IGME

191

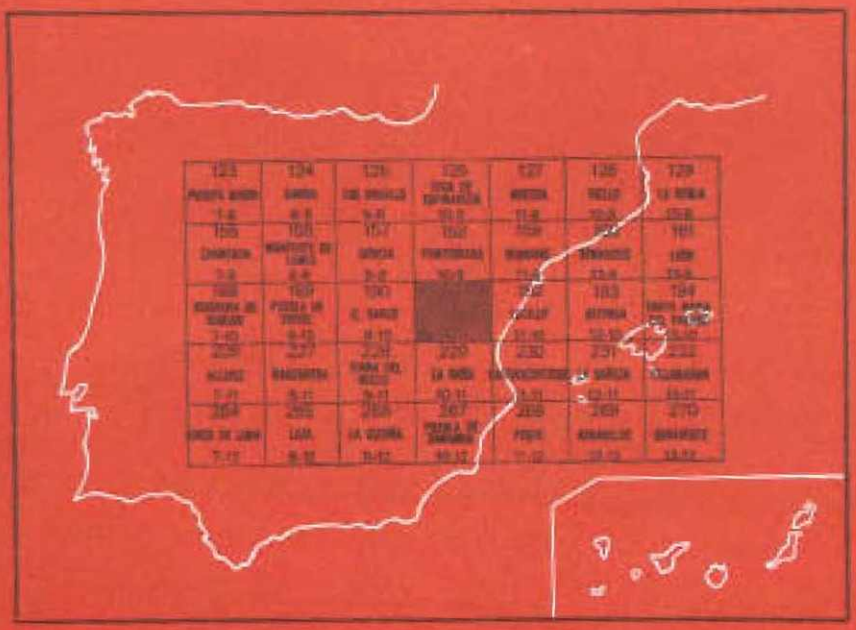
10-10

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SILVAN

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SILVAN

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTEHIC, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, mediante el siguiente equipo técnico:

Abril Hurtado, José: Licenciado en Ciencias Geológicas; Pliego Dones, Domingo: Licenciado en Ciencias Geológicas; Rubio Navas, Javier: Licenciado en Ciencias Geológicas.

Supervisión del IGME: L. R. Rodríguez Fernández.

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 - 1.711 - 1982

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

0 INTRODUCCION

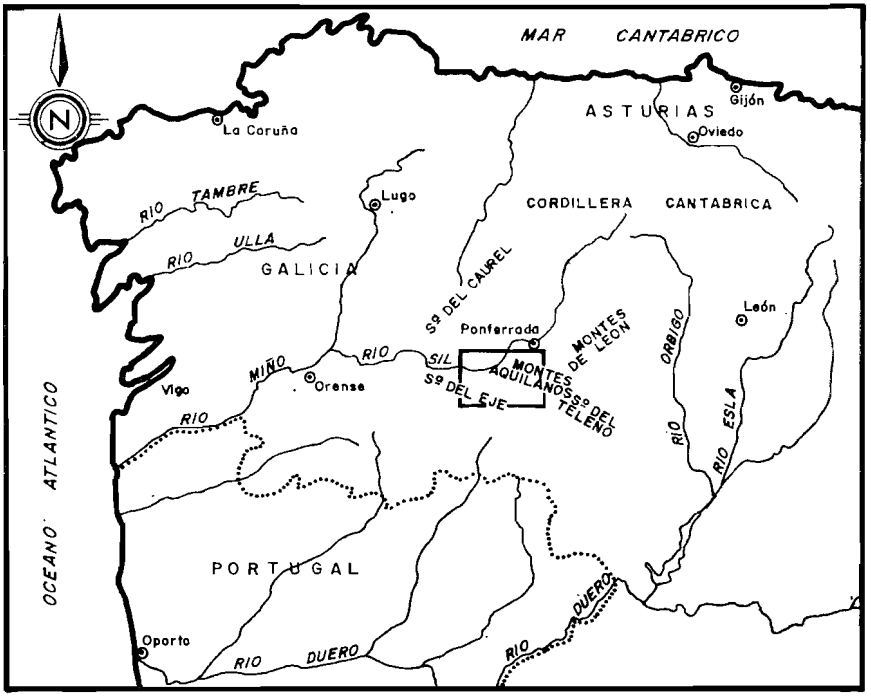
La presente Hoja núm. 10-10 (191) Silván, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está situada en el sector NW de la Península Ibérica, quedando acotada entre las coordenadas geográficas 2° 50' y 3° 10' de longitud W (meridiano de Madrid), y 42° 20' y 42° 30' de latitud N.

Desde un punto de vista paleogeográfico, estructural la Hoja de Silván se sitúa en la Zona Astur-Occidental-Leonesa de LOTZE (1961).

Las referencias más antiguas sobre esta Hoja se deben a VIDAL BOX (1941). Posteriormente NOLLAU (1968) estudia la vertiente N de los Montes Aquilianos. MATTE, Ph. (1968) realiza un trabajo de síntesis de las zonas Asturoccidental-Leonesa, dividiéndola en una serie de Zonas (fig. 2), según este esquema la Hoja de Silván estaría situada en la Zona de Galicia oriental casi totalmente. Recientemente, A. MARCOS (1973), PEREZ-ESTAUN (1975) dividen la zona Asturoccidental-Leonesa en una serie de dominios: Dominio del Navia-Alto Sil, dominio del Manto de Mondoñedo-Peñalba, y dominio de Truchas, estando incluida la presente Hoja en estos dos últimos dominios.

Dentro de la Hoja de Silván se diferencian dos grandes megaestructuras; de S a N son: el sinclinal de Truchas y el sinclinal de Peñalba. Entre ambas aparece una estructura antiformal, prolongación occidental del anticlinorio del Teleno. En el extremo NE se desarrollan una serie de cabalgamientos con estructuras asociadas, posteriores a la fase de deformación más importante.

Considerada desde el punto de vista fisiográfico, la Hoja de Silván presenta como características destacadas la acusada orografía de los Montes Aquilianos, alineación montañosa que se prolonga, tanto al NW como el SE,



ESCALA APROXIMADA 1:3.500.000

Fig. 1.—Esquema de situación geográfica de la Hoja de Silván.

por las Sierras del Caurel y del Teleno, respectivamente. Son los sectores S y SE los que presentan un relieve más acentuado, con profundos valles excavados por ríos de elevado potencial morfogenético y cumbres de altitudes próximas a los 2.000 m.; en este sentido, en el cuadrante SE de la Hoja, se configura un gran macizo individualizado que reúne las máximas cotas de altitud: Cruz Mayor, 2.016 m. (X = 361.000; Y = 869.000); La Portillana, 2.049 m. (X = 362.000; Y = 871.000); Alto de las Berdiaínas, 2.121 m. (X = 364.000; Y = 870.000); Silla de la Yegua, 2.135 m. (X = 365.000; Y = 870.000) y en cuya morfología se pueden apreciar huellas de un modelado periglaciar relativamente reciente. (Véase el esquema de situación adjunto.)

La red hidrográfica presenta un gran desarrollo, al que contribuyen tanto factores climáticos como orográficos. El área NW es drenada directamente por el cauce alto del río Sil, mientras que el resto de la Hoja lo es por sus afluentes los ríos Cabrera, Riodolas, Oza y Silván.

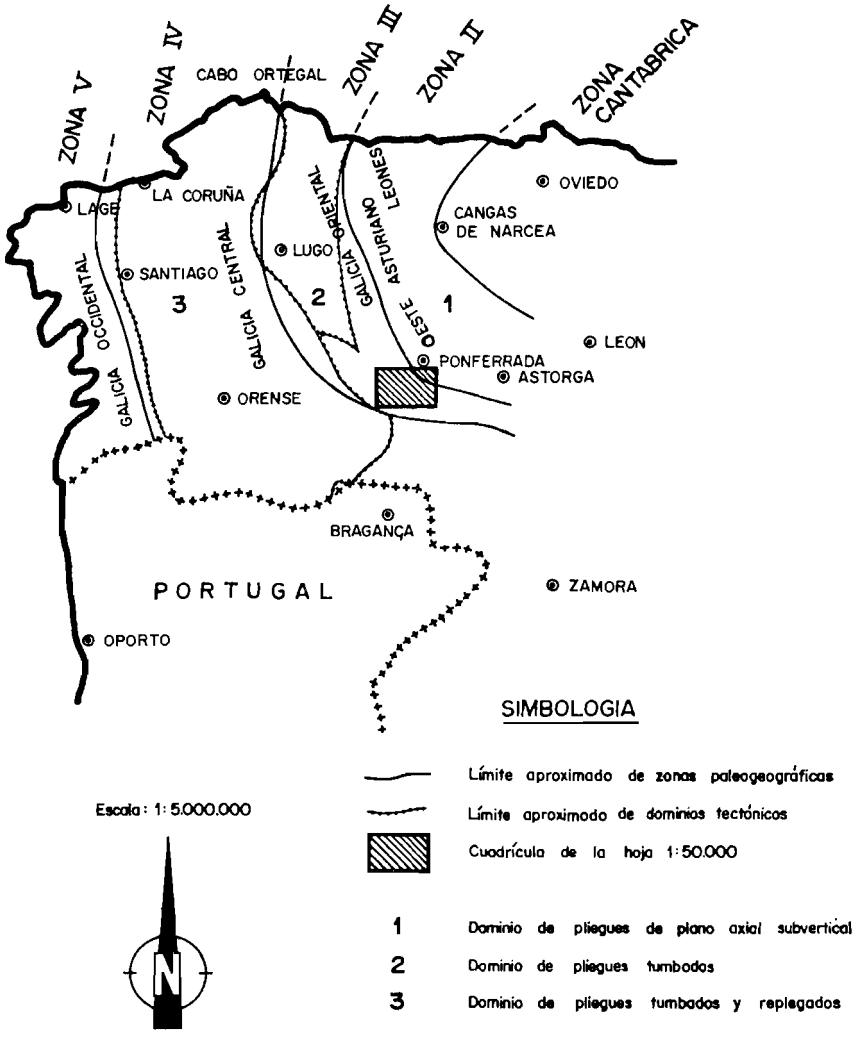


Fig. 2.—Esquema de situación de la Hoja, en relación con las distintas zonas paleogeográficas y dominios tectónicos principales del NW de la Península Ibérica. (Según MATTE, Ph., 1968).

Los núcleos de población principales se distribuyen tanto en la zona N de la Hoja, Villanueva de Valdueza (X = 359.000; Y = 88.000); Valdecañadas (X = 359.000; Y = 88.000) como en el borde W: Caruecedo (X = 346.000; Y = 880.000), 1.180 hab., Salas de la Ribera (X = 312.000; Y = 874.000); Puente de Domingo Flórez (X = 342.000; Y = 872.000), 2.210 hab. (*), a lo largo de la Crtra. Nal. de Madrid a Orense, principal vía de comunicación que atraviesa la Hoja. La distribución administrativa de la misma corresponde a dos provincias: León y Orense.

La actividad agrícola con diversos cultivos (castaños, vid, cereales, productos hortícolas), las explotaciones forestales y la ganadería son los sectores laborales que emplean a la mayor parte de la población, si bien en orden de importancia económica son las explotaciones de canteras de calizas para áridos y de pizarra de techar, sobre todo, las actividades que ocupan un lugar más destacado.

1 ESTRATIGRAFIA

En el ámbito de la Hoja afloran materiales paleozoicos, que abarcan desde el Cámbrico Inferior al Silúrico, y sedimentos rojos continentales a los que se atribuye una edad Neógeno.

Para la descripción estratigráfica se han considerado dos dominios paleogeográficos, coincidentes con grandes estructuras de ámbito regional ya citadas por PEREZ ESTAUN (1975), son de Sur al Norte: Sinclinal de Truchas y sinclinal de Peñalba. En el ángulo NE aflora una serie cámbrica, limitada por los dos accidentes tectónicos. Por último, la serie cambro-ordovícica del extremo NE presenta unas características algo diferentes de las de los dominios de la Hoja; ello condujo a Ph. MATTE (1968) a situar, en el accidente que limita este afloramiento por el S, el límite entre sus zonas II y III. Esta última serie la describiremos aparte sin ser incluida en ninguno de los dominios considerados.

La principal discontinuidad estratigráfica se manifiesta a escalas cartográficas y de campo entre el Silúrico y el Ordovícico, con formación de un «hard-ground» ferruginoso que con frecuencia impregna las calizas carstificadas del Ordovícico terminal. Posteriormente, entre los últimos depósitos paleozoicos y el Terciario continental aparece otra discontinuidad estratigráfica creada por el dilatado período de desmantelamiento del macizo hercínico, que comprende desde el Devónico hasta el Mioceno Superior.

(*) (Datos estadísticos procedentes del Censo de la Población de España INE 1970.)

1.1 PALEOZOICO

1.1.1 SERIE DE LOS CABOS (CA_2-O_1)

Una potente serie de naturaleza pelítico-psamítica se encuentra emplazada en el ángulo nord-oriental de la Hoja estudiada, pudiéndose apreciar que presenta una orientación NW-SE en el rumbo general de la estratificación.

La sucesión litológica observada a lo largo de los diversos cortes realizados en la zona, comprende de muro a techo, los dos términos siguientes:

— Alternancia de filitas y esquistos moscovíticos (ocasionalmente sericíticos), a veces areniscosos, que incluyen areniscas arcósicas en capas y lechos.
— Esquistos moscovíticos con intercalaciones de esquistos cuarcíticos y cuarcitas en bancos; las cuarcitas son tanto más frecuentes y presentan mayor espesor cuanto más se asciende hacia el techo de la serie.

Los esquistos comprenden variedades moscovíticas, sericítico-moscovíticas y cuarzo-moscovíticas, llegando a ser en algunos casos algo areniscosos. Los componentes principales son siempre cuarzo, moscovita y sericita, mientras que pueden figurar como accesorios algunos de los siguientes: albita, turmalina, circón, clorita, óxido de hierro y opacos. El grado de alteración de la roca oscila de medio a bajo.

Los esquistos areniscosos, areniscas arcósicas y cuarcitas son también frecuentes en la serie, presentando texturas granoblásticas más o menos esquistosas, a veces orientadas. Los componentes principales son los comunes en esta serie: cuarzo y moscovita, entrando también en su composición de modo esporádico, feldespato potásico; los componentes accesorios son igualmente análogos a los de los tramos más esquistosos ya citados. La textura de esta roca permite observar claramente la alineación paralela de los minerales micáceos según una dirección.

Asimismo se ha encontrado un dique-capa de diabasas intercalado en la serie; el afloramiento se sitúa al W del vértice topográfico Caudilla (X = 362.000; Y = 881.000) en el borde N de la Hoja, siendo cortado por la carretera local de Ponferrada a Villanueva de Valdueza (X = 362.000; Y = 880.000). Manifestaciones similares de actividad volcánica dentro de la Serie de los Cabos han sido citadas con anterioridad, referidas a los dominios paleogeográficos del Alto Sil (MARCOS, A., 1973) y Asturoccidental-leonés (NOLLAU, G., 1965).

En esta serie son frecuentes y abundantes las estructuras sedimentarias tipo, estratificaciones cruzadas tabulares, laminaciones paralelas, laminación «flasser», «ripples» y «load cast». Según BALDWIN (1975) la Serie de los

Cabos en la costa cantábrica está constituida por depósitos marinos someros con facies intermareales, bancos de arena, etc. Este modelo es aplicable perfectamente a este área.

La serie mantiene una gran continuidad lateral en lo que respecta a sus caracteres litológicos prolongándose, ya fuera de los límites de la Hoja de Silván, dentro de una amplia unidad cabalgante que comprende desde el N de Villafranca del Bierzo hasta el contacto con los sedimentos terciarios del borde occidental de la Meseta. Esta formación ha sido identificada con anterioridad por diversos autores (NOLLAU, G., 1966; MATTE, Ph., 1968; PEREZ-ESTAUN, A., 1975), con la «Serie de los Cabos» (LOTZE, F., 1958), siéndole atribuida una edad comprendida entre el Cámbrico Medio y el Ordovícico Inferior. Dentro de los afloramientos comprendidos en la Hoja no han sido encontrados restos de fauna determinativa, si bien aparecen ocasionalmente sobre algunos niveles cuarcíticos o areniscosos esbozos de icnofósiles *(Cruziana?)* en todo caso muy erosionados, sin permitir una mayor exactitud en la datación que la que pueda derivarse de su correlación litoestratigráfica.

1.1.2 DOMINIO DEL SINCLINAL DE PEÑALBA

1.1.2.1 **Formación Cándana** (CA_1)

No se han encontrado en la Hoja de Silván formaciones de edad inferior al Cámbrico. Los términos basales de la serie paleozoica afloran únicamente en el sector NE de la Hoja. El muro de la formación no llega a aflorar por un doble motivo: su inmersión bajo los materiales del Terciario que rellenan la depresión de El Bierzo y el truncamiento de la serie debido al cabalgamiento que pone en contacto esta formación con la «Serie de los Cabos», a lo largo aproximadamente del cauce del río Oza.

Se han distinguido de muro a techo los tramos que a continuación se describen:

1) **Pizarras inferiores**

Los niveles más bajos, encontrados dentro de la Hoja, están formados por esquistos moscovíticos y filitas, de aspecto foliado y tonos gris verdosos, en los que el estudio petrológico ha puesto de manifiesto una alternancia milimétrica de nivelillos cuarcíticos y cloríticos.

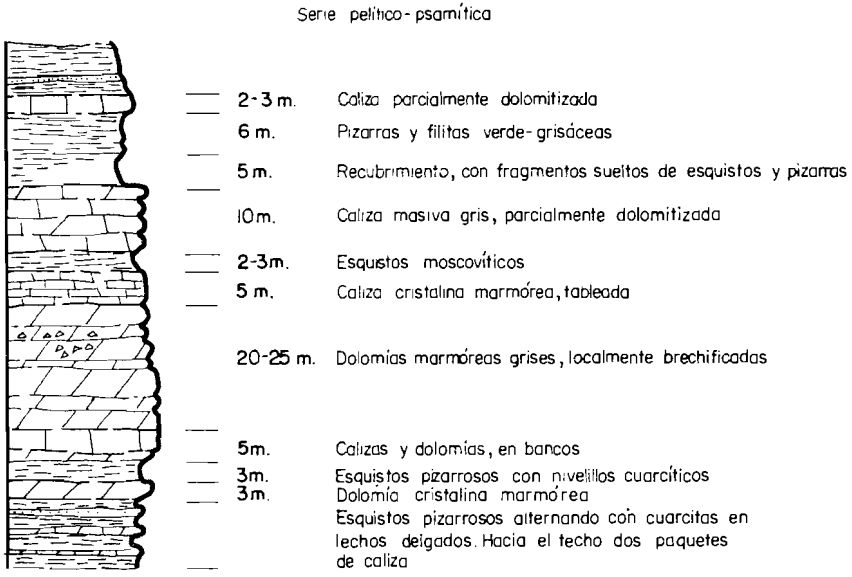
Las pizarras presentan al microscopio textura lepidoblástica, siendo sus componentes principales sericita, clorita y cuarzo, con algunos minerales opacos como accesorios. Se encuentran en general poco alteradas.

2) **Calizas y dolomías de Cándana** (CA_1^c)

Intercalados dentro de la serie pelítica de Cándana descrita en el apartado anterior, se han encontrado en el sector comprendido en la Hoja de Silván cuatro diferentes niveles estratigráficos en los que se desarrollan lentejonarmente tramos de calizas marmóreas y dolomías. El espesor y continuidad lateral de estas formaciones es de gran variabilidad, apreciándose, sin embargo, una general pérdida de potencia hacia el E de la Hoja.

A pesar de las variaciones texturales que el metamorfismo regional ha originado en la roca, se puede admitir un origen recifal para estas formaciones carbonatadas del Cándana Inferior (ZAMARREÑO, I., 1972). La intersección aproximadamente ortogonal de la red de barrancos que surcan el sector NE de la Hoja con la dirección de la estratificación, permite observar los paquetes de calizas y dolomías en buenos afloramientos; uno de los mejores se encuentra situado en el Arroyo del Val (X = 354.000; Y = 880.000), al E de Rioferreiros (X = 352.000; Y = 880.000), observándose la sucesión siguiente (fig. 3).

— Esquistos pizarrosos muy alterados, en paquetes potentes, alternando con cuarcitas pardas en capas de 10-20 cm. En la parte alta del tramo, calizas cristalinas grises algo dolomíticas, en lechos de 5 a 15 cm.; forman dos paquetes de algo menos de 1 m. de espesor separados por 60 cm. de esquistos calcáreos lajosos.
— Pequeña fractura con milonito ferruginoso y concreciones de calcita.
— Dolomía cristalina marmórea de color pardo-claro.
— Esquistos pizarrosos muy alterados, con niveles cuarcíticos de 1 cm.
— Caliza dolomítica muy compacta, gris oscura, con pátina parda en superficie y gran abundancia de vetas de calcita de génesis secundaria; forma un paquete que hacia el techo pasa a esquistos calcáreos y, finalmente, a dolomías cristalinas marmóreas grises.
— Dolomías marmóreas grises localmente brechificadas. Localmente presentan un bandeado de calcita coincidente con la estratificación, o bien adherencias ferruginosas secundarias y variaciones de tonalidad, para terminar en un tramo más claro. Aspecto masivo.
— Caliza cristalina marmórea tableada de color gris oscuro, en lechos de 2 a 3 cm. Está muy tectonizada, presentando gruesas vetas de calcita; hacia el techo contiene abundante pirita diseminada.
— Filitas o esquistos moscovítico-sericíticos con intercalaciones calcáreas de unos 3 cm. de espesor. El tramo finaliza con 30 cm. de ampelitas que destacan claramente por su color gris, casi negro, y su mayor erosionabilidad.
— Caliza masiva, comenzando con un banco de color gris claro que pasa



ESCALA 1:1000

Fig. 3.—Columna Estratigráfica esquemática de la formación carbonatada del Cámbrico Inferior (serie de Cándana), según se observa en el Arroyo del Val.

seguidamente a gris oscuro, con superficies de estratificación muy alabeadas; gran cantidad de recristalizaciones calcíticas y de figuras ovaladas o fusiformes de tonos claros, debidas a la dolomitización, que dan a la roca aspecto moteado.

— Recubrimiento con predominio de materiales pizarrosos y esquistosos.
— Pizarras o filitas verdes grisáceas, de tonos claros y aspecto homogéneo.
— Caliza cristalina marmórea grisácea, localmente dolomitizada. Hacia el techo pasa a pizarras verde-grisáceas y después azuladas, prosiguiéndose la serie con materiales pelítico-psamíticos.

El espesor de estos niveles sufre variaciones laterales, habiéndose apreciado en general una disminución de potencia hacia el E. Su carácter lentejonar, que es una característica común a escala regional, se pone de manifiesto en diversos afloramientos de la Hoja, si bien dentro de ella se puede seguir algún banco más potente prácticamente sin interrupción a lo largo de varios kilómetros.

En cuanto a la situación cronoestratigráfica de este tramo carbonatado, carecemos de información paleontológica, debido a la dolomitización de la roca y al grado elevado de recristalización, efecto del metamorfismo regional. El tipo de litofacies es común en toda la zona paleogeográfica Astur-occidental-leonesa (MATTE, Ph., 1968; MARCOS, A., 1973; PEREZ-ESTAUN, A., 1975), habiendo sido incluido habitualmente dentro del tramo medio-bajo del Cámbrico Inferior.

3) **Pizarras arenosas**

En tránsito gradual hacia el techo de la serie se pasa a términos psamíticos de aspecto menor pizarroso que los del tramo 1 que dan, como resultado de su estudio en lámina delgada, un progresivo incremento en cristales de cuarzo y de plagioclasa.

Los esquistos presentan igualmente textura lepidoblástica, y un grado de alteración bajo; contienen como componentes minerales principales: cuarzo, moscovita y clorita o, a veces, plagioclasa (albita), y como componentes accesorios, además de opacos, turmalina, circón, albita, moscovita, clorita y feldespato potásico. La plagioclasa se suele presentar en cristales maclados polisintéticamente, mientras que el cuarzo adopta o bien cristales de forma elipsoidal, con el eje mayor alargado según la esquistosidad, o bien cristales irregulares; las micas suelen distribuirse paralelamente entre sí marcando la dirección de esquistosidad; en algunas muestras se observa una clara alternancia de bandas paralelas ricas en cuarzo y moscovita, o bien una mesostasis de minerales micáceos (moscovita) orientados; igualmente se han encontrado restos de materia carbonosa pulverulenta.

4) **Pizarras negras**

A los últimos lentejones calcáreos sucede, sin solución de continuidad, un tramo esquistoso (esquistos moscovíticos, pizarras y filitas) con frecuencia de aspecto satinado, gris-verdoso o parduzco, en el que se siguen intercalando niveles más areniscosos. Relacionados con este tramo, aparecen niveles de pizarras negras ampelíticas, que destacan por su gran continuidad como nivel estratigráfico aunque variando considerablemente su potencia. En el corte de la carretera de Peñalba tienen unos 40 m. En la Hoja de Lucillo no sobrepasan los 5 m. Son pizarras negras, grafitosas, con óxido de Fe.

5) **Conglomerados de Peñalba**

En el borde oriental de la Hoja y dentro del tramo alto de la serie de Cándana, se encuentra un nivel conglomerático cuarcítico que ha sido cartografiado tanto por poderse seguir lateralmente con una potencia estimable

(un máximo de 35-40 m.), como por su significado paleogeográfico dentro de la evolución regional de la serie cámbrica (PEREZ-ESTAUN, A., 1975).

Se observa un excelente afloramiento de esta unidad cartográfica en la carretera de San Clemente de Valdueza a Peñalba de Santiago, a la altura de la Herrería (X = 364.000; Y = 876.000), donde se pueden observar bancos grisáceos, compactos y de fractura irregular que en detalle muestran su composición cuarcítica con textura conglomerática y microconglomerática; los cantos, que llegan a tener excepcionalmente 40 cm. de diámetro, son de naturaleza cuarcítica, calcárea e incluso esquistosa. El estudio petrográfico da como resultado un contenido en fragmentos de naturaleza similar a los que son visibles en las muestras de mano, incluyendo elementos accesorios tales como clorita, calcita, epidota, fragmentos de rocas y opacos. Por encima del conglomerado de Peñalba sigue una serie de pizarras negras con niveles esporádicos de areniscas y delgados filetes carbonatados.

La búsqueda de fauna dentro de toda esta formación ha resultado infructuosa, por lo que hemos de utilizar como criterio de correlación la aparición a techo de una potente barra de caliza marmórea identificada con la «Formación Vegadeo» (BARROIS, Ch., 1882), la cual ha sido situada como tránsito Cánbrico Inferior Medio (DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1975).

Los afloramientos de la formación Cándana ocupan una banda continua en el ángulo NE de la Hoja, pudiéndose evaluar su potencia mínima entre 400 y 500 m.

1.1.2.2 **Calizas de Vegadeo** (CA_{1-2})

Esta formación carbonatada se presenta en la serie Cámbrica, como un afloramiento de gran continuidad en todo el cuadrante NE de la Hoja. Su potencia varía considerablemente, debido a un cabalgamiento que va laminando su techo, alcanzando un máximo dentro de la Hoja hacia el W. Así, en las canteras que se explotan al NW de Villavieja (X = 353.000; Y = 879.000) (próximas a la Cra. Nal. de Madrid a Orense) se puede medir un espesor de 150-180 m.

Se puede observar que el tramo calcáreo ha sido muy afectado por el metamorfismo regional. En general son rocas compactas y duras, estratificadas en bancos con juntas poco marcadas; tienen colores grisáceos o parduzcos en superficie mientras que en corte fresco aparecen de color blanquecino, con frecuencia veteado de gris, y aspecto sacaroideo debido a la recristalización. Petrológicamente comprenden desde calizas cristalinas parcialmente dolomitizadas a dolomías cristalinas, pasando por mármoles de calcita.

Las preparaciones en lámina delgada muestran que la roca carbonatada, a veces dolomítica, se ha transformado siempre en un mármol por efecto del metamorfismo regional. Su textura es granoblástica, ocasionalmente en

mosaico, estando formada por cristales de calcita o de dolomita esencialmente; como elementos accesorios contiene además cuarzo, micas (sericita y moscovita), óxidos de hierro y opacos. Como resultado de su tectonicidad. Se aprecia a veces un cierto alargamiento de los cristales equigranulares de calcita, posiblemente debido al desarrollo de la esquistosidad primaria.

Debido al alto grado de recristalización no se ha encontrado fauna reconocible en estas calizas; sin embargo, algunos autores (ZAMARREÑO et al., 1975; DEBRENNE y ZAMARREÑO, 1975) citan abundante fauna de Arqueociátidos, en afloramientos de esta misma formación próximos a la localidad de Toral de los Vados (Hoja de Ponferrada, núm. 158), lo que confirma el carácter recifal de la misma.

1.1.2.3 **Ordovícico Inferior y Medio** (O_{1-2})

En la zona de Valdueza sobre la caliza de Vegadeo y en contacto mecánico, afloran una potente serie de sedimentos detríticos marinos someros, formados por alternancias pelítico-samíticas de notable monotonía, sin que destaquen tramos cuarcíticos importantes. Son frecuentes estructuras sedimentarias como laminaciones paralelas y ripples marks, y contiene restos de icnofósiles (Skolithus, Crucianas, etc.).

Los esquistos son en general de tipo moscovítico aunque pueden variar hasta pizarras, según el contenido en cuarzo; además de cuarzo contienen como componentes principales moscovita-sericita, mientras que pueden figurar como componentes accesorios el mismo cuarzo, clorita, óxidos de hierro, turmalina, circón, albita, carbonatos y opacos; tienen textura lepidoblástica y un grado de alteración de medio a bajo. Según se deduce del conjunto de caracteres mineralógicos y texturales, los sedimentos originales serían de carácter pelítico arcilloso, o bien arcilloso-margoso, habiendo sido muy afectados por el metamorfismo regional.

Los niveles cuarcíticos, por el contrario, procederían de rocas areniscosas más bien impuras. Se observa en lámina delgada una textura granoblástica, con cuarzo y moscovita como componentes principales, y plagioclasa, turmalina, albita, clorita, circón y opacos como accesorios; su grado de alteración es bajo. En estos materiales se manifiesta, a escala microscópica, una lineación de esquistosidad gracias a la orientación, de las laminillas de moscovita dentro del mosaico de granos de cuarzo.

En la zona de Peñalba (extremo E) se destacan dos bancos de cuarcitas hacia el techo de la serie bien individualizados, aunque por encima todavía afloran pizarras negras y grises con cuarcita, en capas decimétricas y métricas y pizarras detríticas.

En el ángulo NW de la Hoja esta serie termina con una cuarcita que en las zonas del Lago de Carucedo tiene algo menos de una decena de metros. En estudio petrográfico da como resultado una composición a base de cuar-

zo, y con frecuencia también de moscovita, que comprende minerales accesorios frecuentes en la facies de pizarras verdes, tales como, clorita, sericita-moscovita, etc.; así mismo, también son frecuentes circón y turmalina. Aunque no es muy clara, se puede apreciar una ligera orientación de los minerales planares dentro del mosaico formado por los granos de cuarzo.

En el flanco S del sinclinal de Peñalba esta formación varía algo sus características y la descubrimos en el apartado 1.1.3.1 del dominio del sinclinal de Truchas.

La edad de esta serie es realmente problemática. NOLLAU (1968). La considera una serie de tránsito del Arenig a las pizarras del Llandeilo, cita la presencia de Cruciana golfussi ROUALT. No obstante la comparación de potencias, facies y litología con la serie de transición bien definida en el anticlinorio de Teleno (Hoja de Lucillo) hace que consideremos a esta serie como una variación lateral de facies de la parte superior de la «serie de los Cabos» y de la serie de transición asignándole por tanto una edad ordovícico inferior medio.

1.1.2.4 **Pizarras de Luarca** (O_{2-3})

A techo de las cuarcitas descritas en el apartado anterior yace una serie muy característica esencialmente pelítica.

Este tramo comprende filitas y esquistos moscovíticos, negros y grises, lustrosos frecuentemente, contienen pirita y restos de materia orgánica indicativa de un ambiente de deposición de tipo euxínico.

Al NW de la Hoja, en el flanco norte del sinclinal de Peñalba, la serie sufre una disminución de potencia extraordinaria, llegando a desaparecer al N del largo de Carucedo, donde la Serie de los Cabos yace en contacto directo con la caliza recifal de Aquiana.

En el flanco sur, por el contrario, la serie aparece bastante bien representada, y la potencia total llega a superar el centenar de metros.

El corte observable a lo largo de la carretera de Villanueva de Valdueza (X = 362.000; Y = 880.000) al Campo de las Danzas (X = 358.000; Y = 876.050) muestra, sobre las cuarcitas, de 130 a 150 m. de filitas azuladas y esquistos moscovíticos que intercalan delgados niveles más areniscosos o cuarcíticos; inmediatamente encima aparecen calizas dolomíticas oquerosas de color pardo que quedan semienmascaradas, al borde la de la carretera, por un nivel ferruginoso que las recubre y en el que ha sido abierta una calicata. Algo más al W, en el pequeño collado de la Fuente del Pájaro (X = 356.050; Y = 878.000) cerca de Ferradillo (X = 356.000; Y = 877.000) la potencia de la serie disminuye, no encontrándose vestigios del nivel de calizas a techo, pero sí del «hard-ground» ferruginoso. Hacia el E y SE, por el contrario, aumenta el espesor (hasta 300-350 m.) y la diversificación litológica; en la

serie va aumentando, de muro a techo, el porcentaje de materiales pelíticos y disminuyendo el de psamíticos.

Los términos pizarrosos y esquistosos de la serie tienen, en general, textura lepidoblástica, entrando en su composición cuarzo, micas (moscovita-sericita y clorita) y con frecuencia cloritoide; alguno de estos minerales puede aparecer como accesorio junto con circón, turmalina, apatito, óxidos de hierro, albita y opacos.

1.1.2.5 **Calizas de Aquiana** (O_{3c})

Formación carbonatada, una de cuyas características morfoestructurales más destacada es la enorme variabilidad de su potencia, incluso en zonas muy próximas entre sí, consecuencia probablemente de una génesis recifal y del estiramiento tectónico («boudinage»).

Litológicamente comprende dolomías cristalinas marmóreas de color parduzco y superficie granulada muy rugosa y mármoles de calcita de colores blanco o gris muy claro; el paso de unas a otras se produce bruscamente dentro de un mismo estrato o entre estratos diferentes. Con frecuencia se encuentran pigmentadas con óxidos de hierro procedentes de un «hardground» situado a techo de las mismas; este depósito ferruginoso podría corresponder a un período de emersión de la cuenca sedimentaria con establecimiento de condiciones ambientales oxidantes; el carácter erosivo de esta discordancia se pone de manifiesto a escala regional (MATTE, Ph., 1968).

Considerados de E a W los afloramientos que aparecen dentro del Dominio del Sinclinal de Peñalba constituyen una banda prácticamente continua. Se puede observar que en la zona de Peñalba de Santiago (X = 365.000; Y = 873.000) la serie carbonatada presenta la secuencia litológica siguiente, de muro a techo.

- 100 m. Calizas masivas (dolomíticas y/o marmóreas) de color gris claro. El techo del tramo (en contacto con el complejo de Peña Lumbrera (X = 358.000; Y = 877.000) aparece laminado por un contacto mecanizado.
- 20 m. Calizas bien estratificadas, con juntas calco-margosas; son muy cársticas.
- 80 m. Calizas tableadas que intercalan niveles de pizarras arenosas.

Avanzando hacia el W, zona de la Aquiana (X = 360.000; Y = 874.000) la formación presenta caracteres análogos a los ya citados, aunque el nivel superior de calizas masivas es menos potente (espesor total de 100 a 125 metros aproximadamente). En el corte de la Cra. de Villanueva de Valdueza (X = 362.000; Y = 880.000) a Campo de las Danzas (X = 358.000; Y = 876.000) las calizas quedan soterradas por coluviones de ladera, si bien se conservan pequeños vestigios de ellas.

Finalmente, ya en el sector W de la Hoja, en la zona de El Páramo (X = 343.000; Y = 880.000) la sucesión presenta los siguientes términos (de techo a muro):

— 150 m. Calizas masivas, calizas dolomíticas y calizas marmóreas, grises, rosadas o crema, con figuras de disolución y huecos arriñonados cársticos muy abundantes. Contiene abundantes restos de fauna recital, generalmente recristalizada y de carácter banal.
— 30 m. Calizas bien estratificadas en capas generalmente gruesas. Entre las capas se interponen delgadas películas de material calcomargoso blanquecino, de aspecto pizarroso.
— 12 m. Alternancia regular de calizas de color chocolate o pardo-rojizo, en capas de varios decímetros, con esquistos marrones, muy hojosos. Las calizas contienen una rica fauna de *Crinoides* que llegan a formar una trama cerrada de tallos y secciones.
— 10 m. Esquistos de color pardo-rojizo o marrones, con marcada hojosidad.
— Alternancia regular de esquistos verdes y areniscas rosadas o pardas, en capas de 40-50 cm. Los esquistos aparecen en niveles decimétricos.

La anterior secuencia pone de relieve la existencia de una gradual transición entre los depósitos arcillosos francos de la base, y los paquetes calcáreos que dan forma al macizo montañoso de El Páramo (X = 340.000; Y = 880.000), cuya potencia total en este sector se estima del orden de los 250-300 m., y que disminuye hasta extinguirse por completo hacia el E, en ambos flancos del sinclinal de Peñalba.

La textura es granoblástica, siendo su componente principal calcita o bien dolomita, cuyos cristales se agrupan en un mosaico equigranular, mostrando ocasionalmente una cierta orientación. Entre los componentes minerales accesorios entran cuarzo, moscovita, óxidos de hierro y opacos.

La edad de esta potente formación caliza ha sido bastante discutida, dada la escasez de restos fósiles determinativos, si bien aparece una fauna banal de origen recifal típico. Pese a ello ha sido considerada como de edad Ashgill (MATTE, Ph., 1968). En el presente trabajo se han encontrado junto a otros restos de escaso valor cronoestratigráfico los de *Celentéreos*, que han sido clasificados como de probable edad Caradoc superior, lo que confirmaría la edad atribuida de Ordovícico terminal para esta serie. Otros autores le dan un edad Silúrico.

1.1.2.6 **Silúrico** (S_1^A I, S_{1-2}^{A-B}, S_{2-3}^{B}q, S_{2-3}^{B}, S)

A techo de la serie descrita se encuentran unos depósitos de carácter ferruginoso, tipo «hard ground», que se asientan discordantemente, bien

sea sobre las «pizarras de Luarca» o bien sobre el tramo de las calizas de Aquiana. Este «hard-ground» constituye en ocasiones una costra de sólo algunos decímetros de espesor que impregna la roca infrayacente de óxidos de hierro; en todo caso, suele ser bien visible sobre el terreno gracias a su intenso color rojo o amarillento (S_1^A I).

Dentro del dominio del sinclinal de Peñalba, donde quizá alcance mayor desarrollo este depósito sedimentario es en la zona próxima a La Chana (X = 350.000; Y = 879.000), donde aparece a techo de la caliza de Aquiana y a muro de las ampelitas silúricas. Se trata aquí de una brecha ferruginosa oscura, de tinte violáceo, moteada de manchas blancas o versicolores y aspecto masivo. Su consolidación es a veecs muy elevada, por lo que presenta una disyunción irregular típica, que proporciona abundantes derrubios clásticos y bloques al pie de los afloramientos. Su estructura es caótica, apareciendo zonas limoníticas terrosas a techo y muro del nivel brechífero consolidado. Esta brecha ha sido objeto de algunas tentativas de explotación como roca de construcción, que no han llegado a prosperar por falta de interés económico.

La potencia oscila entre 50 cm. y 8 m.

La brecha aparece compuesta por cantos angulosos de pizarras sericítico-carbonosas y calizas marmóreas junto con granos de cuarzo más o menos rodados. El cemento es de color pardo, rojizo o negro y está compuesto por óxidos de Fe y material arcilloso. La textura es clástica y la roca ha sido catalogada como una brecha ferruginosa metamorfizada.

Los materiales situados a techo del nivel ferruginoso descrito son esencialmente pelíticos, con muy raros episodios psamíticos. El conjunto se compone de pizarras ampelíticas muy oscuras y de esquistos moscovíticos cloritosos, caracterizándose por su colorido casi negro, a menudo con pátina amarillo-verdosa o blanquecina debida a la presencia de sulfuros y sulfatos.

El espesor máximo de este miembro se ha estimado entre 250 y 300 m.

En la región NE de la Hoja, cerca de Peñalba de Santiago (X= 365.000; Y = 873.000), se corta en el flanco N del sinclinal homónimo la siguiente secuencia:

— 20 m. Ampelitas blandas que intercalan algunos niveles areniscosos de escasa potencia.
— 250 m. Pizarras oscuras y blandas con cloritoide, conteniendo pirita y nódulos con estructuras que a veces resultan ser biogénicas *(Orthocerátidos)*.

En lámina transparente se observa su textura lepidoblástica, con cuarzo moscovita-sericita, clorita y cloritoide como minerales principales, y turmalina, pirita, óxidos de hierro, opacos, etc., como accesorios. Una variedad

de pizarras presente en la serie con gran frecuencia, es la de pizarras ampelíticas, de color gris casi negro, debido al contenido en material carbonoso-bituminoso, incorporado al sedimento durante su deposición en una cuenca marina de ambiente reductor y elevado porcentaje en anhídrido sulfuroso.

Los componentes minerales principales que se observan en las preparaciones de muestras son cuarzo, moscovita, minerales sericítico-arcillosos y cloritoide (este último está presente con gran frecuencia); entre los minerales accesorios se cuentan clorita, cuarzo, opacos, rutilo y moscovita-sericita. La presencia de cloritoide indica unos sedimentos iniciales con abundancia de alúmina y más ricos en hierro que en magnesio.

En la zona más occidental del presente dominio, la serie aparece bien delimitada en sus tramos medio y superior, quedando bastante difuso el tramo inferior, por cuanto no se ha realizado el hallazgo de restos fósiles que permitieran una identificación cronoestratigráfica detallada. En efecto, sobre las calizas marmóreas y dolomías del Ordovícico Superior de Villarrando (X = 345.000; Y = 882.000) aparece una tenue ferruginización de las superficies calcáreas del techo y pequeños acúmulos limoníticos terrosos, esponjosos o brechíferos, a los que sigue una serie esquistosa negra rica en cloritoide, sin que aparezcan claramente las empelitas típicas del Siluriano presentes, por otro lado, en el flanco sur de este mismo sinclinal.

Un corte realizado por el camino de Villarrando ha proporcionado la siguiente secuencia:

Techo: Alternancia irregular de esquistos, calcosquistos y calizas biogénicas tableadas de color gris o crema, con restos de *Favosites polimorfa* y *Braquiópodos* no determinables.

— 60 m. Esquistos de cloritoide lajosos de grano grueso, conjuntas irregulares algo onduladas, alternando con esquistos areniscosos en los que es menor la proporción de cloritoide.
— 1,5 m. Cuarcitas verdosas o rosadas en dos capas de 0,5-0,7 m., entre las que aparece un delgado nivel esquistoso.
— 10 m. Esquistos negros y pardos muy hojosos, soterrados por coluviales patentes. La presencia de cloritoide no es muy patente.
— 70 m. Esquistos de cloritoide de grano fino, replegados y bastante tectonizados.
— 1,5 m. Pizarras negras con abundantes óxidos de hierro en forma de limonita terrosa, con nódulos brechíferos esponjosos.

Muro: Calizas de Aquiana.

Por último, es preciso añadir que las capas ampelíticas del Silúrico de La Barosa (X = 342.000; Y = 881.000) incluyen aislados e incartografiables episodios calcáreos integrados por calizas de color crema, en capas centi-

métricas, en las que se han encontrado restos de *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp. y *Crinoides*, todos ellos poco determinativos. Los yacimientos de *Monograptus* encontrados en el tramo aparecen al norte de Cancela (X = 342.000; Y = 881.000).

NOLLAU, G. (1966) cita en este mismo área el hallazgo de *Trilobites (Harper* cf. *ungula,* SERNBERG; *Cheirurus cf. articulatus,* MUNSTER; *Cromus* sp.) que son atribuidos al Wenlock.

1.1.2.7 **Devónico** (D_1-D_{12-13})

La formación consta de dos miembros, uno basal carbonatado, y otro superior de naturaleza esquistosa; el tránsito entre ellos no se produce de manera neta y, por otra parte, en la abundante fauna encontrada no se evidencia claramente una variación de edades de uno con respecto al otro, dado la cual se ha optado por agruparlos dentro de una única unidad cartográfica.

En su conjunto, la serie configura el núcleo de un amplio sinclinal que se prolonga, con dirección WNW-ESE, desde los alrededores del Lago Carucedo hasta aproximadamente el meridiano de Montes de Valdueza (X = = 362.000; Y = 875.000); el afloramiento es bastante continuo, sin variaciones laterales de importancia.

Desde el punto de vista litológico la serie se compone, de muro a techo, de los siguientes términos:

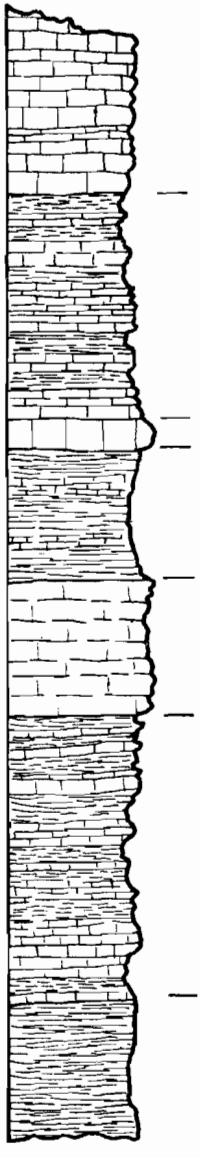
— Calizas recristalizadas marmóreas, duras y tableadas, de color gris claro; es muy característico en ellas la aparición de secciones recristalizadas de estructuras biogénicas en relieve sobre su superficie. Se han encontrado fragmentos de *Tabulados, Corales, Trilobites, Crinoides,* etc.

En lámina delgada se aprecia un mosaico de granos de calcita, con textura granoblástica, apareciendo únicamente como accesorios cuarzo, óxidos de hierro y opacos. La clasificación petrológica de estas rocas corresponde a calizas cristalinas marmóreas, o simplemente mármoles.

— Esquistos gris-azulados, con gran abundancia de cloritoide.

Los esquistos tienen como composición esencial cuarzo, sericita, moscovita, clorita y cloritoide; la clorita y el cuarzo también se presentan como accesorios junto con óxidos de hierro y opacos. Su textura es lepidoblástica y el grado de alteración de los componentes minerales de medio a bajo. Estos esquistos son el resultado del metamorfismo regional de sedimentos pelíticos arcillosos ricos en hierro.

El tramo superior esquistoso tiene mayor desarrollo hacia el E, habiendo



35m. Calizas marmóreas grises, localmente pardas, conteniendo restos de Crinoides, Plicochonetes, Camarotoechias, Schizophorias.

35-40 m. Calizas tableadas color crema y calcoesquistos pardos, conservando fragmentos de Moluscos, Crinoides, Ammodiscus sp.

4m. Calizas gris-azuladas, de textura cristalina marmórea.

15-20 m. Esquistos pardo-violáceos y calcoesquistos lajosos con restos de Crinoides y Braquiópodos.

20m. Caliza de «entroques», con Stilyolina.

45m. Esquistos, calcoesquistos y calizas biogénicas tableadas, con abundantes restos de Braquiópodos y Favosites polimorpha GOLDF.

muro Esquistos negruzcos, lajosos con juntas alabeadas y gran abundancia de cloritoide. Intercalan algunos niveles areniscosos y cuarcíticos.

ESCALA 1:1.000

Fig. 4.—Columna del Devónico en la carretera local de Carucedo a La Barosa.

sido totalmente erosionado en los afloramientos próximos al Lago Carucedo. La columna estratigráfica que se esquematiza en la figura adjunta, levantada en las cercanías de dicho algo, a lo largo de la carretera local de Carucedo (X = 347.000; Y = 880.000) a La Barosa (X = 342.000; Y = 881.000), muestra sobre los términos esquistosos del Ordovícico, la sucesión litológica que se expone en la figura 4.

En la carretera de subida a Campo de las Danzas (X = 358.000; Y = 876.000) desde Villanueva de Valdueza (X = 362.000; Y = 880.000) se ha encontrado: *Favosites polimorpha* GOLDF, tallos de *Eucaliptocrinus*, y *Spirifer cabedanus* VERN. y ARCH, datados como Devónico Inferior. Análoga edad corresponde a la datación de *Athyris pelapayensis* VERN y ARCH., *Athyris undata* DEFRANCE, *Euryspirifer pellicoi* VERN. y ARCH., *Stropheodonta* sp., *Chonetes* sp., *Fimbrispirifer trigeri* VERN, recolectados en los afloramientos próximos al Lago Carucedo por DROT, J., y MATTE, Ph. (1967). En la misma zona PEREZ-ESTAUN, A. (1975) cita entre otros restos no clasificados:

Dignomia cf., *Rhipidomella* sp., *Acrospirifer pellicoi* cf., y *Athyris undata* (DEFR), atribuyéndoles asimismo una edad Devónico Inferior (Siegeniense-Emsiense).

El espesor de esta formación es difícil de precisar, ya que no se conoce el techo de la misma. La estimación aproximada de la potencia máxima observada en los afloramientos es de 150 a 200 m.

1.1.3 DOMINIO DEL SINCLINORIO DE TRUCHAS

Se extiende a través de la mitad centro-sur de la Hoja, en una franja de varios kilómetros de anchura. Aparece formado por un vasto sinclinal que trascienden los límites de la Hoja ampliamente (sinclinal de Truchas).

En él afloran casi exclusivamente las pizarras del Ordovícico Medio y las series turbidíticas del Ordovícico Superior. En la parte N afloran series inferiores en un vasto anticlinorio prolongación occidental del anticlinal del Teleno.

1.1.3.1 **Ordovícico Inferior-Medio** (O_{1-2})

Aparece en un anticlinorio fuertemente replegado en la vertiente sur de los Montes Aquilianos, cuya potencia no se puede determinar, pues no aflora en ningún punto la base de la formación. Es una formación esencialmente cuarcítica. La roca presenta en superficie una pátina rojiza u ocre

formada por impregnación de óxidos de hierro, pero que difícilmente penetra más de 3 cm. en el interior de la roca. En corte fresco se observa que es una roca de grano fino a medio con poca proporción de feldespatos, lo que denota un elevado índice de madurez, y que ocasionalmente presenta una cimentación acusada.

El estudio petrográfico de las muestras obtenidas da como resultado una composición a base de cuarzo, y con frecuencia también de moscovita, que comprende minerales accesorios frecuentes en la facies de pizarras verdes, tales como, clorita, sericita-moscovita, etc.; así mismo, también son frecuentes circón y turmalina. Aunque no es muy clara, se puede apreciar una ligera orientación de los minerales planares dentro del mosaico formado por los granos de cuarzo. Se disponen en capas gruesas de varios metros de potencia, con juntas de estratificación poco marcadas y que se ponen más claramente de manifiesto de las charnelas de los pliegues. Presentan abundantes estructuras sedimentarias (marcas de corriente, pistas de medio marino somero y estratificaciones cruzadas).

Los niveles cuarcíticos apenas destacan morfológicamente del resto de los materiales que los rodean y en muchas ocasiones se pueden detectar únicamente por la gran cantidad de suelos coluviales que se desarrollan en la vertiente meridional de los Montes Aquilianos y sólo en los valles muy encajados se pueden observar afloramientos con una cierta continuidad.

La fauna es, en general, escasa y únicamente se han hallado algunas impresiones de *Cruciana* que no se han podido determinar; tan sólo en el camino del Campo de Las Danzas (X = 358.000; Y = 876.000) a Santalavilla (X = 355.000; Y = 872.000) se han encontrado unas impresiones que parecen ser de *Cruciana goldfussi*, pero no se ha podido precisar con certeza esta determinación.

Más al sur la serie presenta tramos alternantes de cuarcitas, pizarras y areniscas con una potencia global desconocida debido a aflorar en sendas charnelas anticlinales. En las proximidades de la Ermita de la Virgen del Valle aparece un tramo basal formado por la alternancia de pizarras arenosas oscuras y cuarcitas verdosas poco maduras en capas de 1 m. Hacia la parte superior se dispone un nivel de 2-3 m. de potencia de areniscas cuarcíticas de grano grueso con fuertes impregnaciones de óxidos de Fe. Sobre él yace un conjunto de 25-30 m. de pizarras listadas, formadas por alternancias milimétricas de areniscas blancas y pizarras negras de grano fino. Completa la serie un tramo de pizarras negras con lentejones cuarcíticos dispersos, de potencia métrica. Por su posición estratigráfica cabe pensar que esta serie incluya la parte superior de la serie de los Cabos y la inferior de la serie de tránsito, definida en el otro flanco del sinclinorio de Truchas y en el anticlinorio del Teleno (Hoja de Lucillo).

1.1.3.2 **Ordovícico Medio-Superior** (O_{2-3} $O_{2.3}s$)
Serie de las Pizarras de Luarca

Tramo de Pizarras inferiores:

— Es una serie pelítica con pizarrosidad muy marcada (de F_1) y elevada consistencia. Predomina el color negro o azul muy oscuro; a macroescala tienen aspecto masivo y en sus niveles inferiores contienen una elevada cantidad de cristales de pirita que alcanzan tamaños de más de 1 cm., aunque generalmente están muy alterados. Hacia el techo se dispone de forma discontinua un conjunto de areniscas blancas o amarillentas en capas de hasta 2 m. de potencia, que intercalan algunos niveles de esquistos moscovíticos de color gris oscuro, que son progresivamente más abundantes hacia el techo del tramo. La potencia es muy variable, pues pasan de tener 20-30 m. a acuñarse totalmente en cortas distancias. Así mismo, la potencia total del tramo es muy variable, alcanzando como máximo unos 400 m.

Tramo de pizarras superiores:

— Sobre el tramo anterior se dispone un conjunto de alternancias de pizarras moscovíticas y cuarcitas arenosas. Las pizarras son, generalmente de tonos verdosos, aunque en ocasiones se encuentran pizarras azules análogas a las de los niveles más bajos, y que son más frecuentes hacia el techo de este tramo. De forma discontinua se presentan niveles de cuarcitas arenosas en capas que difícilmente superan 0,5 m. de potencia, aunque ocasionalmente se agrupan algunos de ellos; estas cuarcitas son de color ocre pardo en superficie y gris amarillo en corte fresco y es frecuente que presenten segregaciones de diques de cuarzo lechoso. La potencia total de este tramo puede estimarse en 450 m.

Los tramos basales de las pizarras inferiores presentan facies típicas de medio euxínico (MARCOS, A., 1973), mientras que los tramos superiores, presentando una litología de pizarras con finas intercalaciones areniscosas, parecen indicar un tránsito hacia facies turbidíticas.

En la presente Hoja no se han encontrado indicios de fauna en esta formación; pero, en la Hoja de El Barco de Valdeorras (09-10), RIEMER, W. (1966) encontró un Trilobites por debajo del nivel cuarcítico, que dio una edad Ordovícico Medio, lo que hace indudable la correlación de esta serie con las llamadas pizarras azules de Luarca (BARROIS, C., 1882).

1.1.3.3 **Formación Agüeira** (O_3)

Sobre las pizarras azules de Luarca se dispone, en este dominio, una

formación arenoso-pelítica en parte de origen turbidítico, en la que se pueden diferenciar dos tramos con características perfectamente individualizadas.

— El primer tramo está constituido por una alternancia irregular de: 1) Capas de cuarcita de color gris-pardo en superficie y blanco amarillento en corte fresco que presentan abundantes recristalizaciones de cuarzo, se dispone en capas de 0,8 a 1,5 m. de potencia con bruscos y repetidos cambios laterales en su composición. 2) Pizarras moscovíticas muy arenosas, de color gris verdoso, que se presentan como delgadas intercalaciones entre los niveles cuarcíticos ante los que son francamente minoritarias. Este tramo alcanza unos 50 m. de potencia y puede considerarse como una turbidita proximal.
— Sobre el tramo anterior se dispone una alternancia de pizarra y areniscas. En estos niveles las pizarras son claramente mayoritarias y los niveles de arenisca (generalmente se pueden clasificar como metagrauwackas), difícilmente superan 0,5 m. de potencia. Este tramo puede ser considerado en su conjunto como una turbidita distal.

Esta formación presenta un gran número de huellas sedimentarias, como granoclasificación, estratificaciones cruzadas, laminaciones en el muro de las capas, slumping, etc.

La potencia real de la serie no puede ser determinada con certeza, pues hacia el techo de la misma se disponen directamente las ampelitas silúricas fuertemente discordantes, no obstante la potencia visible puede estimarse superior a los 500 m.

La edad de la formación no puede ser determinada con precisión en el presente estudio, pues los únicos restos fósiles encontrados no han podido ser determinados con precisión, se trata de unas Crucianas encontradas en los niveles areniscosos del primer tramo al NE de Casayo (X = 344.000; Y = 864.000). No obstante, MARCOS, A. (1970) encontró en el techo de esta formación un yacimiento de braquiópodos que parecen indicar edad Caradoc, y HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942) cita el hallazgo de un yacimiento con braquiópodos y crinoides, cerca de Luarca, al que atribuye una edad Caradoc o Ashgilliense. Así, pues, asignamos a esta formación una edad Caradoc.

Dentro de esta formación existen niveles pizarrosos explotables (canteras de As Cuartas, Lardeira, etc.).

El tramo areniscoso aparece representado en la zona de Covas por cuarcitas duras en capas de 0,5 m. alternando con esquistos verdes o azulados semejantes a las pizarras de Luarca. Los tramos pizarrosos representan litofacies de transición entre las pizarras de Luarca francas y la serie arenoso-pelítica del Ordovícico terminal.

La columna litológica de esta formación presenta importantes cambios laterales de facies entre los que destaca la aparición del potente tramo de

transición antes indicado, hacia la zona centro-norte del dominio del sinclinal de Truchas, y la casi desaparición del tramo basal cuarcítico hacia la zona centro oriental de la Hoja.

Las rocas cuarcíticas areniscosas que aparecen abarcan diversos grados de impureza, comprendiendo igualmente cuarzoesquistos y «grits» esquistosos. En lámina delgada muestran en conjunto una textura granoblástica (clástica y con recristalización en el caso de algunas areniscas), siendo siempre el cuarzo el componente principal; como especies minerales acompañantes con carácter accesorio figuran plagioclasa, moscovita, biotita, rutilo, circón, turmalina, etc. Al igual que en los materiales pelíticos, en estas rocas se observan una orientación de las micas, las superficies de separación entre los granos de cuarzo se aprecian, a menudo, corroídas por disolución y posteriormente recrecidas, dando contactos saturados, lo cual da como resultado un descenso en el grado de porosidad de la roca.

1.1.3.4 **Calizas de Aquiana** (O_3C)

Constituyen el límite entre los dos dominios estudiados. Se trata de un conjunto calcáreo-dolomítico de extraordinaria variabilidad en cuanto a la potencia y extensión de su afloramiento, pasando de presentar un espesor de más de 200 m. en el ángulo NE de la Hoja, a desaparecer al E de las Médulas (X = 346.000; Y = 877.000). Se trata de calizas, calizas dolomíticas y dolomías cristalinas sacaroideas, más o menos marmóreas, de color gris azulado, crema, gris ceniza y blanco, distribuidas generalmente en bancos gruesos o masivas. Son asiento de una importante red cárstica. Ocupan el núcleo complejo del anticlinal del Teleno en su prolongación NW y constituye el macizo montañoso de El Páramo-El Aspara (X = 343.000; Y = 880.000), en el ángulo NW de la Hoja.

Contienen una abundante y rica fauna de organismo típicamente arrecifales, tales como *Crinoides, Briozoarios, Celentéreos* y *Espongiarios,* que si bien no han podido aportar datos fiables para precisar su edad, tiene un gran interés desde el punto de vista de la paleogeografía regional.

No puede establecerse, a la vista de los cortes parciales levantados, una sucesión global de la serie, dado el origen y tipo de material, así como las condiciones de su afloramiento (ver 1.1.2.5). Pese a ello, puede indicarse la existencia de un tramo de transición hacia la base, en el que alternan calcoesquistos, calizas tableadas y pizarras marrones, todos ellos ricos en restos de fauna de *Crinoides,* al que sigue una secuencia calcáreo-dolomítica masiva y azoica, con aureolas de color gris claro y con acusados cambios laterales de potencia y estructura, pasando finalmente a un grueso paquete calcáreo gris-crema en el que, localmente, puede observarse una estratificación en capas y lechos de potencia variable, culminado de nuevo por

calizas blancas masivas muy carstificadas. En este tramo junto al Lago de Carucedo se han observado huecos cársticos de escala métrica parcialmente rellenos por conglomerados cementados residuales, pertenecientes probablemente a episodios basales de la formación terciaria de El Bierzo (véase fotografías en Doc. Complementaria). Las calizas tienen textura granoblástica, siendo su componente principal calcita o bien dolomita, cuyos cristales se agrupan en un mosaico equigranular, mostrando ocasionalmente una cierta orientación. Entre los componentes minerales accesorios entran cuarzo, moscovita, óxidos de hierro y opacos.

1.1.3.5 **Nivel ferruginoso de Pardellán** (S_1^A I)

Aparece en todos los dominios en que se ha considerado dividida la Hoja con características litológicas parecidas, aunque no deja por ello de acusar pequeñas y locales diferencias texturales y micro-estructurales.

Se trata de un nivel-guía de notable importancia, dada su continuidad lateral, color y morfoestructura, que infrayace invariablemente a muro de la serie siluriana y se apoya sobre un substrato diverso, que puede abarcar en esta zona desde el Ordovícico basal hasta las calizas de la Aquiana. Está formado por brechas terrosas ferríferas metamorfizadas, con oligisto y limonita como matriz aglomerante de los cantos poligénicos y heterométricos que la componen. La proporción relativa de cantos y matriz es muy variable, desde cantos que flotan en una masa pulverulenta de óxidos de hierro, hasta formar trama cerrada o subcerrada. La naturaleza de los mismos es asimismo muy variada, siendo mayoritariamente pizarrosos hacia el techo y carbonatados hacia el muro, consecuencia de su general posición y origen. Localmente se trata de masas terrosas, concrecionadas y esponjosas, de limonita, arcillas y clastos minoritarios muy finos.

La potencia varía considerablemente de unos a otros lugares; aparece con más de 20 m. al NW de Pardellán (X = 241.000; Y = 877.000) y en Castroquilame (X = 348.000; Y = 873.000), llegando casi a desaparecer al norte del lago de Carucedo (X = 346.000; Y = 881.000).

A veces, la consolidación y homogeneidad mecánica de la brecha ferruginosa es tal, que permite su explotación en cantería con una simple manipulación de serrado para la obtención de bloques paralelepipédicos y unidades facetadas de caras curvas, utilizadas en la región como roca ornamental para zócalo de edificaciones, losas de jardinería, pórticos, dinteles, etc. Otras veces, su composición básicamente pulverulenta, sólo permite su explotación como ocre («Minas de Pintura» de Pardellán) (X = 341.000; Y = 877.000). Finalmente, en otros puntos la caótica estructura local de este nivel ferrífero no permite su explotación, aunque conserva en todos los afloramientos, su singular importancia como nivel-guía que marca el

final de una prolongada etapa sedimentaria ordovícica y el comienzo de la serie silúrica.

Esta formación ha sido interpretada como un «hard-ground» presiluriano, consecuente con una etapa de emersión y erosión subaérea de carácter regional al final del Ordovícico, o comienzos del Silúrico, que produjo una ligera discordancia regional erosiva, sin que el espesor de capas destruidas fuese necesariamente importante, como pone de manifiesto la local aparición de ampelitas del Llandovery sobre tramos calcáreos de La Aquiana, y el carácter acordante generalizado de ambas series. Los depósitos relativamente puros de limonita, encontrados en esta formación sugieren medios subaéreos o de aguadulce, con condiciones restringidas de circulación, con una importante acción bacteriana o bioquímica, y probablemente en relación con un período climático cálido acusado.

La brecha aparece compuesta por cantos angulosos de pizarras sericítico-carbonosas y caliza marmóreas junto con granos de cuarzo más o menos rodados. El cemento es de color pardo, rojizo o negro y está compuesto por óxidos de Fe y material arcilloso. La textura es clástica y la roca ha sido catalogada como una brecha ferruginosa metamorfizada.

1.1.3.6 **Silúrico. Pizarras y ampelitas** (S_{1-2}^{A-B})

El silúrico s.stc. comprende dos miembros pizarrosos separados por un nivel de cuarcitas.

El miembro inferior (S_{1-2}^{A-B}) yace sobre el nivel ferruginoso anteriormente estudiado. Constituye un conjunto pizarroso-ampelítico negro, piritífero, de unos 200-250 m. de potencia, rico en fauna de Graptolites y de acusada homogeneidad litológica.

Su afloramiento ocupa una estrecha banda que orla el sinclinal silúrico del Sil con una extensión superficial no superior a los 20 km^2.

Está formado por pizarras carbonosas negras, de grano muy fino, distribuidas en paquetes decimétricos, entre los que ocasionalmente pueden aparecer filetes milimétricos psamíticos de tonos más claros. Abunda la pirita en nódulos y en pequeños cubos diseminados por toda la masa. Es un tramo muy fosilífero, habiéndose reseñado en la cartografía numerosos yacimientos de *Graptolites*, con frecuencia perfectamente conservados (fig. 5).

La edad del tramo, de acuerdo con la fauna recogida, está comprendida entre el Silúrico Inferior (Llandoveri) y el Superior (Ludlow), sin embargo, las especies más frecuentemente encontradas apuntan una edad Wenlock-Ludlow (*Monograptus roemeri* BARR., *Monograptus fleming, Monograptus jaereli, Monograptus carringtoni,* ROMARIZ. *Monograptus vulgaris,* WOOD. *Monograptus* sp. Entre las especies de *Monográptidos* del Silúrico Inferior

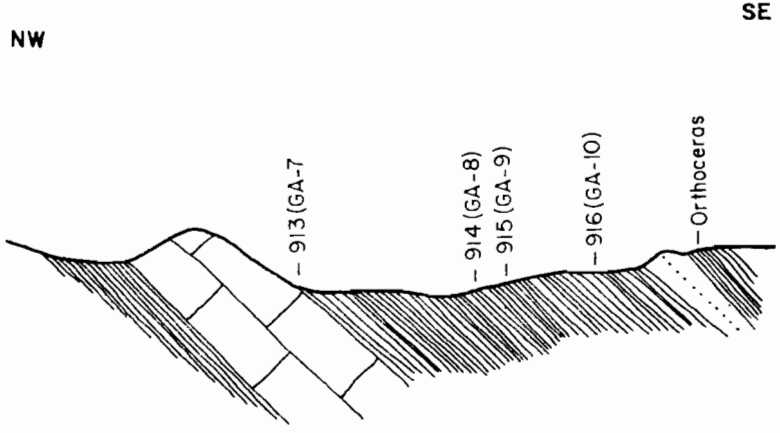


Fig. 5.—Corte esquemático realizado cerca de la presa de Peñarrubia, con indicación de la situación aproximada de las muestras recogidas (según WILLEFERT, S., y MATTE, Ph., 1962; comunicación personal).

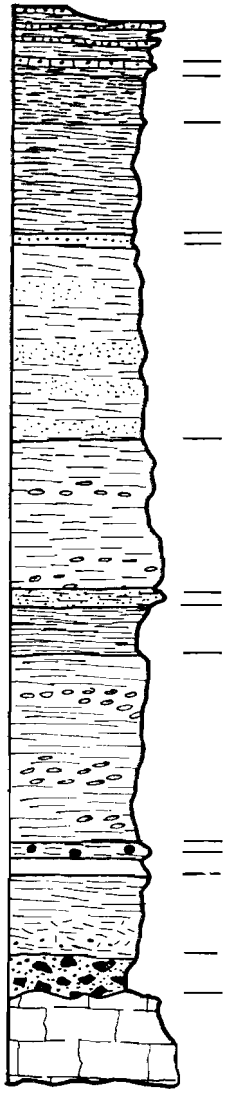
encontrados; figura con mayor frecuencia *Monograptus nudus*, LAP. (Llandovery-Tarannon).

La columna litoestratigráfica adjunta pone de manifiesto la composición y distribución de la serie silúrica en este dominio. Es preciso indicar, a este respecto que en el afloramiento de Pardellán (X = 341.000; Y = 877.000), aparece un episodio volcánico interestratificado en las capas ampelíticas que muestra un notable interés por cuanto confirma la presencia de una cierta actividad volcánica en el Silúrico, registrada asimismo en zonas más occidentales (Hoja de El Barco número 09-10).

En el corte del Sil (Salas de la Ribera, X = 342.000; Y = 874.000) Mme. S. WILLEFERT y Ph. MATTE (1962, comunicación personal) encontraron la rica fauna de Graptolites que a continuación transcribimos, apareciendo una secuencia que comprende desde el Wenlock Inferior al Ludlow en correspondencia con el paquete pizarroso comprendido entre las calizas recifales del Ordovícico terminal y las cuarcitas situadas a base de los esquistos con cloritoide.

G A7

Monograptus sardous, GATINI.
Monograptus sardous var. *eximius*, GORT.
Monograptus falcatus, GORT.
Monograptus bellophorus, GORT.
Monograptus ballaesus, GORT.



techo Tramo flyschoide de cuarcitas y esquistos.

2m. Pizarras amarillentas deleznables.

12m. Pizarras carbonosas hojosas, con intercalaciones limolíticas.

30m. Esquistos carbonosos, en paquetes decimétricos, contienen nódulos piritosos.

3m. Pizarras negras con nivelillos areniscosos intercalados.

50m Pizarras hojosas y capas centimétricas de areniscas. Niveles azoicos.

40m. Pizarras carbonosas, duras y compactas, con varios niveles decimétricos de nódulos piritosos. Hierro abundante disperso y horizontes muy ricos en fauna de Graptolites.

1m. Pizarras arenosas de grano muy fino, algo ferruginosas.

12m. Pizarras negras hojosas.

50m. Pizarras negras grafitosas, con juntas planas, distribuidas en paquetes decimétricos. Abundancia de nódulos pelíticos piritosos de formas arriñonadas. Escasos Graptolites.

3m. Esquistos negros lustrosos, con nódulos piritosos.

5m. Pizarras carbonosas con Graptolites.

20m. Pizarras hojosas negras, con brechas pizarrosas.

1-15m. Brechas ferruginosas y depósitos limoníticos terrosos localmente oquerosos, de tipo «hard ground».

muro Calizas recifales, muy carstificadas, del Ordovícico terminal (posible Caradoc-Ashgill).

ESCALA 1:200

Fig. 6.—Columna Litoestratigráfica esquemática de la serie Silúrica (Zona de Yeres).

Monograptus dubius, SUESS 27-34.
Wenlock Superior

G A8
Monograptus turnescens, WOOD 33-35.
Monograptus dubius, SUESS 27-34.
Ludlow Inferior

G A9 = G A8
G A10
Monograptus gothlandicus, PERNER 33.
Monograptus dubius, SUESS 27-34.
Monograptus gr. *colanus*, BARR 33.
Ludlow Inferior

En zonas más septentrionales de la Hoja, fuera ya del dominio que estudiamos, además de fauna de *Graptolites* han sido recogidos en Carucedo (X = 347.000; Y = 880.000) y La Barosa (X = 342.000; Y = 881.000) *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp. y restos de *Crinoides y Moluscos*, todos ellos asimilables a un Siluriano s.l.

1.1.3.7 **Cuarcitas azules** ($S^{B}_{2-3}q$)

Constituye el miembro intermedio de la formación silúrica.

Aflora en diversos puntos del sector W de la Hoja, entre las localidades de Puente de Domingo Flórez (X = 342.000; Y = 872.000) y Pardellán (X = 341.000; Y = 876.000) una serie flyschoide, de 10-25 metros de potencia total, integrada por esquistos de cloritoide y cuarcitas alternantes, que produce un resalte topográfico bien visible sobre el terreno, a pesar de su limitada potencia. Se trata de cuarcita oscura, muy compacta y de elevada dureza, formada por un mosaico casi equigranular de cantos silíceos, con ligera recristalización de cuarzo entre los cantos. También se caracteriza por la presencia casi constante de diminutos cristales de pirita diseminados en su masa. Los esquistos intercalados entre las distintas capas de cuarcita son negros y ricos en cristales brillantes de cloritoide que confieren a la roca una granulosidad característica. Su hojosidad es muy poco marcada, presentando con frecuencia una disyunción casi irregular, más próxima a una arenisca blanda que a una pizarra.

No se han encontrado fósiles en estos materiales, hecho que contrasta visiblemente con la extraordinaria riqueza faunística de las ampelitas silurianas infrayacentes. Sin embargo, a techo de los mismos aparecen horizontes ricos en nódulos sinsedimentarios con abundante pirita y, eventualmente, restos orgánicos recristalizados, muy mal conservados, entre los

que abundan los moldes de *Ortoceras*, que podrían datarse como de edad Silúrico-Devónico indiferenciado.

El componente principal es el cuarzo, y como minerales accesorios moscovita, turmalina, con óxidos de hierro, rutilo, apatito y otros. La textura esgranoblástica y el grado de alteración bajo.

1.1.3.8 **Esquistos con cloritoide** (S^{B}_{2-3}) (S)

Sobre las capas cuarcíticas del flysch anteriormente descrito se apoya, mediante contacto concordante, una monótona serie de esquistos con cloritoide, entre los que se intercalan aislados episodios cuarcíticos de potencia generalmente muy limitada y prácticamente incartografiables.

Los esquistos son negros, de aspecto granuloso y de disyunción más o menos irregular, es decir no son apenas fisibles en hojas o tablas; su aspecto es con frecuencia casi masivo. El tamaño de grano varía entre amplios límites aunque los cristales de cloritoide alcanzan en general la escala milimétrica. A pequeña escala se puede observar que los esquistos incluyen lechos areniscosos milimétricos de color gris claro que petrográficamente son semiesquistos o areniscas esquistosas.

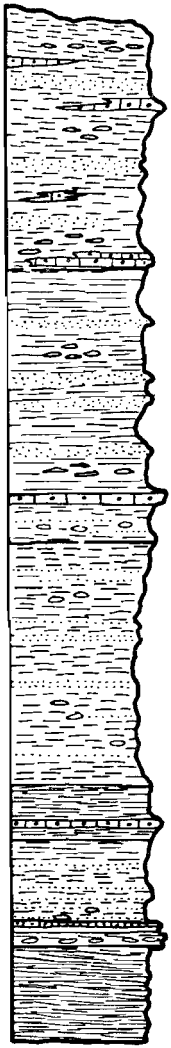
Los componentes minerales principales que se observan en las preparaciones de muestras son cuarzo, moscovita, minerales sericítico-arcillosos y cloritoides (este último está presente con gran frecuencia); entre los minerales accesorios se cuentan clorita, cuarzo, opacos, rutilo y moscovita-sericita. La presencia de cloritoide indica unos sedimentos iniciales con abundancia de alúmina y más ricos en hierro que en magnesio.

Las intercalaciones cuarcíticas son más abundantes hacia la base de la formación, destacando netamente un nivel cuarcítico de 2,6 m. de color verde, situado a algo más de 100 m. de la base (véase columna estratigráfica adjunta), formado por varias capas de 40-80 cm. de potencia, separadas entre sí por filetes esquistosos de potencia centimétrica.

Son muy abundantes los horizontes con nódulos, llegando en ocasiones a simular un conglomerado de trama abierta y cantos heterométricos de hábito arriñonado (trinchera de la carretera de Salas).

La serie no puede ser datada con precisión toda vez que los restos fósiles encontrados en el núcleo de algunos nódulos, aparecen totalmente recristalizados, pese a lo cual han podido clasificarse entre otros, restos Ortóceras y Cyrtospyróceras. La formación se considera como de edad Silúrico, aunque es posible que el techo de la misma corresponda ya al Devónico.

Un corte realizado a lo largo del río Sil, entre Laire de Riba (X = 341.000; Y = 876.000) y Quereño (X = 341.000; Y = 873.000) pone de manifiesto la siguiente secuencia estratigráfica de detalle, con las dificultades e inexactitudes dimanantes de unas condiciones de observación localmente deficien-



techo?

330 m. Esquistos negros con abundante cloritoide. Contienen gran cantidad de nódulos sinsedimentarios, en cuyos núcleos se encuentran con frecuencia restos fosilíferos (Ortóceras) muy cristalizados.

300 m. Esquistos de cloritoide, negros, de aspecto areniscoso y con intercalaciones esporádicas de lechos centimétricos de arenisca. Presentan nódulos localmente. Paquetes métricos de carácter hojoso y otros muy ricos en óxidos de hierro.

61 m. Esquistos negros de cloritoide con cuarcitas a techo.

320 m. Esquistos negros de cloritoide con alternancias milimétricas o centimétricas de areniscas grises. Tramos más duros y compactos en los que los cristales de cloritoide son mayores. Algunos nódulos sinsedimentarios dispersos.

72 m. Esquistos negros de cloritoide, con nódulos. Hacia el tramo medio intercalan cuarcitas azules en capas de menos de 1m.

120 m. Alternancia milimétrica y centimétrica de esquistos negros de cloritoide con areniscas.

25 m. Flysch de cuarcitas y esquistos de cloritoide.

muro Ampelitas negras, carbonosas; con abundante fauna de Graptolites silurianos.

ESCALA 1:100.000

Fig. 7.—Columna litoestratigráfica esquemática del tramo Silúrico aflorante en la zona de Quereño (Valle del Sil).

tes, o de fenómenos tectónicos (fallas, o repliegues) que pueden eludir o duplicar horizontes (fig. 7).

1.2 TERCIARIO

1.2.1 INTRODUCCION

Los diversos autores, que han estudiado las formaciones detríticas continentales de la región coinciden en asignar a las mismas edad Neógeno (Mioceno y Plio-Pleistoceno) por comparación con depósitos similares de la Cuenca del Duero y borde sur de la cordillera cantábrica. Aunque algunos autores (VIDAL BOX, 1941) citan formaciones paleógenas en regiones próximas, en la zona de estudio no aparecen o se hallan incluidas en el Neógeno por estar íntimamente relacionadas con materiales de indudable edad Miocena, puesta de manifiesto en esta zona por SLUITER y PANNEKOEK (1964) y HOCQUARD (1975).

Dentro del contexto general de los depósitos terciarios presentes en la zona de El Bierzo, SLUITER, W. J. (1964) ha separado diversas litofacies que responden a los variados condicionamientos sedimentológicos que caracterizaron a esta cuenca intramontañosa. La cuenca se inició durante el Mioceno, por elevación y descenso relativo de los bloques individualizados en el substrato paleozoico. El proceso subsecuente de la erosión y transporte (evacuación) de los materiales de la capa cortical, alterada y degradada, del ámbito paleozoico, terminó con el acúmulo de grandes espesores de cantos, bloques, arenas y arcillas fuertemente rubefactadas, con estructuras, texturas y composición diversificadas, de acuerdo, entre otros factores, con la naturaleza del substrato y la magnitud y grometría del trayecto de acarreo.

A tenor de lo expuesto y ciñéndonos a la Hoja en estudio, ha sido posible separar dos litofacies distintas, si bien la delimitación espacial de sus afloramientos es, con frecuencia, poco neta. Ocupan ambas, parte del borde norte de la Hoja, apoyándose sobre un substrato paleozoico muy diverso y sumergiéndose, hacia el norte, bajo las extensas terrazas del Sil.

Se han considerado, pues, dos conjuntos, separados por sendas discordancias:

I) Inferior, Neógeno (quizá con resto del Paleógeno en la base).
II) Superior, Plio-Pleistoceno.

El Neógeno comprende dos litofacies diferentes: *a)* de borde (facies de las Médulas), y *b)* facies fina (Rioferreiros-Santalla, que serán estudiadas en los apartados que siguen.

1.2.2 FACIES DE LAS MEDULAS (Tc^{B}_{cg})

Los afloramientos se encuentran localizados en la zona de Las Médulas-Orellán, al S del Lago Carucedo (X = 347.000; Y = 880.000), destacando en el paisaje por el intenso color rojizo de sus depósitos que contrastan con los tonos parduzcos de los materiales paleozoicos del entorno. En su conjunto se muestran como una potente acumulación de sedimentos (unos 300 m. aproximadamente), muy acarcavados por la erosión natural y antrópica, con paredones de perfil subvertical y gran salto; en detalle se observa una estratificación bien marcada, con gruesos bancos de conglomerados polimícticos de matriz arcillo-arenosa, más cuarcíticos hacia el techo que hacia la base en la que predominan materiales esquistosos y fragmentos de cuarzo, bajo la forma de cantos y bolos. Los conglomerados alternan con distribución irregular y espesor variable, con niveles de arenas groseras y arcillas. La tracción arenosa, desde el punto de vista mineralógico, contiene cantos de esquisto, cuarzo y cuarcita, así como pirita, goethita, turmalina, rutilo y circón; las arcillas son del grupo de la illita fundamentalmente (SLUITER, W. J., 1964).

En la documentación complementaria se adjunta columna de detalle y fotografías de esta formación, que se interpreta en su conjunto como una facies próxima a media de abanico aluvial, con reactivaciones intermitentes, por lo que los abarrancamientos son escasos y muy planos y la proporción relativa de matriz limosa y cantos oscila entre amplios límites, de un horizonte de reactivación al muro del siguiente. Se trata, pues, de una sedimentación de carácter torrencial (HOCQUARD, CH., 1975).

1.2.3 FACIES DE RIOFERREIROS-SANTALLA (Tc^{B}_{as})

Aunque no excluyen la presencia de materiales detríticos groseros que incluso localmente pueden llegar a ser abundantes, los restantes afloramientos terciarios de la Hoja no presentan el marcado carácter conglomerático de la «Facies de Las Médulas», propio de un medio de deposición fluido con abundante caudal, en zonas de brusco cambio de pendiente. Esta serie arenosa-arcillosa incluye aislados niveles lentejonares calcáreos y margo-calcáreos de color crema o blanquecinos.

La zona más ampliamente recubierta por estos sedimentos se encuentra en el ángulo NW de la Hoja, entre Rioferreiros (X = 352.560; Y = 881.000) y Salas de la Ribera (X = 342.500; Y = 874.000), produciéndose el tránsito a la denominada «Facies de Las Médulas» de modo gradual.

Litológicamente estos sedimentos se caracterizan por un tamaño de grano pequeño, con predominio de finos; los materiales rocosos constitu-

yentes son, por este orden, cuarzo, cuarcita y esquistos, si bien en pequeña proporción, con minerales pesados similares a los de la «Facies de Las Médulas».

Se puede observar la estratificación en capas, con espesor comprendido entre algunos centímetros y 1 m. en las proximidades de Rioferreiros; en otras localidades los afloramientos presentan menor desarrollo, fosilizando en general la superficie de erosión labrada sobre los materiales paleozoicos.

En su conjunto, se interpreta como una facies distal, sin reactivaciones importantes de aporte, desde el área madre, con escasos o ausentes canales de abarrancamiento y con tenues estructuras de estratificaciones oblicuas y frecuentes figuras trenzadas (braided stream) propias de un medio más tranquilo, bastante alejado del cañón de salida del abanico aluvial; sedimentación, pues, de tipo fluvial, con pequeños canales divagantes, meandiformes que se entrecruzan.

Dentro de esta facies, en las proximidades del Lago de Carucedo (X = 347.000; Y = 880.000) aparecen algunos niveles tableados de caliza detrítica de color rosado, en la que destacan numerosos y diminutos clastos de pizarra, a modo de manchas de color variado. Se interpreta como un depósito local, con encharcamientos temporales de aguas carbonatadas, procedentes del entorno montañoso calizo (caliza devónica y calizas dolomíticas del Ordovícico Superior).

En ausencia de datos paleontológicos que permitan asignar una edad exacta a este conjunto sedimentario, le atribuimos al Neógeno, teniendo en cuenta los rasgos litoestratigráficos y el carácter postectónico de la formación que la hacen correlacionable con la de otros sectores de la amplia cuenca de El Bierzo; en especial la estratificación subhorizontal, sólo localmente modificada (como se aprecia en las proximidades de Las Médulas), acomodación a las condiciones morfológicas de la cuenca a reajustes tectónicos tardíos de pequeña entidad.

1.2.4 PLIO-CUATERNARIO (T_c^B-Q_1)

Aparece representado por materiales muy parecidos a los anteriores, tanto en cuanto a su naturaleza como a su origen proceden, en definitiva de la removilización de aquéllos y forman canturrales tipo «raña», más o menos empastados por limos y arcillas rojas, y con estratificación poco marcada.

Estos depósitos se alojan en pequeñas cuencas, distribuidas a lo largo del valle del Sil, y se apoyan directamente sobre un substrato paleozoico erosionado, al que fosilizan. Presentan una única facies y debieron alcanzar en origen una potencia local considerable.

No se han encontrado vestigios fósiles que aseguren esta edad, aunque

se atribuye al Plio-Pleistoceno por correlación con depósitos parecidos, situados al N de la zona (BIROT y SOLE SABARIS, 1954), SLUITER y PANNEKOEK (1964).

1.3 DEPOSITOS SEDIMENTARIOS RECIENTES (Q_{Cd}, Q_{Al}, Q_C, Q_{E-C}, Q_{T1}, Q_{T2}, QL, QGL)

Comprenden una variada gama de materiales movilizados y sedimentados de nuevo durante el Cuaternario más o menos reciente. Los tipos de depósitos más diferenciados entre sí y que han sido representados en la cartografía geológica son: conos de deyección, aluviales, coluviales, eluvio-coluviales y terrazas fluviales.

Conos de deyección (Q_{Cd}).—Se ubican en su mayor parte en sector W, próximos al actual cauce del río Sil y en el curso bajo del río Cabrera. Están formados por materiales poco elaborados y heterogéneos en su composición, que se adaptan a la forma de las laderas donde se asientan. El de mayor importancia en cuanto a extensión superficial y volumen de detritus, se encuentra situado entre las localidades de Carucedo (X = 347.000; Y = 880.000) y Peñarrubia (X = 343.000; Y = 877.000), siendo cruzado en su base por la Cra. Nal. de Madrid a Orense; este cono de deyección ha sido considerado como causa de la formación del Lago de Carucedo (X = 341.000; Y = 880.000), (HERNANDEZ SAMPELAYO, P., 1943-1951) al quedar colmatado un valle en su tramo más angosto; su emplazamiento se habría producido, según el autor citado, durante el Würmiense, debido al deshielo de las áreas glaciares próximas y las consiguientes corrientes de arroyada conteniendo gran cantidad de materiales de acarreo. Actualmente se interpreta como un cono de origen mixto, natural y antrópico, producido, en parte, por las labores de las explotaciones auríferas de Las Médulas, de la época romana (HOCQUARD, CH., 1975).

Aluviales (Q_{Al}).—Tienen una distribución importante dentro de la Hoja, si bien únicamente los pertenecientes al río Cabrera, y sobre todo los del río Sil, adquieren un desarrollo considerable.

La composición de estos sedimentos recientes se caracteriza por la heterogeneidad de sus cantos, presentes bajo la forma de bolos, gravas y arenas con escasa, si no nula, cementación. La distribución es en láminas más o menos interdigitadas, con acusada heterometría de los cantos.

El acentuado potencial erosivo de los arroyos y barrancos de la región, al discurrir por cauces encajados de elevada pendiente, es causa de que la acción de transporte de los materiales se prolongue hasta las zonas de desembocadura de los mismos donde se forman grandes depósitos aluviales; éstos son a su vez esparcidos a lo largo y ancho del cauce principal. Este

es el caso del Sil y sus afluentes dentro de la Hoja, en donde yacen grandes acúmulos de gravas lavadas, con el consiguiente interés económico.

Coluviales [Q_C].—Son bastante frecuentes en las zonas más agrestes de la Hoja; están constituidos por acumulaciones caóticas de arcillas y de fragmentos angulosos de rocas diversas generalmente con predominio casi absoluto de los materiales que conforman el substrato más próximo, formando unas masas de contorno muy variable y adaptadas a la pendiente topográfica. A menudo estos coluviales han tenido una génesis relacionada con la removilización reciente de antiguas fracturas; otras veces son únicamente el resultado de la acción gravitacional sobre los materiales alterados y degradados por la meteorización y ablación de las rocas.

Eluvio-coluviales [Q_{E-C}].—Tienen una distribución más amplia que los depósitos citados anteriormente. En su composición entran como elementos esenciales suelos de alteración más o menos in situ, con gran proporción de materia orgánica, a los que se incorporan materiales de acarreo procedentes de las zonas próximas y de cotas más elevadas; los fragmentos rocosos contenidos en los suelos son angulosos, aun cuando hayan sufrido un cierto transporte; en general suelen presentar una compactación alta, acentuada por el frecuente entramado vegetal de los suelos.

En zonas deprimidas, en fondos de pequeños valles y, en general, a lo largo de cauces fluviales con régimen intermitente, se forman depósitos de gravas, cantos rodados y bolos, entremezclados con un gran volumen de materiales más finos y de fragmentos rocosos disgregados del propio substrato; el aporte de la fracción gruesa y de las gravas se produce principalmente, durante los períodos de crecida o de avalancha torrencial, a los que siguen otros períodos de asentamiento y consolidación, con aportes de tierras y formación de suelos.

Terrazas fluviales [Q_{T1}, Q_{T2}].—Se han diferenciado dos terrazas en el valle del Sil; dentro de la Hoja. Ambas aparecen elevadas sobre el cauce actual del río, existiendo entre ellas un desnivel de varios metros.

La terraza Q_{T1} es la más antigua. Aparece «colgada» a unos 5-8 m. sobre el cauce actual y está en parte oculta por las aguas artificialmente embalsadas del Sil. La constituyen limos arenosos y lentejones de grava, en sucesión irregular de capas con frecuencia delgadas. El color de estos materiales es pardo o marrón claro y su potencia de unos 5-8 m.

La terraza Q_{T2} es la más reciente. Está situada entre 1 y 4 m. sobre el cauce actual del río, llegando en ocasiones a solaparse con el aluvial del mismo, a través de una extensa superficie ligeramente inclinada, sobre la que se asienta una frondosa vegetación palustre. Está formada, como la Q_{T1}, por gravas y arcillas o limos arenosos de color pardo, en capas lentejonares

de distribución muy irregular. La proporción relativa de cantos gruesos o medianos es mayor, en conjunto, que en la terraza Q_{T1}.

Los derrubios de ladera (QL) ocupan amplios recintos en el ámbito montañoso central y meridional de la zona. Están formados por masas granulares parcialmente coluvionadas, con una manifiesta segregación de cantos gruesos en las partes bajas de la ladera. En su mayor parte han sufrido deslizamientos generalizados.

Depósitos fluvioglaciares (QGL) aparecen en algunos valles de alta montaña, próximos a Peñalba de Santiago. Están formados por gruesos bloques angulosos cuarcíticos, empastados por limos y arcillas generalmente empapados de agua, creándose con frecuencia auténticas coladas de barro.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Se ha tomado como referencia para mostrar la deformación global acaecida en la región, la debida a la orogenia Hercínica, por ser en esta etapa cuando tienen lugar los fenómenos tectónicos y metamórficos más importantes que hoy pueden constatarse en la zona.

Desde el ángulo tectónico, la Hoja se encuentra situada en la zona de inflexión de la denominada «Rodilla Astúrica» en donde las estructuras, y en definitiva la directriz tectónica, adoptan una dirección tipo ENE-WSW, a diferencia de la N-S mostrada en los ámbitos situados inmediatamente al N. Desde el punto de vista metamórfico, las series de este dominio aparecen afectadas por un metamorfismo regional de grado medio y baja temperatura, siendo muy aislados y locales los entornos donde aparezca un metamorfismo térmico importante (áreas situadas al W y SW de la presente Hoja).

2.2 MOVIMIENTOS PREHERCINICOS

Corresponden a la *Orogenia Caledónica,* acaecida en el Paleozoico (entre el Cámbrico y el Devónico), aunque su actuación ha sido muy discutida en esta región. De cualquier modo, en el área de estudio ha sido constatada la presencia de rasgos que apuntan hacia movimientos epirogenéticos ascendentes, materializada en una discontinuidad estratigráfica de ámbito regional, que aparece a muro del Siluriano *(hard-ground);* este nivel tiene un carácter de discordancia erosiva franca en unos puntos, faltando una buena parte de la serie infrayacente, y una simple acordancia con o sin laguna estratigráfica, con fenómenos de no deposición, y rubefacción de la superficie preexistente. Por otra parte, también se ha constatado una variabilidad acusada en la

composición, estructura y potencia de los sedimentos ordovícicos, expresión clara de una cuenca sedimentaria muy poco estable.

2.3 DEFORMACION HERCINICA

Es la más importante en esta región y aparece, en la Hoja estudiada, representada por varias fases sucesivas, de las que, únicamente en la primera, se alcanza una verdadera deformación y metamorfismo regional de las series afectadas. Esta base es correlacionable con la Fase 1 (F_1) de MATTE (MATTE, Ph., 1968) y aparece representada en todo el ámbito del estudio. Las restantes fases podrían concretarse en dos: una de ellas situada prácticamente a continuación de los últimos estadios de la Fase I y la otra, ocurrida en una época tardía.

2.2.1 FASE I (F_1)

Es como se ha indicado, la fase en la que se ha alcanzado un mayor grado de deformación, originando estructuras visibles a todas las escalas en la zona de estudio. A macroescala, es la responsable de las principales estructuras de la Hoja: 1) Sinclinal de Peñalba, 2) Anticlinal del Caurel-Teleno, 3) Sinclinal del Sil-Truchas.

1) El sinclinal de Peñalba cruza la Hoja a lo largo de su tercio septentrional, ocupando una estrecha franja extendida entre Peñalba de Santiago (X = 365.000; Y = 870.000) y La Barosa (X = 342.000; Y = 881.000). Se trata de un pliegue disimétrico de plano axial vergente hacia el N, cuyo flanco meridional aparece invertido o verticalizado en toda la extensión del pliegue. El flanco norte muestra algunos repliegues a escala cartográfica, en la zona de Montes de Valdueza (X = 362.000; Y = 875.000) que se consideran pliegues acompañantes de esta macroestructura. También aparecen repliegues complejos acompañados de una intensa fracturación en la zona de Carucedo (X = 347.000; Y = 880.000) y La Chana (X = 350.000; Y = 879.000), donde las condiciones de observación son deficientes, dada la presencia de un potente y extenso recubrimiento terciario. El eje sufre algunos cabeceos, produciendo ensilladuras y culminaciones que condicionan, a grandes rasgos, la presencia de una columna estratigráfica más o menos completa respectivamente.

2) El anticlinal del Caurel-Teleno. Es una estructura compleja que rebasa los límites de la Hoja; se sitúa inmediatamente al sur del Sinclinal de Peñalba y ocupa la franja central de la misma. Presenta un núcleo prominente formado por numerosos repliegues acompañantes, visibles a escala cartográfica. Se trata de un pliegue disimétrico de plano axial vergente al N.

Aparece flanqueado por la formación calizo-dolomítica Ordovicense al N (caliza de Aquiana) y al S por la serie ordovícica superior, de naturaleza no carbonatada. En la zona de Pardellán (X = 341.000; Y = 876.000) yace soterrado bajo los depósitos terciarios, reapareciendo al W con el núcleo montañoso calizo-dolomítico del Páramo El Aspara (X= 343.000; Y = 880.000).

3) Por su parte, el sinclinal del Sil-Truchas es otra estructura que trasciende los límites de la Hoja, cruzándola y ocupando su mitad SW. Se trata, en definitiva, de un sinclinorio formado por un complejo paquete de pliegues apretados, disimétricos o tumbados, de plano axial buzante hacia el sur, con ángulo de inmersión variable que puede alcanzar unos 25°. El eje de los pliegues presenta igualmente ligeros cabeceos que se hacen muy acusados en algunos puntos (zonas de Puente de D. Flórez (X = 342.000; Y = 872.000), Casayo (X = 339.000; Y = 868.000), Cantogudina (X = 351.000; Y = 864.000), etcétera. En el núcleo de este sinclinorio aparecen los términos más altos del conjunto paleozoico de la Hoja, formados por esquistos de cloritoide del complejo siluriano, en el sector de Quereño (X= 341.000; Y = 873.000) y Castroquilame (X = 348.000; Y = 873.000). Este sinclinal muestra su flanco normal con relativa tranquilidad tectónica, buzante al sur unos 25-45° y un flanco meridional invertido o verticalizado, jalonado de numerosas e importantes fallas de tipo transversal, en donde es posible observar con extraordinaria nitidez el criterio de polaridad de flancos, basado en la relación esquistosidad-estratificación. Bordeando a este flanco sur y coincidiendo bastante ajustadamente con el valle del Cabrera, discurre una importante fractura de rumbo WSW-ENE que lamina y elide, en parte, la serie silúrica verticalizada o invertida. Hemos podido constatar en zonas situadas al W (Hoja de El Barco de Valdeorras, núm. 9-10) que se trata de un importante desgarre dextrorso, cuyo rejuegue en las distintas etapas de esfuerzos que ha sufrido la zona, ha debido ser muy diverso. Su terminación por el E no está claramente definida dado el carácter rumbo-deslizante que mantiene a partir de la zona de Castroquilame (X = 348.000; Y = 873.000). En esta Hoja no hay vestigios del sentido de este desgarre al no cortar, en ningún punto, estratos marcados o capas-guía representados a ambos lados de la falla. La importancia de la misma, como fenómeno tectónico, es notoria dada su extensión horizontal y su salto.

A escala mesoscópica y de afloramiento esta fase es responsable de una esquistosidad regional penetrativa, visible en toda la Hoja y sobre todo en las series pelíticas; presenta rumbo general de N. 110° y buzamiento al Sur con variable ángulo. A esta escala son también visibles numerosos pliegues acompañantes de las macro-estructuras descritas. Los ejes de estos pliegues suelen mostrar un ligero cabeceo que en el sector noroccidental de la Hoja suele ser del orