribuir su parte baja al Llanvirn. De acuerdo con los datos obtenidos en otras regiones (JULIVERT et al., 1968; JULIVERT y TRUYOLS, 1972) puede considerarse que la parte alta de esta formación corresponde ya al Llandeilo.

2.4 EL ORDOVICICO MEDIO SUPERIOR: LA FORMACION AGÜEIRA (O₂₋₃; O_{2-3q})

Con el nombre de Formación Agüeira se designa a una potente sucesión detrítica que se superpone a las Pizarras de Luarca (MARCOS, 1970, 1973; CRIMES, MARCOS & PEREZ-ESTAUN, 1974; PEREZ-ESTAUN, 1974, 1975).

La Formación Agüeira constituye amplios afloramientos en la mitad SO de la Hoja, ocupando la mayor parte del sinclinatorio de Vega de Espinareda y el flanco E del sinclinal de Ibias (ver figura 5). Desde el punto de vista litológico, esta formación está constituida por areniscas, cuarcitas y siltitas con pizarras negras o grises intercaladas. El paso de las Pizarras de Luarca a la Formación Agüeira es generalmente gradual, si bien se realiza en un corto espacio, de forma que en el ámbito de la Hoja el límite entre ambas formaciones puede ser bien establecido a efectos cartográficos.

En el sinclinal de Ibias, cerca de la base de la formación, se sitúan niveles de cuarcitas (O_{2-3q}), entre las que se intercalan pizarras negras muy semejantes desde el punto de vista litológico a las ampelitas silúricas.

En el sinclinatorio de Vega de Espinareda y en la mitad meridional del sinclinal de Ibias, la Formación Agüeira está constituida predominantemente por areniscas con una escasa proporción de pizarras, presentando cambios laterales de facies muy acusados. El espesor y geometría de las capas de areniscas, el alto valor alcanzado por la relación arenisca/pelita y las estructuras sedimentarias presentes en dichas areniscas (laminación paralela, laminación cruzada, ripples y marcas en los muros más bien raras), sugieren una sedimentación en la parte interna de un abanico submarino profundo (ver MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; MUTTI, 1977). Se trataría en consecuencia de turbiditas, si bien en la mayor parte de la secuencia el modelo clásico de turbidita de BOUMA (1962) no sería aplicable. Una descripción más detallada de la Formación Agüeira para este sector puede encon-

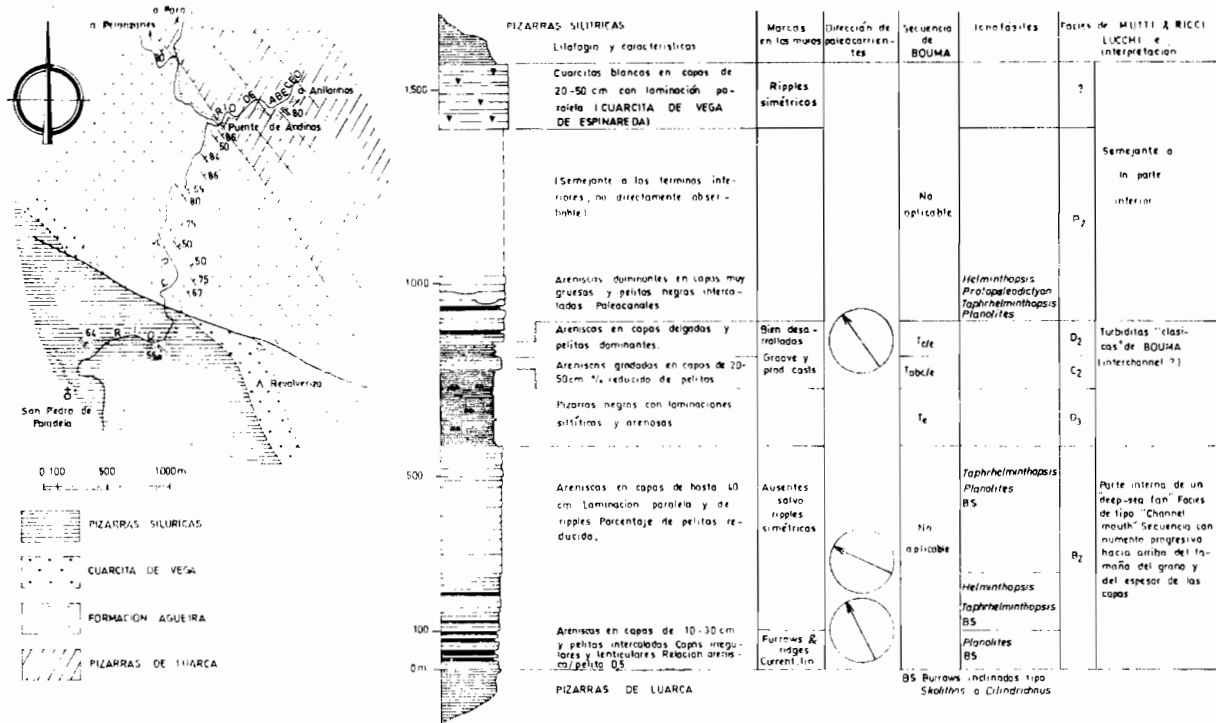


Figura 3.—Características litológicas y sedimentológicas de la Formación Agüeira en el flanco O del Sinclinorio de Vega.

trarse en la Memoria que acompaña a la Hoja 126, Vega de Espinareda (ver figura 3).

Una edad Ordovícico Superior (Caradoc) para los niveles superiores de esta formación, se encuentra probada paleontológicamente (MARCOS, 1970, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1974, 1975).

Durante la realización de esta Hoja, cerca del Puerto de Ancares (*) se ha podido localizar un yacimiento paleontológico conteniendo una fauna relativamente rica en Braquiópodos, Equinodermos, Gasterópodos y Trilobites; entre estos últimos, destaca la presencia de *Crozanaspis* sp. y *Onnia* sp., que corresponden al Caradoc y refuerzan la atribución antes mencionada. El límite inferior de edad de esta formación correspondería probablemente al Llandeilo, si bien no existen datos paleontológicos.

2.5 EL ORDOVICICO SUPERIOR: LA CUARCITA DE VEGA (O₃)

La Formación Agüeira culmina con un horizonte de cuarcitas denominado Cuarcitas de Vega de Espinareda por MATTE (1968) y Cuarcitas superiores por ALMELA & VALLE DE LERSUNDI (1963). La formación está constituida por cuarcitas blancas en capas de 30-100 cm. de espesor, que presentan laminación paralela, cruzada y numerosos ripples; su espesor total varía entre 50 y 200 m. El tránsito entre la Formación Agüeira y la Cuarcita de Vega se realiza de forma gradual, siendo, por el contrario, el contacto superior con las ampelitas silúricas muy neto.

De acuerdo con las edades de las formaciones situadas por encima y por debajo de ella, así como por la continuidad sedimentológica que presenta con la Formación Agüeira, la edad de la Cuarcita de Vega se considera Ordovícico Superior.

2.6 EL SILURICO: PIZARRAS NEGRAS, AMPELITAS Y CUARCITAS (S; Sq)

Los términos más altos de la sucesión estratigráfica del Paleozoico Inferior en la Hoja de Degaña, están constituidos esencialmente por pizarras y ampelitas de edad silúrica. Estos materiales quedan restringidos al núcleo del Sinclinorio de Vega de Espinareda. La sucesión estratigráfica es muy monótona y comporta solamente pizarras negras con cloritoide y ampelitas grises (S); únicamente puede destacarse la presencia de un delgado nivel (5-10 m.) de cuarcitas grises ricas en pirita, situado a unos 200 m. de la base (Sq). El espesor total visible de los materiales silúricos dentro de la Hoja no supera los 400 m.

Por lo que respecta a su edad, han podido ser localizados poco al O del

(*) Coordenadas X = 345,44; Y = 923,40. Clasificación de los Trilobites según Román Montesinos (Universidad de Oviedo).

Pico Mollaneo dos yacimientos fosilíferos, situados cerca de la base de la sucesión y conteniendo *Monograptus* sp. (*) y *Monograptus jaculum* LAPW. (**); esta última especie permite asignar estos materiales al Llandovery. De acuerdo con los datos paleontológicos existentes más al S, la edad de la sucesión silúrica se encuentra comprendida entre el Llandovery Inferior y el Wenlock Superior (PEREZ-ESTAUN, 1975).

2.7 EL ESTEFANIENSE ($H_{33}^B-H_{34}^B$; $H_{33}^B-H_{34}^Bcg$)

Los materiales estefanienses aparecen representados en la Hoja en dos áreas situadas en las inmediaciones de las localidades de Monasterio de Hermo y Formaleo. Las columnas representativas de ambas cuencas se muestran en la figura 4.

El Estefaniense de Monasterio de Hermo forma parte de la banda de pequeñas cuencas que jalonan el Antiforme del Narcea de N a S, desde Tineo a Villablino, respectivamente. El afloramiento visible en esta Hoja, en su extremo NE, es sólo una pequeña parte de la cuenca que se prolonga hacia el N y hacia el E en las Hojas vecinas respectivas de Naviego y Palacios del Sil. La continuidad de los afloramientos está frecuentemente rota a causa de la existencia de numerosas fallas.

Los niveles más bajos observables están constituidos por pizarras a veces limolíticas alternando con algunas brechas con cantos pequeños. Hacia arriba, la serie continúa mediante una alternancia de argilitas, limolitas pizarrosas y areniscas, entre las que alternan capas de carbón, en número de seis por lo menos (fig. 4) y cuyo interés económico varía según la capa y su localización.

El techo de la serie no es observable, estimándose una potencia mínima entre 120 y 200 m.

En lo que se refiere a su edad, en la parte alta de la serie se han encontrado los siguientes fósiles: *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER, *Polymorphopteris wongi* (HALLE) WAGNER, *Pecopteris unita* BRONGNIART, *Pecopteris ameromi* STOCKMANS & WILLIERE, *Shenopteris asturica* ALVAREZ-RAMIS & DOUBINGER, *Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS; esta asociación da una edad Estefaniense B.

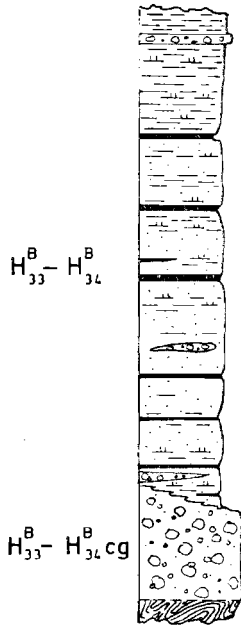
La cuenca de Tormaleo se sitúa en la parte centrooccidental de la Hoja (***). Estratigráficamente la serie es similar a las demás cuencas circundantes. Comienza con un nivel de conglomerados heterométricos, con cantos subangulosos a subredondeados y de composición variable, siendo

(*) Punto de coordenadas X: 355,79; Y: 921,48.

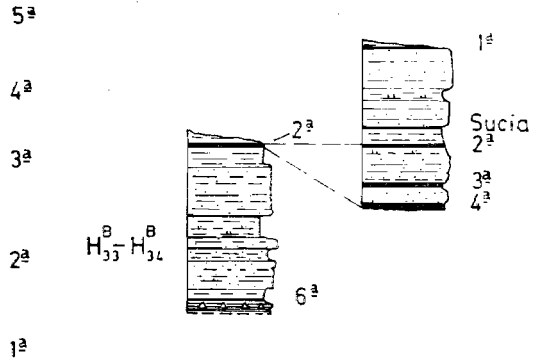
(**) Idem X: 355,40; Y: 921,25.

(***) La única referencia a estos materiales se hace en un informe técnico de FERNANDEZ GOMEZ & COMBA y SIGÜENZA (1972).

TORMALEO



MONASTERIO DE HERMO



Escala 1:2.500

Figura 4.—Columnas estratigráficas de los materiales estefanienses de las cuencas de Tormaleo y Monasterio de Hermo.

los de cuarcita de la Serie de los Cabos y. sobre todo, los de Pizarras de Luarca los más abundantes. Hacia arriba se pasa gradualmente a un tramo constituido por areniscas, limolitas, algunas pizarras y capas de carbón, entre las que existen cinco explotables (fig. 4). Los niveles más altos observables son más arcillosos, predominando las argilitas y limolitas con un nivel de conglomerados (5-10 m.) intercalado. La potencia mínima de la serie oscila entre los 270 a 350 m.

En lo que se refiere a la edad, se ha encontrado flora fósil en dos puntos de la serie. El más bajo se encuentra situado unos 10 m. por encima del nivel basal de conglomerados y en él ha aparecido la siguiente asociación: *Nemejopteris feminaeformis* (VON SCHLOTEIM) BARTHEL, *Pecopteris hemiteliodides* BRONGNIART, *Polymorphopteris folchwillerensis* (COR-SIN) KNIGHT, *Polymorphopteris (Acitheca) polymorpha* (BRONGNIART) WAG-

NER, *Lobopteris lamuriana* (HEER) WAGNER, *Lobopteris corsini* WAGNER, *Sphenophyllum longifolium* (GERMAR) GEINITZ, *Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM) WOOD. *Lobopteris lamuriana* (HEER) WAGNER y *Polymorphopteris flochwillerensis* (CORSIN) KINGHT son especies que llegan solamente hasta el Estefaniense B inferior. *Lobopteris corsini* WAGNER y *Sphenophyllum longifolium* (GERMAR) GEINITZ, son especies que aparecen en el Estefaniense B y llegan hasta el Pérmico; por tanto, se puede concluir con una edad Estefaniense B inferior para la parte basal de los sedimentos integrantes de esta cuenca.

El segundo yacimiento aparece en los niveles más altos de la serie, habiéndose reconocido la siguiente flora fósil: *Neuropteris cvata* var. *grand'eury* WAGNER, *Linopteris florini* TEIXEIRA, *Pseudomariopteris* cf. *ribeyroni* (ZEILLER) DANZE-CORSIN, *Dicksonites sterzeli* (Zeiller) DANZE-CORSIN, *Nemejcopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM) BARTEL, *Lobopteris corsini* WAGNER, *Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER, *Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS, *Sphenophyllum angustifolium* (GERMAR) GOEPPERT, *Calamites cystii* BRONGNIART, *Calamites suckowi* BRONGNIART, *Asolanus* sp.

Sphenophyllum angustifolium (GERMAR) GOEPPERT, es una especie que, si bien en Europa va desde el Estefaniense B al Pérmico, en España parece haber aparecido durante los comienzos del Estefaniense C; esta especie, junto con la presencia de *Dicksonites sterzeli* (ZEILLER) DANZE-CORSIN hace que nos inclinemos por esta edad; por otra parte, *Linopteris florini* TEIXEIRA se conoce que llega hasta el límite Estefaniense B-C, pero posiblemente su extinción haya tenido lugar más modernamente. El resto de las especies poseen una gran dispersión vertical.

Estos datos coinciden bastante bien con los aportados anteriormente por WAGNER (1970).

Desde el punto de vista sedimentológico, los datos que se poseen son bastante escasos y, por tanto, no es posible profundizar en el estudio del medio sedimentario.

En Tormaleo, el nivel basal de conglomerados es, a semejanza de los existentes en cuencas próximas, de origen fluvial o fluviotorrencial. La presencia de cantos de pizarra relativamente abundantes junto al escaso redondeamiento y la elevada heterometría de los materiales sugieren un área fuente próxima y, en consecuencia, un transporte corto. Aunque la potencia aumenta hacia el NE no se conoce con certeza la dirección de los aportes.

El resto de la serie presenta características similares a los niveles homólogos de la cuenca de Rengos (Hoja de Naviego), por lo que se puede suponer, como para aquéllas, un transporte fluvial y un medio de depósito fluvio-lacustre.

Indiquemos finalmente que la secuencia de materiales es de tipo ciclo-

temático. Al alejarnos de la base son escasos los ciclotemas que comienzan por conglomerados, encontrándose superficies de erosión en algunos de estos bancos conglomeráticos. Hacia el techo disminuye el tamaño del grano, lo cual hace más difícil la separación entre las distintas unidades.

2.8 TERCIARIO Y PLIOCUATERNARIO (T^B; QR)

El Terciario (T^B) está representado únicamente por un pequeño afloramiento que se sitúa en el ángulo SE de la Hoja. Estos depósitos forman parte de los afloramientos más septentrionales de la cuenca terciaria del Bierzo y están constituidos por arenas, limos y arcillas con niveles de arenas y conglomerados con cantos de cuarcita.

Lo reducido del afloramiento no permite hacer muchas precisiones ni sobre el tipo de depósito ni sobre su edad.

De todos modos debe tratarse de depósitos de tipo continental que podría atribuirse al Mioceno-Plioceno (ver IGME, Hoja núm. 126, Vega de Espinareda).

En los alrededores de Anilares y al E de Pelliceira existen depósitos constituidos por materiales detríticos groseros (QR) que se sitúan sobre antiguas superficies de arrasamiento. Los primeros se disponen sobre una superficie ligeramente inclinada hacia el Sur con una altitud media entre 1.100 y 1.200 m., mientras que los segundos se disponen sobre una superficie inclinada hacia el NE y aproximadamente a la misma altitud. Litológicamente están constituidos por conglomerados cuarcíticos, arenas y limos. Dada la ausencia de fósiles y por comparación con depósitos semejantes en áreas adyacentes, se puede considerar que representan restos de antiguas rañas de probable edad Pliocuaternaria.

2.9 CUATERNARIO (QMG; QFG; QTG; QCS; QL; QAI; QCd; Q)

Dentro de la Hoja de Degaña se pueden diferenciar una serie de depósitos cuaternarios de importancia y características muy diferentes. Dejando aparte los suelos, no representados en el mapa, y los depósitos de origen diverso señalados en el mapa como cuaternario indiferenciado (Q), se pueden distinguir cuatro tipos principales que trataremos separadamente y que son: depósitos de origen glaciar, fundamentalmente morrenas (QMG); depósitos de origen fluvio-glaciar (QFG), haciendo especial énfasis en las terrazas fluvio-glaciares (QTG); depósitos de origen periglacial, fundamentalmente coladas de soliflucción, «rock stream», etc. (QCS); depósitos de origen fluvial, principalmente depósitos aluviales (QAI) y conos de deyección (QCd), y derrubios de ladera colubiones (QL).

2.9.1 LOS DEPOSITOS DE ORIGEN GLACIAR

Dentro del ámbito de la Hoja se conserva una serie de depósitos de origen glaciar que constituyen una clara evidencia del glaciario pleistoceno que afectó a esta parte de la Cordillera Cantábrica (STICKEL, 1929; LLOPIS LLADO, 1954). Estos depósitos son fundamentalmente una serie de morrenas (OMG) de importancia muy diferente. En todos los casos se trata de depósitos formados por una serie de bloques y cantos de material cuarcítico o granítico fundamentalmente, englobados en una matriz arenosa-arcillosa. La naturaleza del depósito varía en función de los tipos de rocas del substrato, pero en cualquier caso es característico la gran heterogeneidad de los materiales y la ausencia de estratificación. Dentro de la Hoja se conservan diversos restos de morrenas glaciares, situados a diferentes alturas, pudiendo diferenciarse unas morrenas laterales y unas morrenas frontales (ver fig. 5).

Las morrenas laterales se conservan como retazos más o menos complejos en los márgenes de los valles glaciares. Estos depósitos se forman a expensas de los materiales aportados por las paredes del valle glaciar y su estado actual de conservación depende del grado de erosión postglaciar que hayan sufrido. Destacan por su buen estado de conservación algunas de las morrenas de la zona de Degaña-Sisterna y las situadas al E de Suarbol.

Las morrenas frontales son los depósitos que se forman en el frente del glaciar. En este área se trata de depósitos de poca importancia situados preferentemente en los circos glaciares, marcando seguramente las últimas etapas de la regresión glaciar. Por el contrario, en los valles gla-

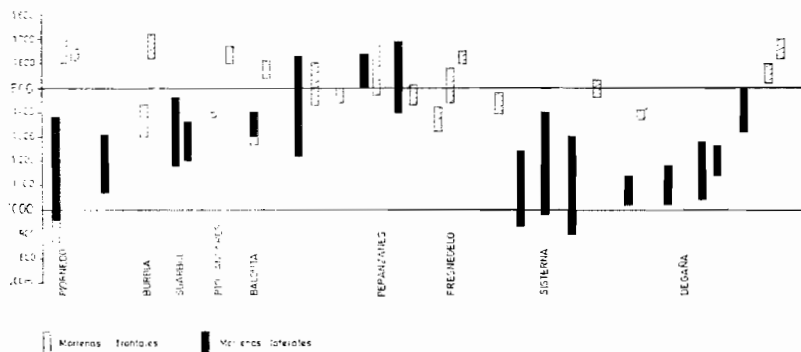


Figura 5.—Distribución en altura de los diferentes restos de morrenas glaciares a través de la Hoja de Degaña.

ciares no se conservan prácticamente restos de morrenas frontales debido seguramente a que las corrientes de agua alimentadas por el propio glaciar eran capaces de eliminar los depósitos previamente formados.

2.9.2 DEPOSITOS FLUVIOGLACIARES

Muchos de los materiales obtenidos, transportados y depositados por el hielo pueden ser retomados, retransportados y redepositados por corrientes de agua provenientes del propio glaciar, formándose así los depósitos fluvioglaciares (QFG). Estos depósitos retienen algunas de las características glaciares (heterogeneidad de los materiales, cantos estriadados, etc.), pero muestran ya un cierto grado de clasificación y estratificación que es proporcional a la distancia en que fueron transportados por el agua. Estos depósitos están constituidos por una acumulación de gravas y arenas que, en el caso más típico, se extiende valle abajo a partir del frente glaciar formando una «outwash plain» que ocupará todo el fondo del valle glaciar. Este es el caso de los depósitos que ocupan el fondo de los antiguos valles glaciares de Sisterna, Peranzanes, Balouta, etc.

Otros depósitos fluvioglaciares menos importantes se forman a partir de las morrenas frontales formadas en los circos durante las últimas fases de la regresión glaciar. En este caso se forman pequeños depósitos que se extienden aguas abajo a partir de la morrena frontal, constituidos por el material arrancado de la primitiva morrena, que en muchos casos puede llegar a ser completamente destruida.

Los depósitos fluvioglaciares se formarían en las etapas de estancamiento o retroceso glaciar, cuando los ríos originados a expensas del glaciar se encuentran sobrecargados por el material aportado por el hielo. En esta situación los ríos tenderán a perder carga, dando lugar a la formación de depósitos fluvioglaciares aguas abajo del frente glaciar. Se forma así una «outwash plain» cuya extensión y espesor dependerán de la importancia del glaciar a partir del cual se origina. Durante las últimas etapas de la regresión glaciar los ríos pierden carga y pueden erosionar y arrastrar parte del material depositado en las «outwash plain», quedando los restos como terrazas fluvioglaciares (QTG) por encima del nivel actual de los ríos. Estas terrazas son particularmente claras en el valle de Degaña, donde llegan a alcanzar el centenar de metros de espesor. Cuando la erosión fluvial postglaciar es muy importante, algunas de estas terrazas pueden quedar conservadas a considerable altura por encima del curso actual, como ocurre con algunas terrazas del río Ser, en la zona de Ancares (ver Hoja núm. 99, Becerreá).

2.9.3 DEPOSITOS DE ORIGEN PERIGLACIAR

Estos depósitos se forman en las áreas adyacentes a las zonas ocupa-

das por el hielo y con la regresión glaciár pleistocena pueden modificar muchas de las características glaciáres anteriores. Son características atribuiblés a condiciones periglaciáres el flujo lento de material sobre las laderas de los primitivos valles glaciáres o sobre las paredes de los circos. Se originan así «rock stream», coladas de solifluji3n, etc., señalados en el mapa como QCS. Aunque muchos de estos dep3sitos son removilizados con posterioridad, se conservan algunos, como en el valle de Degaña, que son estables actualmente, como lo prueba la colonizaci3n por la vegetaci3n, presencia de suelos formándose sobre los dep3sitos, etc.

2.9.4 DEPOSITOS DE ORIGEN FLUVIAL, DERRUBIOS DE LADERA Y COLUVIONES

Los dep3sitos de origen fluvial no son importantes debido al fuerte relieve con el consiguiente encajamiento de las cuencas fluviales. Solamente son destacables las llanuras aluviales (QAI) que presentan un desarrollo muy limitado y los conos de deyecci3n (QCd) cuya formaci3n se ve favorecida por la existencia de fuertes desniveles. Estos conos son frecuentes en los fondos de los primitivos valles glaciáres, como en el valle de Degaña, Ancares, etc.

Los derrubios de ladera y coluviones (QL) son frecuentes en las áreas más elevadas con fuertes pendientes y en las zonas cuarcíticas. También son frecuentes los derrubios de ladera recubriendo las paredes de los valles glaciáres y sobre los taludes de los circos.

3 TECTONICA

La Hoja de Degaña se sitúa en el borde Nororiental de la zona Astur-occidental-leonesa, flanqueando por el Sur el afloramiento precámbrico del Antiforme del Narcea. Desde el punto de vista tect3nico, los trabajos que hacen referencia al ámbito de esta Hoja son prácticamente inexistentes; no obstante, la historia estructural de esta parte de la zona Asturoccidental-leonesa es suficientemente conocida sobre todo a partir de los trabajos de MATTE (1968), MARCOS (1973) y PEREZ-ESTAUN (1975). La estructura que presenta este área puede ser interpretada adecuadamente siguiendo el esquema propuesto por estos autores, según el cual la orogénesis herciana es la responsable de la estructura actualmente observable.

Dentro del Paleozoico, que ocupa la mayor parte de la Hoja, se pueden distinguir claramente dos conjuntos bien definidos separados por una discordancia. Por una parte, el Paleozoico Inferior, que ha sufrido una deformaci3n polifásica acompañada de metamorfismo y plutonismo. Por otra parte, los materiales estefanienses, que son claramente posteriores a las

fases principales de deformación, aunque están afectados por las deformaciones tardías, principalmente por fallas, que producen basculamientos y flexiones en estos materiales.

3.1 ESTRUCTURA GENERAL A ESCALA CARTOGRAFICA

De la cartografía destaca en primer lugar el amplio afloramiento de la serie de los Cabos, que ocupando la parte NE de la Hoja, constituye una banda prácticamente homoclinal de dirección NO-SE. La estructura más destacable de esta banda es el denominado cabalgamiento de Montefurado (fig. 2), que repite la parte superior de la Serie de los Cabos. Esta banda representa parte del flanco SO de una gran estructura, el Antiforme del Narcea, cuya dimensión sobrepasa con mucho la escala de la Hoja.

Hacia el Sur, y ocupando la parte central de la Hoja, se sitúa un gran afloramiento de Pizarras de Luarca, en el que la naturaleza de los materiales no permite reconstruir adecuadamente su estructura debido a la ausencia de niveles sedimentarios de referencia. No obstante, la existencia de pliegues dentro de esta banda se pone de manifiesto a la altura del puerto de Cienfuegos, donde aparecen los términos superiores de la Serie de los Cabos, constituyendo el núcleo del Anticlinal de Cienfuegos.

La estructura más bien simple de toda la mitad NE de la Hoja contrasta con la de la parte SO, donde aparecen una serie de pliegues, con los materiales silúricos ocupando el núcleo de los sinclinales. Estos pliegues forman parte de una estructura compleja de orden mayor denominada Sinclinatorio de Vega (fig. 2), resultado de la interferencia de los pliegues originados durante la primera y tercera fase de deformación.

Destaca también notablemente en la cartografía la existencia de una importante red de fracturas, que, en general, afectan ya a los materiales estefanienses y, por tanto, representan acontecimientos más tardíos dentro de la historia estructural de la zona. Algunas de estas fracturas llevan asociado un importante desplazamiento, como la falla de Villablino, con un salto vertical entre 1.500-2.000 metros.

3.2 LAS FASES HERCINIANAS DE DEFORMACION

De lo dicho anteriormente, se puede deducir la existencia para este área de tres fases principales de deformación durante la orogénesis hercíniana. En la primera fase de deformación se originan pliegues vergentes al NE acompañados por el desarrollo de una esquistosidad de flujo generalizada en toda la Hoja. Durante la segunda fase de deformación se originan cabalgamientos que cortan las estructuras anteriormente formadas y llevan, a veces, estructuras menores asociadas (pliegues menores y esquistosidad de crenulación). La tercera fase de deformación da lugar al reple-

gamiento de las estructuras originadas en las fases anteriores, dando lugar a pliegues que suelen llevar asociada una esquistosidad de crenulación.

Con posterioridad a la tercera fase de deformación se originan una serie de estructuras que no modifican de un modo sustancial la estructura general resultante de las fases anteriores. Estas deformaciones tardías dan lugar a la formación de estructuras a escala cartográfica, fundamentalmente fallas, y a una serie de estructuras menores, principalmente kink-bands y diaclasas.

3.2.1 PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Durante esta fase de deformación se originan pliegues vergentes al NE, que llevan siempre asociada una esquistosidad de flujo. A escala cartográfica esta fase se manifiesta por una serie de pliegues de plano axial vertical o fuertemente inclinado hacia el SO, algunos de los cuales se prosiguen fuera de la Hoja por más de 50 Km., como ocurre con el Sinclinal de Ibias y con algunos pliegues del Sinclinorio de Vega. La traza axial de estos pliegues, de dirección SE-NO en la parte más oriental de la Hoja, sufre una inflexión para orientarse en dirección SSE-NNO hacia la parte occidental, siguiendo el arco que dibujan las estructuras hercinianas en el NO de la Península Ibérica [MATTE, 1968; MARCOS, 1973; JULIVERT et al., in litt.].

A escala mesoscópica, la distribución y geometría de los pliegues originados durante esta fase vienen controlados por la naturaleza del material en que se desarrollan. En general, el material más favorable para su desarrollo es el constituido por una alternancia de capas competentes e incompetentes (p. e., areniscas o cuarcitas y pizarras alternantes). En este caso, las capas competentes tienden a dar formas que van desde el tipo 10 [RAMSAY, 1967] a pliegues tipo «chevron». En ambos casos el material incompetente se adapta a las formas de las capas competentes, tendiendo a rellenar los «huecos virtuales» que se originan en las zonas de charnela.

La característica más destacable de esta fase de deformación es la presencia de una esquistosidad de flujo generalizada en todo el ámbito de la Hoja. Esta esquistosidad se desarrolla más intensamente en los niveles pizarrosos, como en las Pizarras de Luarca, donde llega a constituir la única anisotropía presente en la roca. Por el contrario, en los niveles areniscosos o cuarcíticos su desarrollo es mucho menor, pudiendo llegar a presentarse como una esquistosidad de fractura. Microscópicamente, esta esquistosidad se manifiesta por una marcada orientación de los constituyentes minerales de la roca (principalmente cuarzo y micas). En su formación han intervenido diversos mecanismos que van desde la reorientación mecánica de los constituyentes a la neoformación de nuevos minerales, junto con ciertos

mecanismos de deformación, como la disolución por presión, propios de medios de bajo grado de metamorfismo.

La esquistosidad de flujo y los planos axiales de los pliegues se encuentran actualmente en posición subvertical o fuertemente inclinados. Sin embargo, no debe interpretarse ésta como la disposición primaria de la esquistosidad y de los planos axiales de los pliegues de primera fase, pues como veremos más adelante, la posición actual es consecuencia de las modificaciones sufridas en el transcurso de las fases posteriores, fundamentalmente durante la tercera fase de deformación.

3.2.2 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

Durante esta fase de deformación se originan cabalgamientos que cortan la esquistosidad y los pliegues originados en el transcurso de la primera fase de deformación (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975). En relación con esta fase se origina el cabalgamiento de Montefurado (fig. 2), que hace cabalgar la parte superior de la Serie de los Cabos sobre los términos basales de las Pizarras de Luarca. Lo primero que destaca de este cabalgamiento es el paralelismo entre su trazado cartográfico y la dirección general de las estructuras precedentes. Este hecho se hace aún más patente si tenemos en cuenta que este cabalgamiento se prosigue, fuera del ámbito de la Hoja, desde la Costa Cantábrica hasta hundirse bajo el terciario de la Meseta, conservando siempre la estrecha franja de Pizarras de Luarca por delante de la superficie de cabalgamiento (MARCOS, 1973; IGME, Hojas núm. 26, Boal, 50, Cangas de Narcea, 75, Naviego). Este marcado paralelismo es un hecho general en todos los cabalgamientos originados durante esta fase de deformación, aunque, a veces, se pueden observar pliegues cortados por ellos.

La superficie de cabalgamiento se encuentra actualmente verticalizada como consecuencia de los efectos de la tercera fase de deformación, pues, como ocurría para el caso de la primera fase, su disposición original debía ser mucho más tendida.

Aunque dentro de la Hoja no se ha podido localizar ningún tipo de estructuras asociadas a los cabalgamientos, es un hecho común en áreas adyacentes la existencia de pliegues menores y esquistosidades de crenulación en relación con las zonas de cizalla, donde se sitúan las superficies de cabalgamiento (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975; MARCOS in lit.).

La fractura que limita por el Sur los materiales estefanienses de Monasterio de Hermo debe representar una removilización del Cabalgamiento o Falla de Allande, originado también durante esta fase de deformación (MARCOS, 1973; IGME, Hoja núm. 75, Naviego).

3.2.3 TERCERA FASE DE DEFORMACION

Durante esta fase de deformación tiene lugar el replegamiento general de las estructuras originadas en el transcurso de las fases anteriores y al final de la misma la estructura general del área está esencialmente establecida.

Las estructuras mayores originadas durante esta fase exceden con mucho la escala de la Hoja, por lo que sus efectos pueden ser difíciles de observar si nos atenemos únicamente al ámbito de la misma. Así, por ejemplo, toda la mitad NE constituye parte del flanco SO de una gran estructura de tercera fase, el Antiforme del Narcea, cuyo núcleo situado al Norte está ocupado por materiales precámbricos. En este caso el efecto más claro de esta tercera fase es la importante verticalización de las superficies de referencia anteriores originada en relación con el desarrollo de la estructura antiformal.

Los efectos de esta fase son más claros en el ángulo SO de la Hoja donde la esquistosidad de flujo de primera fase se encuentra inclinada hacia el NE como consecuencia del basculamiento producido por los pliegues originados durante la tercera fase de deformación. En efecto, el afloramiento de la serie de los Cabos que ocupa el ángulo SO de la Hoja constituye parte del núcleo de una estructura antiformal de tercera fase, el Anticlinal de Ancares, que pliega la esquistosidad de flujo de primera fase.

En general, las grandes estructuras originadas durante esta fase de deformación se caracterizan por una marcada asimetría, dando lugar a la alternancia de zonas donde la esquistosidad de flujo se encuentra verticalizada y zonas donde se encuentra horizontalizada o basculada hacia el NE. Este hecho ejerce un primer condicionante sobre la aparición de estructuras menores, que se verán casi exclusivamente limitadas a los flancos donde la esquistosidad se encuentra horizontalizada, mientras que están prácticamente ausentes en los flancos donde la esquistosidad de flujo sufre verticalización. Esto, junto con el predominio de materiales con bajo grado de anisotropía, hace que las estructuras menores de tercera fase sean poco abundantes dentro de la Hoja. Estas estructuras menores son pliegues y esquistosidad de crenulación.

Los pliegues son generalmente asimétricos y con una geometría variable desde pliegues de tipo kink-band a pliegues similares o próximos, según el tipo de materiales afectados. La esquistosidad de crenulación que acompaña a estos pliegues no tiene una distribución uniforme a través de la Hoja, sino que su aparición viene controlada por las estructuras de orden mayor y por la naturaleza de los materiales, ya que esta esquistosidad requiere para su formación una anisotropía anterior bien desarrollada. Todo ello limita la aparición de las estructuras menores de esta fase a una

serie de bandas o «corredores» paralelos a la dirección general de las estructuras (MARCOS & PULGAR in litt.). La esquistosidad de crenulación está asociada al microplegamiento intenso de una fabric mineral anterior (generalmente la esquistosidad de flujo) y en su formación intervienen otros mecanismos como fracturación y especialmente la «disolución por presión».

3.2.4 DEFORMACIONES TARDIAS

Con posterioridad a las tres fases principales de deformación, se originan una serie de estructuras que ya modifican poco la estructura general previamente establecida. Estas estructuras son: Kink-bands y crenulaciones horizontales, fallas, diaclasas y kink-bands transversales.

Los kink-bands y crenulaciones horizontales aparecen en zonas donde existe una anisotropía anterior bien desarrolla en posición subvertical, como la amplia banda de Pizarras de Luarca que ocupa la parte central de la Hoja. Estas estructuras, aunque suponen un acortamiento pequeño, pueden llegar a ser muy penetrativas y por su disposición parecen indicar una compresión en dirección vertical (MATTE, 1969). Los kink-bands y crenulaciones horizontales parecen originarse en relación con fallas directas de trazado paralelo a la dirección general de las estructuras o con despegues a lo largo de superficies preexistentes.

Las fallas son las únicas estructuras a escala cartográfica que se originan durante estas etapas tardías de la Orogénesis Herciniana. Se trata de fallas verticales o subverticales que llevan generalmente asociada una zona de brechificación. Su orientación general dentro de la Hoja está representada en la figura 6. Como se puede observar en esta figura, se pueden distinguir claramente dos lotes principales, uno de ellos de dirección NO-SO, paralelo a la dirección media de las estructuras, y el otro claramente transversal, de dirección NE-SO. La distribución de estos dos sistemas no es regular a través de la Hoja, puesto que en la mitad SO domina el primero de ellos (fig. 6A), mientras que en la mitad NE domina claramente el lote transversal (fig. 6B). Alguna de estas fracturas tienen un movimiento vertical importante, como es el caso de la Falla de Villablino (fig. 2), cuyo salto vertical puede estimarse entre 1.500 y 2.000 metros.

En relación con estas fases tardías de deformación se originan también diaclasas que suelen ser muy penetrativas en los materiales más masivos (cuarcitas, areniscas, calizas, etc.). Se trata, en general, de diaclasas subverticales con superficies ornamentadas y con una disposición transversal en relación con las estructuras anteriores (fig. 6). Esta disposición transversal sugiere una relación estrecha entre estas diaclasas y las fallas de la misma orientación. Cuando el material afectado presenta una anisotropía planar bien desarrollada se originan paralelamente a las diaclasas kink-bands

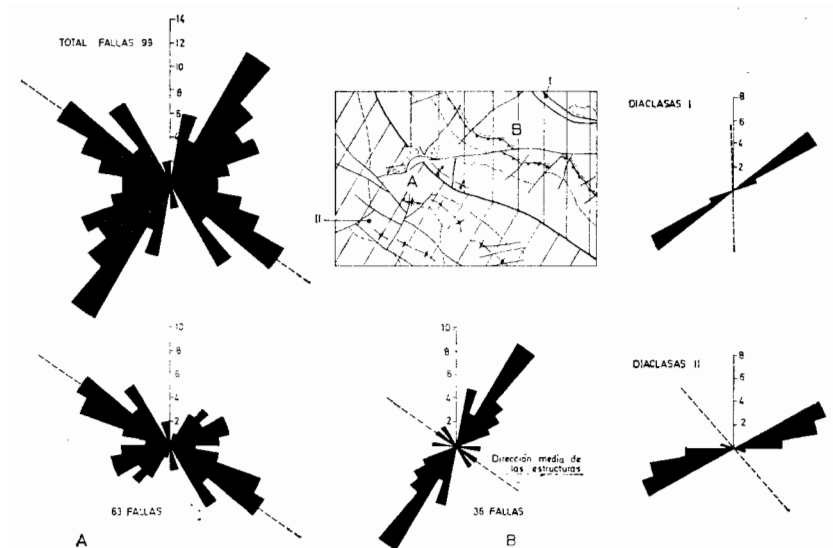


Figura 6.—Diagramas en rosa mostrando la distribución de fallas y diaclasas dentro de la Hoja.

con planos axiales subverticales. Este es el caso de algunos sectores dentro de las Pizarras de Luarca, donde son relativamente abundantes estos kink-bands transversales.

4 METAMORFISMO

Todos los terrenos pertenecientes a la Hoja de Degaña se encuentran afectados por un metamorfismo regional. En el ángulo SO de la Hoja, a este metamorfismo regional se le superpone un metamorfismo de contacto como consecuencia de la intrusión del granito de Ancares. El metamorfismo regional presenta unas características perfectamente concordantes con las que presenta el metamorfismo en la parte occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa. Este metamorfismo no supera la facies de los esquistos verdes y dentro de ella se individualizan dos zonas, zona de la clorita y zona de la biotita, que corresponden a la epizona y a la mesozona más superficial. La clorita es el mineral que se presenta con mayor extensión geográfica, mientras que la biotita presenta una repartición errática. Es en

la parte NO de la Hoja donde aparece más frecuentemente la biotita por ser, probablemente, la zona más profunda.

El metamorfismo regional y la deformación causa una transformación de las rocas, dando lugar a filitas y metapsamitas fundamentalmente. Las filitas presentan una esquistosidad muy desarrollada, mientras que en las metapsamitas es mucho menos manifiesta.

Las paragénesis minerales encontradas en las filitas y metapsamitas dentro del ámbito de la Hoja son las siguientes:

1. Cuarzo-sericita-clorita.
2. Cuarzo-sericita-clorita-albita.
3. Cuarzo-sericita-clorita-biotita-albita.
4. Cuarzo-sericita-biotita-albita.
5. Cuarzo-sericita-cloritoide.

Las paragénesis 1 y 2 son las más frecuentes en las filitas que se hallan dentro de la zona de la clorita. La tercera paragénesis es la más frecuente en rocas que poseen biotitas. La biotita se desarrolla normalmente en relación con clorita preexistente y se encuentran mejor desarrolladas en rocas de tipo samítico. El cloritoide se encuentra sólo en ampelitas silúricas y materiales semejantes. Su formación se halla restringida a materiales ricos en materia orgánica y carbonosa y denotan una relación estrecha con la composición química original.

En el borde del granito de los Ancares se desarrolla una aureola térmica que origina una serie de rocas de metamorfismo de contacto. Esta aureola ocupa una extensión muy reducida dentro de la Hoja de Degaña. En la Hoja de Becerreá se ha realizado un estudio detallado de este tipo de metamorfismo. Cabe destacar, no obstante, la existencia de paragénesis con cuarzo-sericita-clorita-cloritoide, en la que se presentan cristales de quistolita totalmente retromorfosados a sericita. Esto hace pensar que el domo térmico relacionado con el granito de los Ancares presenta una evolución muy larga en el tiempo.

Por lo que a las relaciones cristalización-deformación se refiere, el primer mineral en cristalizar es la clorita que se presenta en muchos casos como mineral pre-tectónico. Los porfiroblastos de este mineral se hallan rodeados por la esquistosidad de flujo, deformados, presentando extinción ondulante y sombras de presión con recristalización de cuarzo. Durante la formación de la esquistosidad se desarrollan moscovitas o sericitas y continúa el crecimiento de clorita. El cloritoide es posterior a la esquistosidad de flujo y anterior o simultáneo a las fases de crenulación, ya que presenta su dimensión mayor paralela a las superficies axiales de los micropliegues de crenulación. En algunos casos existen cloritoides deformados en los flancos de los micropliegues. La biotita es siempre un mineral de cristalización estática. Se presenta como porfiroblastos post-tectónicos con hábito

poiquiloblástico; siempre se sobrepone a la esquistosidad de flujo y se observa a veces en filones que cortan la esquistosidad.

De lo expuesto anteriormente se deduce que el clímax metamórfico se alcanza con posterioridad a la primera fase de deformación y probablemente antes de la tercera fase, estando representado por la cristalización de biotita. No obstante, no se han observado relaciones claras entre la biotita y la esquistosidad de crenulación. Con relación al cloritoide, podría decirse que el clímax metamórfico es sin o pre-fase 3.

De acuerdo con los minerales descritos y las paragénesis presentes, este metamorfismo parece corresponder a un metamorfismo intermedio o de baja presión similar al que alcanza su máximo desarrollo en el O de la zona Asturoccidental-leonesa (CAPDEVILA, 1969).

5 ROCAS IGNEAS

Dentro de la Hoja de Degaña aparece una serie de rocas ígneas entre las que destaca en primer lugar el afloramiento granítico situado en el ángulo SO de la Hoja, que constituye el borde oriental del granito de Ancares. Además del granito, existe una serie de niveles de metavulcanitas ordovícicas interestratificadas en la Serie de los Cabos y en los términos basales de las Pizarras de Luarca.

Aparte de las rocas antes citadas, que serán descritas con detalle más adelante, existe una serie de rocas intrusivas de poca importancia, no representadas en la cartografía, que se localizan principalmente en los materiales carbonatados del Cámbrico. Se trata de rocas intrusivas de color verde con textura intersectal graduando localmente a texturas granofídicas. Presentan una asociación mineralógica conteniendo actinolita-hornblenda marrón-clinopiroxeno-clorita-epidota-albita-cuarzo-feldespato potásico-rutilo-minerales opacos-calcita. De acuerdo con la presencia de cuarzo como accesorio puede pensarse que se trata de rocas con un quimismo toleítico.

5.1 METAVULCANITAS ORDOVICICAS (ϵ^1)

En los materiales ordovícicos se localizan dos niveles con metavulcanitas interestratificados. El primero de ellos se sitúa hacia el techo de la Serie de los Cabos y se trata de una roca de color verdoso concordante con la estratificación. Esta roca está formada por una trama de fenocristales de plagioclasas entrecruzadas que se hallan deformadas y muy sausuritizadas. La composición mineralógica es: albita, actinolita, biotita, y como accesorios clorita, epidota, esfena, cuarzo, apatito y minerales opacos. Se trata de una paragénesis normal en una metabasita metamorfoseada en facies de los esquistos verdes.

Otro nivel de metavulcanitas ordovícicas se sitúa dentro de la serie de transición, en la base de las Pizarras de Luarca. Se trata de rocas compuestas fundamentalmente por albita-clorita-sericita-cuarzo y proporciones menores de otros minerales como apatito-epidota-esfena-rutilo-calcita-minerales opacos. Las plagioclasas se encuentran casi totalmente sausrinizadas y formando un entramado cuyos huecos están ocupados por clorita, epidota, esfena y minerales opacos.

Estas rocas están afectadas por el metamorfismo regional hercínico que modifica las asociaciones mineralógicas sin modificar apenas su textura. Por su composición se puede considerar que se trata de rocas que van desde diabasas a términos félsicos ricos en cuarzo, que pueden ser clasificados como queratófidos o queratófidos cuarcíferos.

5.2 EL GRANITO DE ANCARES (γ_m^2)

El granito de Ancares constituye un macizo alargado en sentido N-S, principalmente situado en la Hoja vecina de Becerreá (99). Una descripción de este macizo puede encontrarse en SUAREZ (1974) y en la Memoria que acompaña a la Hoja antes citada. En conjunto, se trata de un granito de dos micas con megacristales que presenta facies de borde constituidas por un granito moscovítico de grano fino a grano medio, que es el único representado en el ámbito de la Hoja. Desde el punto de vista mineralógico, este granito moscovítico está constituido por cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasas (albita-oligoclasa) y moscovita; como minerales accesorios contiene granate, biotita y algo de casiterita y berilo.

Tal como acaba de indicarse, este granito moscovítico se ha interpretado como una diferenciación de borde, originada probablemente en relación con la elevación de la presión de fluidos en las etapas finales de cristalización (SUAREZ, 1974).

De acuerdo con el contexto geológico y con las características del metamorfismo de contacto, puede considerarse a este granito como postectónico y epizonal. Teniendo en cuenta sus características generales (ver SUAREZ, *op. cit.*; IGME, Hoja núm. 99, Becerreá) el granito de Ancares es comparable desde el punto de vista metamórfico y químico a los granitos anatócticos de dos micas con megacristales o, dentro del conjunto de granitos variscos de la península, al grupo C de granitoides mesocrustales (CAPDEVILA, CORRETGE & FLOOR, 1973).

6 HISTORIA GEOLOGICA

De los datos anteriormente expuestos, puede deducirse que el Paleozoico Inferior se encuentra representado de modo completo en la Hoja. La sedi-

mentación de los materiales de este Paleozoico Inferior tuvo lugar en una zona de subsidencia activa durante este período. Desde el Cámbrico Inferior al Ordovícico Inferior se sedimentaron materiales principalmente detríticos (Cuarcitas de Cándana y Serie de los Cabos) en un medio marino somero; un horizonte carbonatado (Caliza de Vegadeo), cuyas características sedimentológicas indican también un depósito marino somero, se encuentran separando ambas formaciones. Todos los pisos del Cámbrico y Ordovícico Inferior se encuentran representados en estas formaciones. El espesor total de estos materiales es del orden de los 6.000 m. A partir del Ordovícico Inferior se registra un cambio en las condiciones de sedimentación; así, la formación siguiente (Pizarras de Luarca, de edad Ordovícico Medio, con un espesor de unos 1.200 m.) está constituida esencialmente por pizarras negras masivas, ricas en pirita, que sugieren una sedimentación tranquila en un medio marino quizá más profundo, probablemente de tipo auxínico. A partir del Ordovícico Medio, un incremento relativo de la subsidencia conduce a la diferenciación de un surco que desde el Llandeilo al Caradoc es rellenado por sedimentos detríticos con facies turbidíticas (Formación Agüeira). La evolución termina con el depósito de los materiales silúricos, que muestran ya una gran uniformidad en facies a través de las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa. El espesor total de estos materiales del Paleozoico Inferior supera los 9.000 metros.

El conjunto de estos materiales fue deformado mucho tiempo después, en el transcurso de la orogénesis herciniana. Esta deformación tuvo lugar en tres fases principales, acompañadas por un metamorfismo regional; esta deformación comporta una deformación interna notable en las rocas e incluye el desarrollo de esquistosidades. Las dos primeras fases poseen un carácter tangencial, con vergencias marcadas hacia el NE, y la tercera es una fase de replegamiento general. Antes del depósito de los materiales estefaniense, la estructura de la Hoja se encuentra ya prácticamente constituida; su depósito coincide con una importante denudación de la cadena, de modo que los terrenos estefanienses muestran el carácter de un sedimento molásico. Las últimas pulsaciones de esta orogénesis incluyen principalmente una fracturación general de la zona y el emplazamiento de rocas graníticas.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico, los materiales preestefanienses existentes en la Hoja presentan en general características poco favorables para la acumulación de agua subterránea. Por un lado, predominan neta-

mente los materiales pizarrosos con una porosidad eficaz baja, ya que los materiales carbonatados son escasos y su karstificación es muy pequeña. Por otro lado, el metamorfismo regional que ha afectado a estos materiales ha contribuido a disminuir más aún sus posibilidades acuíferas.

La serie estefaniense presenta características ligeramente más favorables, por tratarse de materiales detríticos de grano medio a grueso y sin metamorfismo, aunque su grado de compactación es elevado. Las zonas de descarga correspondientes a las reservas existentes en estos materiales presentan una clara influencia estacional con un fuerte agotamiento en épocas estivales.

La existencia de un modelado glaciar intenso con los correspondientes depósitos glaciares, caracterizados por su heterometría y falta de compactación, favorece la circulación subterránea en ellos de las aguas captadas por los valles respectivos. No obstante, su capacidad de almacenamiento es baja y su descarga presenta un régimen fuertemente influido. Esto mismo es aplicable a los depósitos fluvio-glaciares. Dentro de estos depósitos cuaternarios, hay que destacar los del Valle de Degaña, que por su extensión pueden almacenar aguas subálveas, sobre todo en los depósitos aluviales recientes; no obstante, tampoco se trata de reservas importantes.

Finalmente, hay que destacar que la existencia de una importante red de fracturas puede mejorar localmente las condiciones hidrogeológicas de los materiales descritos. En este sentido, las fracturas mayores y más abiertas actúan como colectores y funcionan como vías preferentes para la circulación del agua subterránea.

7.2 MINERIA

La minería metálica tiene reducida representación en esta Hoja, sin que haya sido objeto de una actividad minera reciente en ningún punto.

En las proximidades de Corralín se encuentra una serie de antiguas explotaciones a cielo abierto, localizadas en una fractura N 40°. Si bien son prácticamente inaccesibles y no pueden hacerse reconocimientos directos, parece tratarse de labores romanas para minerales de oro. Al S de estos trabajos, en las proximidades de Posadoiro, se encuentran otras labores del mismo tipo sobre una serie de diques o vetas de cuarzo encajados en pizarras. En ambos casos, las labores se ubican en la Serie de los Cabos.

Diversos indicios de mineralizaciones ferruginosas se encuentran tanto en la Serie de los Cabos como en las formaciones superiores a ella. En todos los casos observados presentan un carácter aislado, y su ley es baja. Asimismo, en la parte SO de la Hoja existen varios indicios de minerales de plomo y cinc. El más importante de ellos se encuentra en la cabecera del valle del río Cuiña, al NO de Tejedo de Ancares. Se trata de una mineralización aparentemente estratiforme, de dirección N-320° encajada en las

Pizarras de Luarca, asociada a una roca con anfíboles y granates (anfíbolita granatífera) y cuarzo. La potencia varía de 0,5 a 3 m. y la mena se haya constituida por galena y blenda, con indicios de pirita y calcopirita. Al NE, en las Cuarcitas de Cándana, se sitúa una mineralización compuesta por cuarzo, oligisto y limonita superficialmente, con indicios de sulfuros en profundidad.

Dentro de los Permisos de Investigación vigentes «Asturias Oeste» y «León Oeste» se realizan diversos trabajos de prospección para determinación de la existencia de minerales de oro. Estos trabajos se efectúan tanto sobre las formaciones paleozoicas como las terciarias. Dada la amplitud de la superficie a reconocer, las investigaciones no se hallan centradas en un solo punto.

La única actividad minera actual es la derivada de la explotación de carbón sobre materiales estefanienses.

En la zona de Tormaleo, la explotación se realiza tanto en el interior como a cielo abierto. Se laborean cinco capas de antracita, de potencias variables de 0,70 a 3 m., con una producción diaria de 500 Tm. de carbón lavado.

En la parte NE de la Hoja, las empresas Antracitas de Gillón y Coto Minero Narcea, explotan en minería de interior y a cielo abierto los carbonos que se presentan en el Estefaniense en esta parte alta del río Narcea. La primera de ellas realiza principalmente labores preparatorias, en la parte más occidental del yacimiento, en tanto que C. M. Narcea tiene sus instalaciones en Monasterio de Hermo. El paquete tiene un total de seis capas, con potencias muy variables y fuertes cambios laterales, que hacen que las distancias entre capas sean muy irregulares y que no sean explotables en su totalidad.

La continuación de esta cuenca hacia el E se explota en La Braña, también de Coto Minero Narcea, S. A., y más al E en Cerredo, a cielo abierto, por Hullas de Coto Cortés, S. A. Estas dos explotaciones se sitúan ya en la Hoja adyacente de Palacios del Sil.

7.3 ROCAS INDUSTRIALES

La explotación de rocas industriales únicamente es activa en la parte NE de la Hoja, en las calizas de Vegadeo, sobre las que se trabaja en dos puntos. Esta formación se encuentra marmorizada en esta zona, por lo que tiene interés para su uso en construcción y para la obtención de áridos. Las dos canteras existentes a este respecto se sitúan una al E del Puerto de Rañadoiro (cerca de Larón) y la otra en las proximidades de Monasterio de Hermo.

En cuanto a explotaciones de otras rocas, hay que decir que se aprovechan las cuarcitas, areniscas y pizarras, tanto cámbricas como ordovícicas

y silúricas, pero sólo localmente, no existiendo ninguna extracción importante a escala industrial.

8 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. & VALLE DE LERSUNDI, J. del (1963).—«Estudio geológico de la zona de Ponferrada-Tremor de Abajo». *Brev. Geol. Ast.*, A. VII, núms. 1-4, pp. 3-26, Oviedo.
- ARBOLEYA, M. L. (1973).—«Nota sobre la icnofauna del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XVII, núm. 3, pp. 37, Oviedo.
- BALDWIN, C. T. (1975).—«The Stratigraphy of the Cabos Serie sin the section between Cadavedo and Luarca. Province of Oviedo, NW Spain». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 1, pp. 1-16, Oviedo.
- (1977).—«The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain». In CRIMES & HARPER (Eds.): «Trace fossils», 2, *Geol. J. Spec. Issue*, núm. 9, pp. 9-40, Liverpool.
- BARROIS, CH. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. S. G. Nord.*, t. 2, núm. 1, 630 pp., Lille.
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; GALAN, S. & VARGAS, I. (in litt.).—«Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja número 75 (10-06), Naviego». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- BOUNA, A. M. (1962).—«Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation». *Elsevier*, Amsterdam, 168 pp.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne)». *These Univ. de Montpellier*, 430 pp.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, L. G. & FLOOR, P. (1973).—«Les granitoides varisques de la Meseta Iberique». *Bull. Soc. Geol. France*, serie 7 (XV), pp. 209-228.
- COMTE, P. (1938).—«La succession lithologique des formations cambriennes du Leon (Espagne)». *71 congr. Soc. Sav. Nice*, pp. 181-183, Nice.
- CRIMES, T. P.; MARCOS, A. & PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations». *Palaeogeogr. Palaeoclimat. & Palaeoclim.*, vol. 15, pp. 169-184.
- CRIMES, T. P.; LEGG, I.; MARCOS, A. & ARBOLEYA, M. L. (1977).—«Late Pre-cambrian-low Cambrian trace fossils from Spain». In CRIMES & HARPER (Eds.): *Trace fossils 2. Geol. J. Spec. issue*, núm. 9, pp. 91-138, Liverpool.
- DEBRENNE, F. & LOTZE, F. (1963).—«Die Archaeocyatha des Spanischen Cambriums». *Akad. Wiss. Lit., Abh. math-naturw. Kl.*, vol. 2, 38 pp.

- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archéocyates de la formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies carbonates dans le NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 2, pp. 17-27.
- FERNANDEZ GOMEZ, T. & COMBA Y SIGÜENZA, A. (1932).—«Informe técnico de las minas de carbón de Tormaleo (Asturias) y estudio industrial de este coto minero». *Nueva imprenta Radio*, 78 pp., 7 pl., Madrid.
- JULIVERT, M. & TRUYOLS, J. (1972).—«La coup du Cabo Peñas, une coupe reference pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 6, pp. 241-243.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. & PEREZ-ESTAUN, A. (in litt.).—«La structure de la chaîne hercynienne dans le secteur iberique et l'arc ibero-americain». *Bull. Soc. Geol. Min. Bretagne*.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PHILIPPOT, A. & HENRY, J. L. (1968).—«Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E de la Cuenca Carbonifera Central de Asturias». *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 4, pp. 1-4.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, núm. 6, pp. 78-92, Berlín.
- (1957).—«Zum Alter nordwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen». *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, vol. 10, pp. 464-471, Stuttgart.
- (1958).—«Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums». *Geol. Jahrg.*, números 3-6, pp. 727-750, Berlín.
- LOTZE, F. & SDZUY, K. (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil 1: Stratigraphie». *Akad. Wiss. Lit., Abh. math. naturw. Kl.*, números 6-8, pp 1-411 (283-693), Mainz.
- LLOPIS LLADO, N. (1954).—«Sobre la morfología de los Picos Ancares y Miravalles». *Las Ciencias*, año XIX, núm. 3, pp. 627.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el Occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIV, núm. 2, pp. 13-28, Oviedo.
- (1973).—«Las Series del paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, núm. 6, pp. 3-113.
- (in litt.).—«Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja núm. 49 (09-05), San Martín de Oscos». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- MARCOS, A. & PULGAR, J. A. (in litt.).—«Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja núm. 11 (10-03), Luarca». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- (in litt.).—«Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja núm. 26 (10-04), Boal». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- MARCOS, A.; MARTINEZ, F. J.; JULIVERT, M. & PULGAR, J. A. (in litt.).—«Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja núm. 50 (10-05), Cangas de Narcea». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.

- MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; BASTIDA, F. & VARGAS, I. (in litt.).—«Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja núm. 99 (09-07), Becerreá». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- MATTE, Ph. (1968).—«Précisions sur le Precambrien Supérieur Schisto-greux de l'Ouest des Asturies. Comparaison avec les autres affleurements précambriens du Nord-Ouest de l'Espagne». *Rev. Geog. Fis. et Geol. Dynam.* (2), vol. X, fasc. 3, pp. 205-211.
- (1969).—«Les Kink-bands-Exemple de déformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, vol. 7, núm. 4, pp. 309-322, Amsterdam.
- MUTTI, E. (1977).—«Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain)». *Sedimentology*, vol. 24, pp. 107-131.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1975).—«Turbidite facies and associations». In: *Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines* (by E. Mutti, G. C. Parea, F. Ricci Lucchi, M. Sagri, G. Zanzucchi, G. Ghibando and S. Jaccarino), pp. 21-36. *I X Int. Congr. Sedim. Nice-75*, Field Trip A. 11.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«La sucesión ordovícica en el Dominio del alto Sil (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España)». *Breviora Geol. Ast.*, año XVIII, núm. 4.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa (W de León) (NW de España)». *Tesis Univ. de Oviedo*.
- PEREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. A.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; GALAN, J.; VARGAS, I. & SANCHEZ DE LA TORRE, L. (in litt.).—«Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja núm. 126 (10-08), Vega de Espinareda.
- RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and Fracturing of rocks». *McGraw-Mill Co.*, New York.
- SDZUY, K. (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil II. Trilobiten». *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturw. Kl.*, núms. 7-8, pp. 217-408, Mainz.
- (1968).—«Bioestratigrafía de la griotte Cámbrica de los Barrios de Luna (León) y otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo*, núm. 2, pp. 45-58.
- STICKEL, R. (1929).—«Observaciones de morfología glacial en el NO de España». *Bol. R. S. E. H. N.*, t. XXIX, pp. 279.
- SUAREZ-MENDEZ, O. (1974).—«Estudio petrológico y geoquímico del granito de Ancares (Asturias-Lugo) (España)». *Estudios Geológicos*, vol. XXX, páginas 167-178. *Instituto Lucas Mallada, C. S. I. C.* (España).
- WAGNER, R. M. (1970).—«An Outline of the Carboniferous Stratigraphy of Northwest Spain». *Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère*, vol. 55, pp. 429-463, Université de Liège, Liège.
- WALTER, R. (1969).—«Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)». *Feslekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70.

- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geología*, núm. 5, pp. 1-118.
- ZAMARREÑO, I.; BELLAMY, J.; HERMOSA, J. L. & JULIVERT, M. (1975).— «Litofacies del Nivel Carbonatado del Cámbrico en la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48.
- ZAMARREÑO, I. & PEREJON (1976).—«El nivel Carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España); tipos de facies y faunas de Arqueoneociatos». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA