



IGME

74

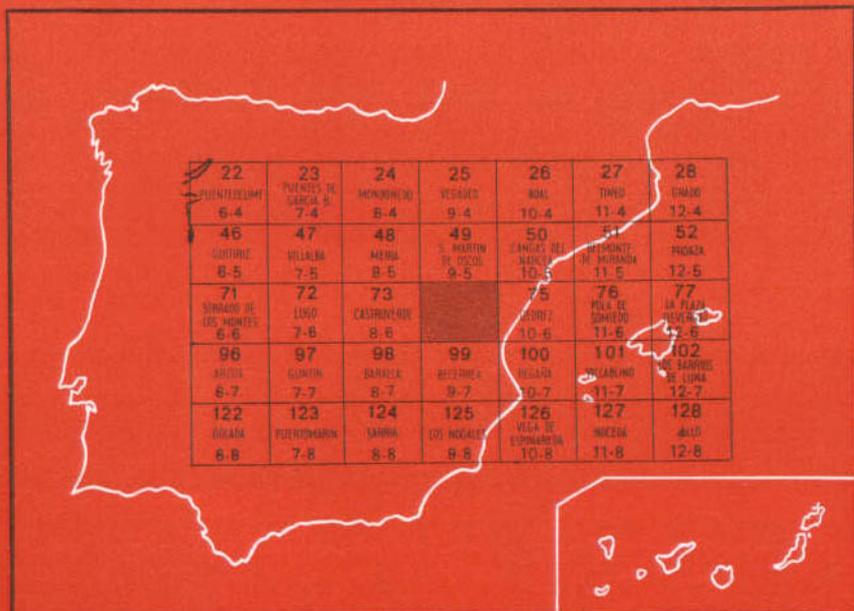
9-6

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

FONSAGRADA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

FONSAGRADA

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 las mismas los siguientes técnicos superiores:

En Cartografía: Alberto Marcos, Andrés Pérez Estaún, Javier A. Pulgar y Fernando Bastida.

En la Memoria: A. Marcos, A. Pérez-Estaún, J. A. Pulgar, F. Bastida e I. Vargas (Geología Económica).

En Paleontología: J. Truyols.

Habiendo colaborado: M. L. Arboleya, J. Galán, M. Julivert, F. J. Martínez, I. Méndez Bedia, F. Ruiz, O. Suárez, I. Vargas e I. Zamarreño.

Supervisión y control del Igme: A. 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 - 13.283 - 1979

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

1 INTRODUCCION

La Hoja de Fonsagrada se encuentra situada en gran parte dentro de la provincia de Lugo, existiendo únicamente dos pequeñas áreas, una al NE. y otra al SE., dentro de la provincia de Oviedo. Desde el punto de vista geológico forma parte de la Zona Asturoccidental-leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1972) y está constituida fundamentalmente por materiales pertenecientes al Paleozoico Inferior. Estos materiales, principalmente detríticos, han sido deformados durante la orogénesis hercínica, responsable de la actual estructura.

Los primeros trabajos referidos a esta área sobrepasan al carácter local de la Hoja, considerando aspectos más generales y de índole regional. Entre las referencias más antiguas, se sitúan las de SCHULZ (1858) y las de BARROIS (1882), que constituyen, en general, las bases al conocimiento geológico de la región. BARROIS (1882), aparte de la descripción estratigráfica, realiza un corte geológico que atraviesa toda la Hoja pasando por Lastra, Fonsagrada y El Acebo, dando idea de la morfología y vergencia de los pliegues (figura 1). A principios del presente siglo y sobre todo debido a la importancia nueva de la región, aparecen algunas publicaciones de carácter regional (ADARO & JUNQUERA, 1916; HERNANDEZ-SAMPELAYO, 1915, 1931). Con posterioridad, HERNANDEZ-SAMPELAYO (1942) establece algunas precisiones en cuanto a la sucesión estratigráfica. Más recientemente, los trabajos de VALDES-LEAL (1965) y más ampliamente los de MARCOS (1970, 1971a, 1971b, 1972, 1973) han proporcionado un conocimiento profundo de la cartografía, estratigrafía y tectónica de la región.

El trabajo de campo para el levantamiento de la cartografía geológica y la Memoria de la presente Hoja ha sido realizado por A. MARCOS, F. BASTIDA, J. A. PULGAR y A. PEREZ-ESTAUN. El estudio de las rocas metamórficas ha sido realizado por F. J. MARTINEZ. La investigación sobre geología económica ha sido realizada por I. VARGAS.

2 ESTRATIGRAFIA

Con excepción de los depósitos cuaternarios y algunos pequeños afloramientos de Estefaniense, el resto de los materiales corresponden al Paleozoico Inferior, comprendiendo edades que van desde el Cámbrico Inferior al Silúrico. Debido a que las estructuras de esta Hoja son prolongación de las que aparecen más al N. en las Hojas de San Martín de Oscos, Vegadeo y Ribadeo, las sucesiones estratigráficas de todas ellas son muy semejantes. Las formaciones diferenciadas en la Hoja de Fonsagrada, de abajo arriba son:

- Calizas de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio?).
- Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior).
- Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio).
- Formación Agüeira (Ordovícico Medio?-Superior).
- Pizarras y ampelitas silúricas (Llandovery Medio-Superior-Wenlock Superior)

Paleogeográficamente, la Hoja de Fonsagrada está dividida en dos partes separadas por el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo. Al E. de dicho cabalgamiento, Dominio del Navia y alto Sil (MARCOS, 1971), existe una espesa sucesión ordovícica que comprende el Ordovícico Inferior, Medio y Superior. Al O., por el contrario, en el Dominio del Manto de Mondoñedo, los materiales silúricos se apoyan directamente sobre los del Ordovícico Inferior y a veces Medio, no existiendo, por tanto, Ordovícico Superior. Estos dos dominios paleogeográficos, que originalmente debían encontrarse muy alejados, se hallan en el momento actual juntos debido a la magnitud del cabalgamiento. En la dirección de las estructuras no existen variaciones paleogeográficas ni variaciones sedimentológicas notables.

2.1 CAMBRICO INFERIOR-MEDIO?

LA CALIZA DE VEGADEO (CA_{1,2})

Las rocas más antiguas que afloran en la Hoja de Fonsagrada corresponden a la Caliza de Vegadeo, cuyo término fue definido por BARROIS (1877, 1882). Afloran en la parte media de la Hoja a lo largo de dos franjas con dirección general NNO-SSE. Estas dos bandas constituyen el núcleo de dos

pliegues anticlinales, de forma que las calizas no aparecen de modo continuo sino en retazos, dependiendo del nivel de erosión o los cabeceos en los ejes de los pliegues. A lo largo de estos anticlinales se disponen largos valles (valle de Puebla de Burón, Cuiñas, etc.) que se han instalado gracias a la facilidad de meteorización del nivel calcáreo y los materiales pizarrosos que se le superponen. La facilidad de alteración hace que la observación de la Caliza de Vegadeo en secciones frescas sea prácticamente imposible. Esta dificultad, junto con el hecho de que únicamente la parte superior de dicha formación llegue a aflorar, da idea de la escasa posibilidad de efectuar un estudio detallado. Fuera del ámbito de esta Hoja, pero dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa, han sido realizados recientemente una serie de trabajos que permiten precisar las litofacies y la edad de la formación (DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1975; ZAMARREÑO et al., 1975; ZAMARREÑO & PEREJON, 1976). Por otra parte, en la Hoja de San Martín de Oscos (MARCOS, in litt.) se han descrito las características de la parte alta de las Calizas de Vegadeo.

De los tres miembros que han podido ser reconocidos en la Caliza de Vegadeo (ZAMARREÑO et al., op. cit.) dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa, en la presente Hoja sólo se ha encontrado la parte superior del segundo miembro y el tercero. La parte más baja la forman calizas blancas o grises y a veces alternancia de estos dos tipos en capas muy delgadas. Todas estas rocas están muy recristalizadas debido al metamorfismo, por lo que es difícil observar estructuras sedimentarias. La parte más superior de la formación está constituida por calizas y calcoesquistos que en afloramiento son fácilmente visibles debido a la meteorización diferencial de estos dos niveles. El espesor del miembro superior no llega a los 20 m. y no ha podido observarse al microscopio restos de organismos, hecho frecuente en otras partes.

En cuanto a la edad, la Caliza de Vegadeo ha sido considerada como Cámbrico Inferior en su totalidad, debido a la presencia en las pizarras situadas por encima de la formación de faunas muy bajas dentro del Cámbrico Medio (SDZUY, 1968) y también a la existencia de Arqueociatos de esta edad en la parte baja de la sucesión (DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1975). En el momento actual, tras las consideraciones hechas por ZAMARREÑO et al. (1975) comparando el miembro superior de la formación con el miembro superior de la Caliza de Lánchara (ZAMARREÑO, 1972) en la Zona Cantábrica se admite una edad Cámbrico Medio para la parte más alta de la Caliza de Vegadeo.

2.2 CAMBRICO MEDIO-ORDOVICICO INFERIOR

LA SERIE DE LOS CABOS (CA₂O₁p; CA₂; O₁as; O₁)

La mitad occidental de la Hoja (desde el cabalgamiento del Manto de Mondoñedo al O.), está formada en su casi totalidad por materiales de la

Serie de los Cabos. En la otra mitad, estos materiales aparecen en el núcleo del anticlinal de San Martín. A pesar de la gran extensión cartográfica que ocupa, una sección completa a través de la formación sólo puede observarse entre el anticlinal del Eo (en cuyo núcleo aparece la Caliza de Vegadeo) y el sinclinal de Villadrid (figura 2). En esta sección han podido distinguirse

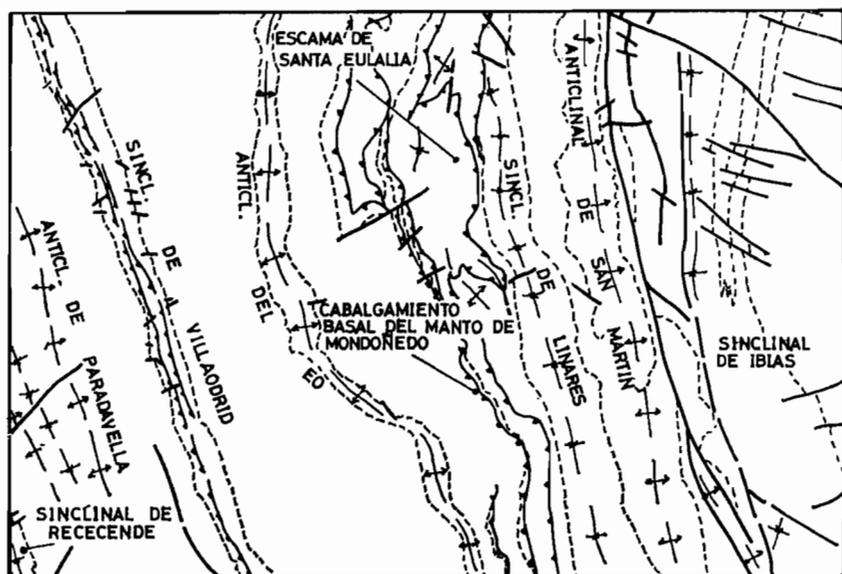


Figura 2.—Esquema de situación de las principales estructuras mencionadas en el texto.

varios miembros dentro de la formación, de los que algunos de ellos son cartografiables y en otros resulta difícil su separación. Los miembros distinguidos son, de abajo a arriba:

- a) Por encima de la Caliza de Vegadeo se sitúan unos niveles de siltitas, margas y pizarras verdes con Trilobites (CA_2). El espesor no excede de 300 m.
- b) Areniscas dominantes en bancos de 20 a 50 cm. con laminación paralela como estructura sedimentaria dominante, además de estratificación cruzada tabular, ripple casts y lineaciones primarias de corriente. Su espesor puede considerarse en 200 m. El tránsito al nivel superior es gradual.

- c) Una potente alternancia de pizarras y siltitas con escasas intercalaciones de areniscas. El espesor puede estimarse en 2.300 m.
- d) Cuarcitas con intercalaciones de pizarras y areniscas, con un espesor de unos 200 m. (O₁as).
- e) Nivel cuarcítico culminante, de unos 20 a 50 m. de espesor (O₁).

De acuerdo con la terminología establecida por WALTER (1968) el miembro «a» sería equivalente a las Capas de Riotorto. Los miembros «b» y «c» podrán ser equivalentes a las Capas de Villamea, si bien estas últimas no presentan nunca un nivel de areniscas. La equivalencia de los miembros «d» y «e» con las capas inferiores y superiores del Eo, respectivamente, es un hecho claro.

La correlación de los miembros antes establecidos al E. del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo no resulta posible. Únicamente puede llegar a diferenciarse la cuarcita superior, que se apoya sobre una serie esencialmente constituida por una serie de caurcitas, areniscas y pizarras; como ya se ha indicado anteriormente, los niveles inferiores de la Serie de los Cabos no aparecen en este sector.

La Serie de los Cabos, en la parte occidental de la Hoja, muestra algunas diferencias con relación a las Hojas situadas más al N. (MARCOS, PEREZ-ESTAUN & MARTINEZ, in litt.; MARCOS, in litt.) que básicamente se refieren a una disminución general en sus espesores. Esta disminución general se lleva a cabo principalmente en los miembros «b» y «c», que pasan a tener de 4.000 m. al N. a unos 2.000-2.500 en la presente Hoja.

Desde el punto de vista sedimentológico, la Serie de los Cabos muestra una gran variedad de facies, todas ellas correspondientes a depósitos originados en medios marinos someros. Así, aunque no se ha realizado un estudio sedimentológico de detalle, pueden reconocerse facies intermareales, lagunares, barras de arena, etc. En este sentido, las principales estructuras sedimentarias que se observan dentro de la Serie de los Cabos en este sector, tales como laminación paralela y cruzada de ángulo muy bajo (areniscas del miembro «b»), estratificación de tipo lenticular y ripples (miembro «c»), presencia de icnofósiles tales como *Cruziana* y *Skolithos* (miembro «d» y «e»), se inscribirían en un medio sedimentario de este tipo.

Dentro de la Serie de los Cabos no se han encontrado fósiles en el ámbito de la Hoja, si bien su edad puede ser perfectamente establecida por comparación con áreas vecinas. Así, los niveles basales de esta formación contienen a todo lo largo del anticlinal del Eo Trilobites del Cámbrico Medio, ya conocidos desde BARROIS (1882) (ver, entre otros, SDZUY, 1968; WALTER, 1968; MARCOS 1973). El resto de la sucesión hasta las Capas inferiores del Eo no contienen fósiles que permitan precisar su edad. Las Capas del Eo presentan pistas de Trilobites (*Cruziana* y otras) atribuibles ya al Ordovícico Inferior (MARCOS et al., in litt.; MARCOS, in litt.). En conclusión, la Serie

de los Cabos comprendería desde el Cámbrico Medio al Ordovícico Inferior, hecho que viene confirmado por la existencia de fósiles de edad Llanvirn en las pizarras situadas por encima de las cuarcitas superiores de la Serie de los Cabos. Con estos datos, las pizarras inferiores se representan en la cartografía como pertenecientes al Cámbrico Medio, los materiales situados por encima de ellas hasta las Capas del Eo como Cámbrico Medio-Superior, sin más precisiones, y estas últimas al Ordovícico Superior.

2.3 ORDOVICICO MEDIO

LAS PIZARRAS DE LUARCA (O₂; O_{2p})

Sobre los materiales de la Serie de los Cabos se sitúa una sucesión constituida por pizarras negras denominada Pizarras de Luarca (BARROIS, 1882). Las Pizarras de Luarca presentan un aspecto muy similar en toda la Hoja, si bien su espesor varía considerablemente de unas áreas a otras e incluso en algunas partes no se hallan presentes. Esta formación ocupa una gran parte de la mitad occidental de la Hoja de Fonsagrada y el núcleo de los sinclinales de Villaoñid y Rececende. El techo y el muro de la sucesión se puede observar en los dos flancos del anticlinal de San Martín. En el resto de los lugares en que aparece la sucesión no es completa, ya que o bien está cortada por accidentes tectónicos o los materiales silúricos se sitúan directamente sobre las Pizarras de Luarca.

Las Pizarras de Luarca son pizarras negras homogéneas ricas en pirita. Por lo general, en la parte baja de la formación existen algunas capas de areniscas y cuarcitas («serie de transición») que en algunos lugares constituyen una verdadera transición gradual desde la cuarcita del techo de la Serie de los Cabos. El espesor de la formación disminuye gradualmente desde el extremo más oriental de la Hoja hasta el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo. Así, mientras en el flanco E. del sinclinal de Ibias llega a alcanzar unos 1.000 m. de espesor o más, en los dos flancos del anticlinal de San Martín su espesor es de unos 300 m. y en la escama de Santa Eulalia de Oscos es inexistente o presenta unos pocos metros. En el núcleo del sinclinal de Villaoñid y en el de Rececende, parte occidental de la Hoja, las Pizarras de Luarca tienen unos 200 m. de espesor.

A efectos cartográficos, dentro de las Pizarras de Luarca a ambos flancos del anticlinal de San Martín, se ha diferenciado un grueso nivel de pizarras negras compactas (O_{2p}), que constituye un nivel de referencia muy destacado en el relieve.

Clásicamente, las Pizarras de Luarca han sido atribuidas al Ordovícico Medio. Las primeras referencias sobre la edad de la formación se remontan a las épocas de PRADO (1857), en las que este autor localizó la «fauna 2.ª» en los alrededores de Luarca. En el ámbito de la Hoja no se han encontrado yacimientos paleontológicos, sin embargo, al N. de la misma, en las Hojas

de San Martín de Oscos y Vegadeo, se conocen diversas localidades en las que han aparecido *Didymograptus*. En estas localidades y en otras áreas próximas de la Zona Astur-occidental-leonesa, los datos paleontológicos corroboran la edad Ordovícico Medio de la formación (BARROIS, 1882; HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915, 1924; LLOPIS, 1961; WALTER, 1968; MARCOS, 1973). Los fósiles hallados (*Didymograptus*, generalmente) han sido atribuidos concretamente al Llanvirn. Por comparación con otras regiones (Zona Cantábrica) puede admitirse que el Llandeilo está igualmente representado en las Pizarras de Luarca (JULIVERT, MARCOS, PHILIPPOT & HENRY, 1968; JULIVERT & TRUYOLS, 1972).

2.4 ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR

LA FORMACION AGUEIRA (O₂₋₃; O_{2-3q}; O_{2-3as})

A ambos flancos del anticlinal de San Martín y por encima de las Pizarras de Luarca se sitúa una espesa sucesión de areniscas, siltitas y pizarras con facies turbidíticas que corresponden a la Formación Agüeira y que se encuentran ocupando dos amplias estructuras sinclinales que cruzan la Hoja de N. a S. De acuerdo con esto, dicha formación queda restringida a la región situada al E. del cabalgamiento del Manto de Mondoñedo (Dominio del Navia y alto Sil). Las características generales de esta formación en el occidente de Asturias han sido establecidas por MARCOS (1970, 1973) y CRIMES, MARCOS & PEREZ-ESTAUN (1974).

Dentro de la Hoja la Formación Agüeira presenta variaciones litológicas importantes tanto en sentido horizontal, longitudinal o transversal a las estructuras como vertical. Desde el punto de vista cartográfico, dentro de la formación se ha diferenciado un grueso paquete de areniscas (O_{2-3as}) correspondiente a niveles muy proximales, y niveles de cuarcita (O_{2-3q}) que son característicos dentro de la formación. La formación se encuentra truncada por la erosión de forma que su techo no es visible en ninguna localidad; el espesor máximo observado es de unos 1.500 m. De acuerdo con las observaciones realizadas en el ámbito de la Hoja y en áreas vecinas puede afirmarse que la base de la formación no se sitúa siempre al mismo nivel; así, por ejemplo, en el flanco E. del sinclinal de Ibias se observa un grueso paquete de sedimentos turbidíticos, que hacia el N. se separa de la formación para perderse en las Pizarras de Luarca, dentro de la Hoja de San Martín de Oscos.

Dentro de todos los afloramientos de la formación en la Hoja, las facies más proximales, caracterizadas litológicamente por un mayor porcentaje de areniscas, corresponden al flanco oriental del sinclinal de Ibias y a la parte más meridional del sinclinal de Linares (ver figura 2). En términos generales puede decirse que la presencia de cuarcitas va ligada a las partes más distales de la sucesión.

Las areniscas de la Formación Agüeira presentan las estructuras sedimentarias propias de una turbidita. Así, en el interior de las capas existe una ordenación de estructuras sedimentarias (granoclasificación, laminación paralela, laminación entrecruzada) de acuerdo con el modelo clásico de BOUMA (1962). Existen, además, estructuras sedimentarias en el muro de las capas incluyendo flute, groove y prod casts. En algunas secciones, como a lo largo de la carretera entre Morentes y Puente Boadil, existe una gran abundancia de ripples, con sus crestas orientadas longitudinalmente a las direcciones de las paleocorrientes. Las pistas fósiles son muy raras o prácticamente ausentes. Los datos obtenidos a partir de marcas en los muros con propiedades direccionales, permiten deducir una dirección general de las paleocorrientes de S. a N., esencialmente paralela al trazado de las estructuras; en consecuencia, las corrientes de turbidez debían moverse con toda probabilidad axialmente con respecto al surco ocupado por la Formación Agüeira.

La figura 3 muestra las diferencias existentes entre la sucesión estratigráfica de la sucesión Agüeira a un flanco y otro del sinclinal de Ibias, a lo largo de la carretera de Negueira a Muñiz. Resultan evidentes las variaciones en sentido transversal y vertical.

Dado que no se han realizado hallazgos paleontológicos dentro de la Formación Agüeira en la Hoja, su edad debe establecerse con base a los datos procedentes de áreas vecinas (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1974). De

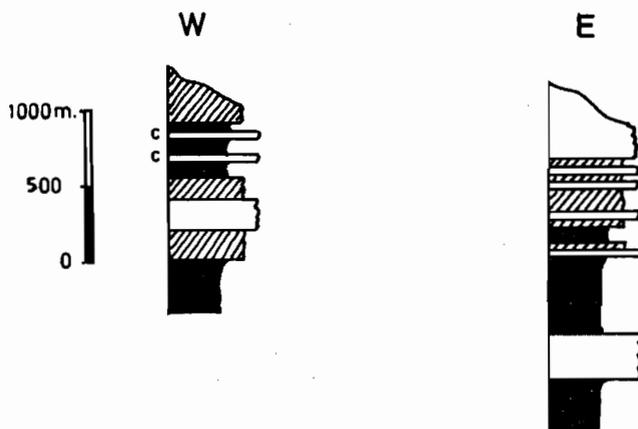


Figura 3.—Columnas estratigráficas esquemáticas de los niveles basales de la Formación Agüeira a ambos flancos del sinclinal de Ibias. En blanco, niveles con areniscas dominantes; rayado, alternancia de siltitas, pizarras y areniscas; negro, pizarras; c, cuarcitas. Los niveles de areniscas corresponden a turbiditas A o B y los niveles rayados a turbiditas C, predominantemente.

acuerdo con estos datos, la sucesión debe atribuirse al Ordovícico Superior y por su continuidad sobre las Pizarras de Luarca es posible que albergue la parte superior del Ordovícico Medio.

2.5 SILURICO

AMPELITAS Y PIZARRAS NEGRAS (S₁₋₁^{A-B})

Dentro de la presente Hoja, los afloramientos de materiales silúricos aparecen exclusivamente en la escama de Santa Eulalia de Oscos y en el núcleo de los sinclinales de Villaodrid y Rececende. Están constituidos por ampelitas, pizarras negras y pizarras negras con cloritoide. Estos materiales se disponen sobre las Pizarras de Luarca (sinclinales de Villaodrid y Rececende) y a veces incluso sobre la cuarcita superior de la Serie de los Cabos (escama de Santa Eulalia). De esta forma, existe una laguna estratigráfica que puede llegar a abarcar a parte o todo el Ordovícico Medio y el Superior. Esta laguna podría ir acompañada de una ligera discordancia, si bien a escala de afloramiento no parece observarse una pérdida de paralelismo entre los materiales ordovícicos y silúricos.

Existen un gran número de yacimientos fosilíferos de Graptolites, tanto en la escama de Santa Eulalia como en los sinclinales de Villaodrid y Rececende, que permiten definir la edad con precisión. Todos estos datos paleontológicos apuntan hacia una edad Llandovery Medio-Superior a Wenlock Superior. De entre estos yacimientos, en los situados en Montouto (*) y Vilar de Sucarral (**), se ha encontrado *Monograptus* sp.; en otra localidad, situada cerca de la anterior (***), se encuentran *Monograptus turriculatus* BARR., *M. planus* BARR., *M. lapworthi* BARR., *M. halli* BARR.?, que permite la atribución de estos materiales al Llandovery Medio-Superior.

2.6 CARBONIFERO

TERRENOS ESTEFANIENSES (H₃^B)

Sobre los terrenos paleozoicos antes citados, se sitúan discordantemente una serie de afloramientos constituidos por materiales detríticos groseros, que por sus características pueden ser atribuidos al Estefaniense (afloramiento cerca de Cueixoiro, Mosteirín, Alto del Meriteo, Chao de San Tirso y Leituelos, estos tres últimos sobre el cordal situado al O. de San Antolín de Ibias). Desde el punto de vista litológico, todos ellos están constituidos por conglomerados y brechas generalmente mal calibradas y con caracterís-

(*) X=319.158; Y=949.069.

(**) X=319.598; Y=945.626.

(***) X=320.253; Y=945.677.

ticos tonos rojizos en sus niveles basales; la parte más alta de la sucesión, solamente visible en los afloramientos más amplios situados al O. de Ibias, está constituida por conglomerados silíceos. Los niveles de areniscas o pizarras son raros.

Si bien no se han localizado niveles fosilíferos que permitan precisar su edad, sus características son las mismas que las de otros afloramientos de materiales estefanienses datados paleontológicamente en áreas vecinas (Punta de la Rubia, Cangas del Narcea, Rengos, etc.).

2.7 CUATERNARIO (QAI; QL; QCd; Q)

A lo largo de todo el área de la Hoja aparecen muy frecuentemente suelos de espesor variable que impiden la observación directa del substrato paleozoico. En la cartografía solamente se encuentran representados aquellos depósitos cuaternarios que por sus características y espesor se han considerado destacables. Así, en el mapa aparecen los depósitos aluviales modernos (QAI) que existen a menudo en los cauces de los ríos. Son también importantes los derrubios y coluviones de ladera (QL) y particularmente los depósitos de derrubios originados por la meteorización de cuarcitas cuando éstas se encuentran en cotas elevadas y en zonas con un relieve acusado. Otros depósitos representados en la cartografía consisten en conos de deyección de torrente (QCd) existentes en la parte occidental de la Hoja y cerca de Ibias. Finalmente, se han señalado en la cartografía otros materiales cuaternarios indiferenciados (Q) que se encuentran repartidos en el ámbito de la Hoja.

3 TECTONICA

3.1 LA ESTRUCTURA GENERAL A ESCALA CARTOGRAFICA

Las rocas presentes en la Hoja han sufrido una deformación y metamorfismo durante la orogénesis hercínica que son las que han dado lugar a la actual estructura. Dicha estructura es el resultado de la superposición de diversas fases de deformación y sobre la misma se han realizado algunos estudios previos, entre los que cabe destacar los de VALDES LEAL (1965) y MARCOS (1971, 1972) sin olvidar los otros más antiguos de HERNANDEZ SAMPELAYO (1916) y BARROIS (1882) y los trabajos de índole general sobre la Zona Asturoccidental-leonesa (WALTER, 1968, MATTE, 1968; PEREZ-ESTAUN, 1975). Las grandes estructuras han sido representadas en la figura 2 y en general muestran una dirección NNO.-SSE. suavemente inflexionadas debido a la curvatura general que todas ellas dibujan en el NO. de la Península. Es de destacar la gran continuidad longitudinal de estas estructuras, ya que la gran mayoría se siguen por unos 100 km. De entre ellas y por su importancia

destacan los cabalgamientos, que se sitúan en la parte central de la Hoja: cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo y escama de Santa Eulalia de Oscos. Estos cabalgamientos dividen la Hoja en dos partes, situándose al E. de los mismos una serie de pliegues sinclinales y anticlinales (sinclinal de Linares, anticlinal de San Martín y sinclinal de Ibias) y al O. el anticlinal del Eo, el sinclinal de Villadrid, anticlinal de Paradavella y sinclinal de Recende. Todos los pliegues citados, con excepción del sinclinal de Ibias, presentan un estilo muy parecido, pudiendo admitirse que pertenecen a la misma fase de deformación (primera fase). El sinclinal de Ibias es algo más complejo debido a la superposición de pliegues posteriores sobre uno de primera fase. Esta superposición de estructuras, debido a su homoaxialidad, es difícil de detectar en la cartografía. Existen, en conclusión, en la Hoja dos sistemas de pliegues mayores y por otro lado cabalgamientos. Además se diferencian una serie de fallas y algunos pliegues posteriores y transversales a las estructuras citadas.

3.2 LAS FASES HERCINIANAS DE DEFORMACION

Como se ha expresado anteriormente, la deformación hercíniana dio lugar a tres fases principales de deformación y posteriormente originó una serie de estructuras no generalizadas, que van desde fracturas a pliegues muy laxos. La existencia de estas fases de deformación, que son generales para toda la Zona Asturoccidental-leonesa, fue establecida por MATTE (1968) y MARCOS (1973).

3.2.1 PRIMERA FASE

En el transcurso de la primera fase de deformación se originan pliegues asimétricos, similares, cilíndricos, vergentes al E., que presentan una esquistosidad de flujo de plano axial asociada. Estas estructuras son las primeras que se observan de forma generalizada en toda la región y, en consecuencia, han sido deformadas por las posteriores. Es por ello difícil precisar la posición original exacta de los planos axiales de los pliegues. Los ejes son sub-horizontales y presentan una dirección NNO.-SSE., no siendo rectilíneos, sino ligeramente incurvados, formando parte del arco que dibujan las estructuras hercínicas en la Zona Asturoccidental-leonesa. Hay una variación en la morfología de los pliegues de O. a E.; así, los sinclinales de Villadrid y Recende son pliegues muy apretados, prácticamente isoclinales que tienen una gran amplitud, mientras que al O. el sinclinal de Linares o anticlinal de San Martín, a pesar de tratarse de grandes pliegues, su amplitud y aplastamiento es menor. Los pliegues menores pertenecientes a esta fase muestran un estilo similar a los pliegues mayores, teniendo en cuenta el tipo de materiales en que se desarrollan. Existen algunas excepciones a esta regla general,

como lo demuestran algunos pliegues menores situados en la Formación Agüeira, en las proximidades del Puente Boadil (figura 4) en los que se aprecia un aplastamiento excesivo en relación con la estructura mayor en que se encuentran (sinclinal de Ibias). La continuidad de estas estructuras es muy grande y mucho más en el caso de los pliegues de Mondoñedo. El sinclinal de Villaodrid o el anticlinal del Eo, por ejemplo, se siguen desde la costa Cantábrica hasta la provincia de León y la morfología de estas estructuras no muestra diferencias importantes en cortes sucesivos (ver Hojas de Vegadeo, San Martín de Oscos, etc.).

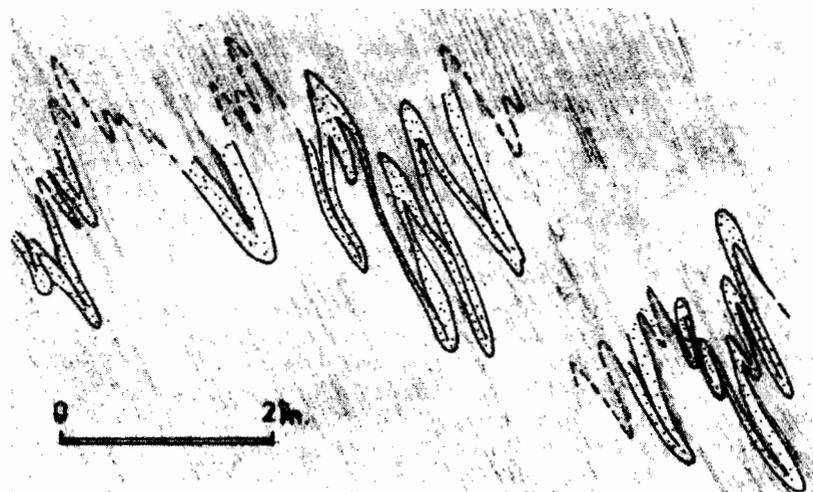


Figura 4.—Pliegues isoclinales correspondientes a la primera fase de deformación en niveles de areniscas de la Formación Agüeira (cerca de Puente Boadil).

La esquistosidad de flujo que acompaña a los pliegues presenta una distribución general y uniforme en cuanto a su desarrollo en todo el ámbito de la Hoja. Produce una reorganización en los constituyentes minerales de la roca y en algunos casos una recristalización importante. En términos generales presenta una inclinación que oscila entre los 50 y 70° al O., si bien en algunas áreas se halla subhorizontal e incluso inclinada al E. debido a la deformación posterior.

Otras estructuras producidas durante la primera fase de deformación y presentes en las rocas deformadas de la región, son las lineaciones. Entre ellas cabe destacar la lineación de intersección entre la estratificación y la

esquistosidad, L_1 , la lineación producida por el crecimiento sintectónico de minerales en el plano de la esquistosidad (principalmente cloritas), lineaciones indicadas por los boudins, etc. Las lineaciones de intersección son subhorizontales en todo el ámbito de la Hoja, mostrando la cilindricidad de los pliegues y la homoaxialidad de las estructuras posteriores. Las lineaciones de crecimiento mineral o direcciones de máxima elongación suelen formar ángulos altos con L_1 y en general tienden a ser subperpendiculares a los ejes de los pliegues.

3.2.2 SEGUNDA FASE

Durante esta fase de deformación, como estructuras mayores se originan cabalgamiento y como estructuras menores pliegues de pequeño tamaño y esquistosidad de crenulación asociada. Un estudio detallado sobre esta segunda fase de deformación y sus estructuras ha sido realizado por MARCOS (1971, 1973) y PEREZ-ESTAUN (1975). Los principales cabalgamientos se sitúan en la parte central de la Hoja, y básicamente son el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo y la escama de Santa Eulalia de Oscos, con sus estructuras asociadas. Otros cabalgamientos de menor importancia son los situados a lo largo del núcleo del sinclinal de Villaodrid.

El trazado de estos accidentes es aproximadamente N.-S., dibujando una forma ligeramente arqueada. El sentido del cabalgamiento es de O. a E., es decir, se dirigen hacia las zonas exteriores. La escama de Santa Eulalia de Oscos pone en contacto a los materiales de la Serie de los Cabos (Cámbrico Medio a Ordovícico Inferior) con las Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio) y el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo pone en contacto la Serie de los Cabos con las pizarras y ampelitas silúricas. Estos cabalgamientos mantienen sus superficies paralelas o subparalelas a la estratificación de los conjuntos cabalgante y cabalgado. La importancia del desplazamiento de estos accidentes no puede ser precisada por la ausencia de marcadores o ventanas tectónicas, sin embargo puede estimarse que estos cabalgamientos deben haberse trasladado en una distancia, ya que ponen en contacto dominios paleogeográficos distintos, y uno de ellos (cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo) puede seguirse por más de 200 km., desde la costa Cantábrica hasta desaparecer bajo el Terciario de la Meseta, a la altura de Astorga (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975). Las superficies de cabalgamiento cortan a la esquistosidad de flujo originada durante la primera fase de deformación y presentan en el momento actual una posición subvertical que no es la original, sino debida a un replegamiento posterior. A este respecto, el replegamiento se pone de manifiesto al E. de Fonsagrada por el trazado festoneado que presenta la superficie de cabalgamiento (figura 5). En conclusión, puede considerarse a estas estructuras como producidas posteriormente a la primera fase de deformación y anteriores a otra de plegamiento.

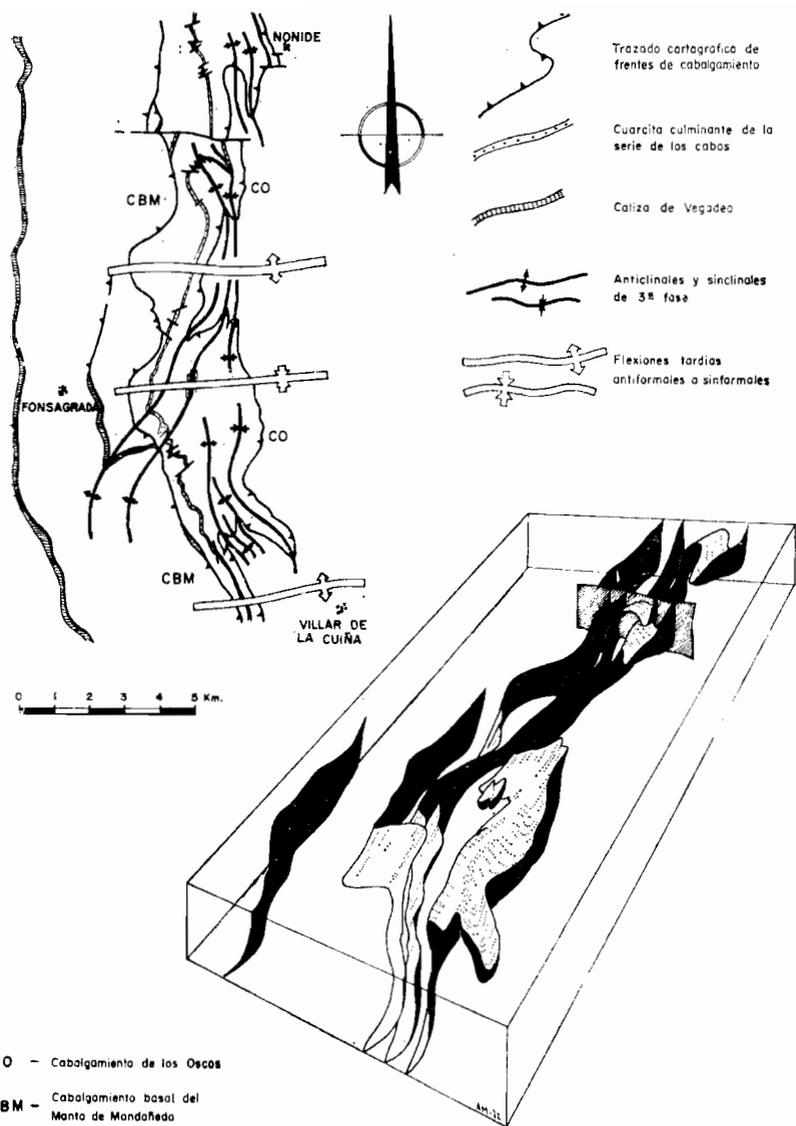


Figura 5.—Replegamiento de la superficie de cabalgamiento de la escama de Santa Eulalia de Ocos, al E. de Fonsagrada, según MARCOS (1973).

Cuando los materiales que se encuentran en los compartimentos cabalgante y cabalgado son suficientemente dúctiles, aparecen en las proximidades de la superficie de cabalgamiento estructuras menores asociadas, tales como pliegues de pequeño tamaño y crenulaciones asociadas. En el caso de que los materiales sean más competentes, pueden llegar a originarse brechas (hecho poco frecuente); así, en las proximidades de Queixoiro, la Serie de los Cabos cabalga sobre la cuarcita superior de esta misma formación, originando grandes brechas y distorsiones en el compartimento cabalgado. Estas brechas tectónicas son a veces difíciles de distinguir de las estefanienses, que también se encuentran en esta área.

Los pliegues próximos a las superficies de cabalgamiento son asimétricos, no cilíndricos, presentan sus ejes muy curvados y su morfología presenta variaciones aun dentro del mismo afloramiento. Estos pliegues muestran una esquistosidad de crenulación asociada que a veces llega a ser muy penetrativa, aunque su extensión geográfica en la Hoja está siempre restringida a la proximidad de los cabalgamientos. Pliegues y crenulaciones han sido interpretadas como estructuras originadas en relación con la zona de cizalla de los cabalgamientos, que si bien no se formaron en condiciones excesivamente dúctiles, que darían lugar a milonitas, tampoco tienen lugar en condiciones frágiles, por cuanto deberían aparecer brechas y rocas asociadas (PEREZ-ES- TAUN, 1975).

3.2.3 TERCERA FASE

Posteriormente a los pliegues vergentes al E. y a los cabalgamientos tiene lugar una fase de plegamiento general y regionalmente extendida en el NO. de la Península Ibérica. En términos generales, estos pliegues son homoxiales con los anteriores y poseen superficies axiales subverticales. En la Hoja de Fonsagrada, la tercera fase produce una verticalización de las estructuras originadas durante las fases anteriores. Toda el área situada al O. del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, constituye el flanco oriental de un gran sinforme de tercera fase que se extiende por toda la región del Manto de Mondoñedo; a menor escala, dentro de esta zona algunos pliegues de tercera fase son perfectamente detectables en la cartografía, como los que se encuentran cerca de Rozabragada, al E. de Fonsagrada.

En la mitad oriental de la Hoja, los grandes pliegues de tercera fase tienen una longitud de onda menor; su posición está en gran parte condicionada por los pliegues preexistentes de fase 1, cuya geometría modifican, como sucede, por ejemplo, en el anticlinal de San Martín. En la figura 5 puede observarse el efecto cartográfico que producen estos pliegues al deformar la superficie de cabalgamiento de los Oscos y la disposición de sus trazas axiales.

Acompañando a estos pliegues, se desarrolla una esquistosidad de crenu-

lación subvertical (S_3) que muestra una distribución muy irregular a lo largo de la Hoja y que sólo localmente llega a ser una estructura penetrativa en las rocas. Otras estructuras menores, relacionadas con esta fase, son pliegues asimétricos, kink-bands, etc.

3.2.4 KINK-BANDS y FALLAS N.-S.

Con posterioridad a la tercera fase se desarrolla una serie de estructuras menores, principalmente kink-bands y crenulaciones subhorizontales, que parecen estar en relación con una serie de fallas verticales de trazado paralelo a la disposición general de las estructuras. Estas estructuras menores se encuentran distribuidas por la Hoja de un modo irregular; esto es debido principalmente al control que sobre su aparición ejerce, por un lado, la naturaleza de los materiales (los kink-bands se desarrollan en materiales dotados de una anisotropía previa bien definida) y por otro, la posición original de la anisotropía que se deforma. La zona donde estas estructuras muestran un mayor desarrollo corresponde a las Pizarras de Luarca, situadas al E. del sinclinal de Ibias. A la escala del afloramiento pueden observarse todos los términos posibles entre kink-bands, con mucha separación entre bandas y kink-bands más próximos entre sí, acompañados por una crenulación en sus flancos.

Las fallas de trazado N.-S., que como se acaba de indicar pueden relacionarse con estas estructuras menores, se sitúan principalmente a lo largo del sinclinal de Ibias. Se trata de fallas verticales, que producen una brechificación muy importante en las rocas a las que afectan (la zona de brechificación de la falla que se sitúa en el flanco occidental del sinclinal de Ibias comporta en la carretera de Riodeporcos, una zona de brechas de más de 100 metros de espesor). Estas fallas limitan los terrenos estefanienses situados al E. de San Antolín de Ibias, que se encuentran empotrados contra la superficie de fractura.

3.2.5 DEFORMACIONES TARDIAS

Las últimas estructuras que se diferencian en la Hoja son fracturas subverticales y diaclasas. Por lo que respecta a las primeras, son esencialmente transversales en el trazado general de las estructuras y su dirección varía desde NO.-SE. a SO.-NE., siendo éstos los sistemas más efectivos. El movimiento principal de estas fallas es vertical, aunque algunas muestran componentes horizontales notables; generalmente existen brechas asociadas a la superficie de fractura.

Las diaclasas forman varios sistemas, entre los que destaca el de dirección OSO.-ENE.; se trata de diaclasas que cortan netamente a las rocas y que muestran ornamentaciones sobre sus superficies.

Otras estructuras tardías son pliegues y flexiones de traza axial E.-O., transversales a las estructuras anteriores, que se distribuyen de modo irregular por la Hoja (fig. 5).

4 METAMORFISMO

4.1 METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo en esta región es coherente en su desarrollo y se encuentra perfectamente dentro del contexto regional. No muestra ninguna característica especial, correspondiendo siempre a su metamorfismo epi o mesozonal incipiente, que no supera nunca la facies de los esquistos verdes.

Las paragénesis más representativas que se observan en las rocas pelíticas y psamíticas presentes en esta región son las siguientes:

Clorita-moscovita-cuarzo.

Clorita-moscovita-albita-microclina-cuarzo.

Biotita-clorita-moscovita-albita-cuarzo.

Biotita-moscovita-microclina-cuarzo.

Cloritoide-moscovita-clorita.

Como se observa, dentro de la facies de las pizarras verdes se pueden individualizar dos zonas: zona de la clorita y zona de la biotita. La clorita es el mineral relativamente más abundante en toda la Hoja y la biotita se encuentra en ocasiones distribuida al azar, aunque se observa una concentración a lo largo de todo el anticlinal del Eo, donde aparecen los materiales más antiguos correspondientes al Cámbrico Inferior-Medio, y también en el flanco oriental del sinclinal de Ibias, dentro de la Formación Agüeira, aunque en este último caso la concentración de este mineral es menos evidente.

El cloritoide, como es normal dentro de la zona Asturoccidental-leonesa, aparece limitado en su aparición a pizarras negras grafitosas y ricas en Fe y Al, como son algunos niveles de la formación Agüeira y las ampelitas silúricas.

La cristalización mineral comienza con anterioridad o simultáneamente a la fase 1, en lo que respecta a la clorita, pero el clímax del metamorfismo se alcanza con posterioridad a las fases tardías de deformación (fase 3). En todas las muestras que contienen biotita se observa que la roca se encuentra apreciablemente recrystalizada; la biotita se presenta en secciones basales sin ninguna orientación preferente o todo lo más mimetizando a la esquistosidad de flujo. En estos casos, la clorita se presenta como poiquiloblastos también postectónicos, mientras que el cuarzo ha recrystalizado tendiendo en las rocas psamíticas a adquirir una textura granoblástica.

El cloritoide es un mineral igualmente tardío en relación con las fases de crenulación, fosilizando en ocasiones a los micropliegues.

Una confirmación del carácter postectónico de la biotita viene dado por el hecho de que este mineral se encuentra rellenando filones junto con microclina y plagioclasas; estos filones cortan a la esquistosidad de flujo.

La evolución temporal de este metamorfismo sugiere un origen debido a pulsaciones térmicas tardías, quizá relacionadas con la intrusión de rocas ígneas en profundidad. En cuanto al tipo de metamorfismo, podría corresponder al comienzo de la evolución de un metamorfismo intermedio de baja presión, como el que se observa al O. de la Zona Asturoccidental-leonesa (CAPDEVILA, 1969), pero es posible que las zonas con biotita correspondan a culminaciones térmicas típicas de los metamorfismos de baja presión o de contacto.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Desde el punto de vista de la evolución sedimentológica de los materiales paleozoicos, presentes en la Hoja de Fonsagrada, hay que distinguir la existencia de dos dominios paleogeográficos diferentes, que han sido denominados regionalmente por MARCOS (1973): Dominio del Navia y alto Sil y Dominio del Manto de Mondoñedo. El primero ocupa la mitad oriental de la Hoja, mientras que el segundo ocupa la mitad occidental, estando ambos separados esencialmente por un importante accidente tectónico: el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo.

Desde el Cámbrico Inferior hasta el Ordovícico Medio puede admitirse a grandes rasgos una historia común para los dos dominios citados, en lo que se refiere a condiciones de sedimentación. El registro estratigráfico más antiguo de que se dispone en el área de la Hoja corresponde al Cámbrico Inferior, edad en la que se depositan los niveles carbonatados de la Formación Vegadeo. Posteriormente, la historia continúa mediante una sedimentación detrítica (Serie de los Cabos). La sedimentación de todos los materiales antes citados tendría lugar en un medio marino de aguas poco profundas.

En el Ordovícico Medio (Pizarras de Luarca) las condiciones de sedimentación cambian, teniendo éstas lugar en un medio euxínico y probablemente en aguas de mayor profundidad. Si bien las Pizarras de Luarca se encuentran representadas tanto en el dominio del Navia y alto Sil como en el del Manto de Mondoñedo, hay que destacar sin embargo que en la parte oriental de este último, concretamente en la escama de Santa Eulalia de Oscos, las Pizarras de Luarca o bien faltan por completo o bien están limitadas a unas capas de tránsito de muy poco espesor entre la Serie de los Cabos y las ampelitas silúricas.

En el Ordovícico Medio y Superior y en el dominio del Navia y alto Sil

tiene lugar la diferenciación de un surco en el que se depositaron materiales con facies turbidíticas (Formación Agüeira). Por el contrario, en el dominio del Manto de Mondoñedo estos materiales faltan por completo.

Sobre los materiales citados se depositaron con posterioridad y en régimen transgresivo las ampelitas silúricas, si bien hay que decir que no se encuentran representadas en la parte oriental de la Hoja.

Durante la orogénesis herciniana y principalmente durante el Carbonífero, a juzgar por los datos regionales, todos los materiales paleozoicos, cuya evolución se ha descrito, sufrieron una deformación polifásica acompañada por metamorfismo regional de bajo grado.

Finalmente, tendría lugar el depósito de los materiales estefanienses, claramente posttectónicos y de carácter molásico, los cuales únicamente se encuentran afectados por las deformaciones tardías de naturaleza esencialmente frágil.

Resta decir que esta historia sedimentaria y estructural está perfectamente de acuerdo con la que se admite para el conjunto de la zona Asturoccidental-leonesa y que ha sido establecida por diversos autores (LOTZE, 1945; MATTE, 1968; JULIVERT, MARCOS, TRUYOLS, 1972; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975).

Por lo que respecta a la edad de la deformación, teniendo en cuenta los materiales que afloran en el área de la Hoja de Fonsagrada, sólo puede decirse que ésta tuvo lugar con posterioridad al Silúrico y con anterioridad al depósito de los materiales estefanienses, claramente discordantes y posttectónicos. Para obtener una mayor precisión en torno a este problema hay que acudir a los datos procedentes del contexto regional.

Para la primera fase de deformación se admite generalmente una edad en el límite Devónico-Carbonífero (MATTE, 1968; RIBEIRO & RIBEIRO, 1974; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1974). A este respecto hay que decir que en la zona Asturoccidental-leonesa los primeros depósitos discordantes que aparecen en relación con la deformación herciniana corresponden al Carbonífero Inferior de San Clodio (Lugo) (RIEMER, 1966; PEREZ-ESTAUN, 1974). Estos materiales poseen carácter turbidítico y se han originado durante el desarrollo de la orogénesis herciniana, con posterioridad a sus primeras manifestaciones (primera fase de deformación), pero con anterioridad a la terminación de los principales episodios de la deformación. La segunda y tercera fase deben ser intrawestfalienses. Concretamente la edad de la tercera fase ha sido establecida regionalmente teniendo en cuenta la relación entre la deformación y los granitos existentes en la región, habiéndose obtenido una edad que corresponde probablemente al límite entre el Westfaliense C y D (CAPDEVILA & VIALETTE, 1970).

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 HIDROGEOLOGIA

La litología de los terrenos condiciona y limita las posibilidades hidrogeológicas de la zona, tanto en la cantidad como en los tipos de almacenamiento posibles. Abundan los materiales con predominio de elementos arcillosos en su composición, utilizando este término en sentido preferentemente granulométrico. Los condicionantes de orden estructural están representados por las elevadas pendientes de la estratificación y de los pliegues, muy apretados, la intensa fracturación, etc., todo ello producto de los fuertes esfuerzos tectónicos a que ha sido sometida la zona. Estos hechos configuran la hidrología subterránea regional como de tipo fisural, tanto desde el punto de vista de almacenamiento como en relación con la circulación de aguas. Los puntos con especial incidencia de factores tectónicos, tales como cabalgamientos, fallas importantes, núcleos de pliegues, etc., son susceptibles de funcionar como colectores primarios y eventualmente, en relación con la topografía y las variaciones de los niveles piezométricos, como conductos de salida del agua al exterior.

Las calizas, dada su discontinuidad y especialmente su pequeño volumen no presentan, pese a hallarse carstificadas, niveles de gran interés. Los materiales estefanienses constituyen, por sus características litológicas (conglomerados y brechas con matriz arenosa), un nivel con evidentes posibilidades. La disposición estructural que presentan y la forma elongada del afloramiento con el borde occidental fallado, son factores negativos en orden al almacenamiento del agua.

Los depósitos aluviales de los ríos Ibias y Navia, por su naturaleza granular, en los puntos donde no han sido cubiertos por las aguas del embalse de Grandas, son un medio idóneo para la circulación y permanencia de las aguas subálveas. Son de poca extensión, por ser ésta una zona de montaña con valles bastante encajados. En este orden de cosas algunos cuaternarios (coluviones y suelos de alteración de cierta potencia, principalmente) son muy porosos y aunque con escasa capacidad de almacenamiento dan lugar a fuentes intermitentes en estrecha relación con el clima y las precipitaciones.

6.2 MINERIA

La minería se encuentra muy poco desarrollada. Son muy escasas las explotaciones existentes y aun éstas se encuentran paradas al menos desde el punto de vista de la producción. Es de resaltar, por otra parte, que du-

rante los últimos años la zona ha sido objeto de un cierto interés investigador, que no ha pasado de las fases previas de la prospección y que, por el momento, no ha dado resultados dignos de mención. En este sentido la investigación se ha orientado en dos direcciones distintas. Por una parte, a la búsqueda de minerales de Pb-Zn-Fe del tipo de las existentes en los yacimientos próximos más al N., de San Martín de Oscos. En otro sentido la investigación de los minerales, también de Pb-Zn, relacionados con las bandas calcáreas del Cámbrico Inferior-Medio.

Ejemplos del primer grupo son las minas de Penedela, arrendadas a la Compañía de Explotaciones Minero Industriales y Marítimas, S. A. Cerca del pueblo de Penela existen unas labores antiguas, consistentes en una serie de rampas y dos galerías sobre el filón, que tiene una potencia media de 0,42 m. El filón está constituido por blenda, galena y magnetita como minerales esenciales y además cuarzo, pirita, calcopirita, pirrotina, goethita y otros óxidos de Fe, así como un anfíbol: cummingtonita. En general se puede hablar de una mineralización con contenidos entre 20-38 por 100 de Zn, 2-12 por 100 de Pb y 7-15 por 100 de Fe, según los lugares de desmuestre. Mineral con características semejantes se encuentra también en la «Cueva del Oso», al N. de las labores descritas. Aquí se ha reconocido con calicatas y registros, pero no ha sido objeto de explotación. Ambos yacimientos han sido investigados con métodos geofísicos (magnetometría) y geoquímicos (suelos). Actualmente prosiguen las labores de prospección.

Al N. de la localidad de Penedela, en una posición estructural semejante (anticlinal de San Martín) hay otra mina, la de Riodeporcos, perteneciente a la Sociedad Minera Lezama-Leguizamón. Consiste en dos bocaminas con una chimenea de conexión, así como otras labores menores, habiéndose realizado una prospección por sondeos mecánicos desde el exterior de hasta 200 m. de longitud. Se encuentra parada desde hace unos veinte años. Explotaban el mineral de Fe, que está constituido por pirrotina y mispíquel, principalmente, con indicios de calcopirita, blenda y galena.

A lo largo del anticlinal de San Martín, en su prolongación hacia el N., hay algunos indicios de minerales en posición estructural y con caracteres mineralógicos semejantes. Por el momento, sin interés económico.

Las zonas central y occidental, aunque en ellas no han existido explotaciones mineras, han sido objeto de prospección y sobre ellas se han situado numerosos permisos de investigación. El interés fundamental radica en la probable existencia de mineralizaciones de Fe en relación con lo que se ha denominado «arco Silúrico oriental» en el conjunto de las áreas metalíferas del NO. de España.

Un interés semejante suscita la existencia de varias bandas calcáreas del Cámbrico (Caliza de Vegadeo). No tienen, cartográficamente, una gran continuidad por motivos estructurales, pero se hallan frecuentemente en relación con mineralizaciones de Pb-Zn.

Finalmente, con una importancia muy reducida se puede citar una mina de carbón en Castaosa, próxima a San Antolín de Ibias, en una estrecha banda de materiales estefanienses. Se trata de carbón evolucionado de tipo antracita y, tanto las dimensiones de la cuenca como su situación geográfica, han condicionado negativamente su desarrollo. Las labores existentes son mínimas.

Por último, en las proximidades de Penafonte, en el borde N. de la Hoja, y situadas sobre el camino que conduce a la localidad de Folgosas, se encuentran unas labores de reconocimiento en unos indicios de caolín existentes en la Formación Agüeira. Se trata de niveles de caolinización incipiente, y sin ninguna posibilidad de ser, por su volumen y calidad, explotable.

6.3 ROCAS INDUSTRIALES

Los materiales susceptibles de ser aprovechados industrialmente son de varios tipos: pizarras, cuarcitas, calizas y materiales recientes.

Entre las pizarras tienen especial interés las de la Formación Luarca, por su dureza, facilidad de explotación e impermeabilidad, dada la ausencia de elementos o niveles arenosos. Son utilizadas como pizarras de techar y sacadas en pequeñas explotaciones familiares o locales, en función de las necesidades de cada momento. Aunque de peor calidad, también se utilizan con esa finalidad algunos niveles de pizarras de la Serie de los Cabos.

Los niveles cuarcíticos de esta última formación, junto con los de la Formación Agüeira, proporcionan materiales para la construcción, ya en forma de áridos y piedra machacada, ya como elementos en forma de losas o bloques. Una cantera existente en las proximidades del puerto del Acebo proporciona materiales del primer grupo.

La caliza se utilizó antiguamente en la fabricación de cal para mortero y la toponimia local hace en ocasiones referencia al hecho. En la actualidad se emplea de manera semejante a la cuarcita, como piedra machacada.

Próximo a Cecos, en Ibias, hay una pequeña cantera donde se obtienen arenas y gravas finas para áridos. Se ubica sobre un depósito de ladera y es de pequeña entidad.

En todos estos casos se trata de aprovechamientos locales en el espacio e intermitentes en el tiempo. Tienen carácter circunstancial en función de las necesidades concretas de cada momento.

7 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. De & JUNQUERA, G. (1916).—«Criaderos de Asturias». *Mem. Inst. Geol. España*. Criaderos de hierro de España, t. II, 1 vol. texto, pp. 1-410.
- BARROIS, Ch. (1877).—«Relaciones de un viaje geológico por España, leída

- en la Sociedad Geológica del Norte». *Bol. Com. Map. Geol. España*, t. IV, pp. 373-382.
- (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. 2, núm. 1, 630 pp.
- BOUMA, A. H. (1962).—«Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation». *Elsevier Pub. Co.*, 1 vol., 168 pp.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne)». *Thèse Univ. de Montpellier*, 430 pp.
- CAPDEVILA, R. & VIALETTE, Y. (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, pp. 2527-2530.
- CRIMES, T. P.; MARCOS, A. & PEREZ-ESETAUN, A. (1974).—«Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations». *Paleogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, vol. 15, pp. 169-184.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archéocyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des faciès carbonatés dans la NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 2, pp. 17-27.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).—«Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XXXVI (t. XVI, 2.ª ser.), pp. 277-303.
- (1916).—«Criaderos de hierros de Los Oscos y criaderos de Luarca». *Criaderos de hierro de España*, t. II (criaderos de Asturias), pp. 611-668.
- (1924).—«Rectificación geológica de las Cuencas del Navia y del Ibias». *Bol. Inst. Geol. España*, t. XLV (t. V, 3.ª ser., 1924), pp. 253-261.
- (1931).—«Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia (tomo II)». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. IV, 1 vol., 561 pp.
- (1942).—«El sistema Siluriano». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 2 (I, II), 1 vol., 848 pp.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. & TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paleogeographique du Nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Bull. Soc. Geol. Min. Bretagne*, t. IV, fasc. 1, pp. 1-7.
- JULIVERT, M. & TRUYOLS, J. (1972).—«La coupe du Cabo Peñas, une coupe de reference pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 6, pp. 241-243.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *Inst. Geol. Min. España*.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PHILIPPOT, A. & HENRY, J. L. (1968).—«Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E. de la Cuenca Carbonífera 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 (Traducido por J. M. Ríos: Observaciones respecto a la división de los variscidos de la Meseta Ibérica. *Pub. Extr. Geol. España*, 1 vol., pp. 149-166.
- LLOPIS LLADO, N. (1961).—«Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de wolframio». *Brev. Geol. Ast.*, año V, núm. 3-4, pp. 3-52.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el occidente de Asturias (NO de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIV, núm. 2, pp. 13-28.
- (1971 a).—«Las deformaciones hercinianas en el occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NO de la Península». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 1, pp. 2-6.
- (1971 b).—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase herciana de deformación en el occidente de Asturias (NO de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 4, pp. 59-64.
- (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NO. 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. 09-05 (49) (San Martín de Oscos)». *Inst. Geol. Min. España*.
- MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A. & MARTINEZ, F. J. (in litt.).—«Memoria explicativa del Mapa geológico de España. E. 1:50.000, Hoja núm. 09-04 (25) (Vegadeo)». *Inst. Geol. Min. España*.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de San Clodio (Prov. de Lugo)». *Brev. Geol. Ast.*, año XVIII, núm. 1, pp. 3-5.
- (1974).—«La sucesión ordovícica en el dominio del alto Sil (Zona Astur-occidental-leonesa, NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XVIII, núm. 4, pp. 53-57.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la Zona Astur-occidental-leonesa (O. de León, NO. de España)». Tesis, Univ. de Oviedo.
- PRADO, C. DE (1857).—«Lettre à M. Verneuil sur les terrains siluriens des Asturies». *Bull. Soc. Géol. France*, 2ème sér., t. XV, pp. 91-93.
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la Estratigrafía de Galicia». *Not. Com. Inst. Geol. Min. de España*, núm. 81, pp. 7-20.
- RIBEIRO, A. & RIBEIRO, L. (1974).—«Signification paléogéographique et tectonique de la présence de galets de roches métamorphiques dans un flysch d'âge dévonien supérieur du Tras-os-Montes oriental (Nord-Est du Portugal)». *C. R. Acad. Sci.*, serie D, pp. 1-3, París.
- SCHULZ, G. (1858).—«Descripción geológica de la provincia de Oviedo». Editorial José González, 1 vol., 138 pp.
- SDZUY, K. (1968).—«Biostratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de

- Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, núm. 2, pp. 45-48.
- VALDES LEAL, J. (1965).—«La tectónica de Los Oscos (Asturias)». *Est. Geol.*, vol. XX, pp. 271-283.
- WALTER, R. (1968).—«Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)». *Geotekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NO. España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, núm. 5, pp. 1-118.
- ZAMARREÑO, I., y PEREJON, A. (1976).—«El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-leonesa, NO. de España): tipos de facies y faunas de Arqueociatos». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, núm. 3, pp. 40-48.
- ZAMARREÑO, I.; BELLAMY, J.; HERMOSA, J. L., y JULIVERT, M. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico en la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-leonesa, NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, número 3 pp. 40-48.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA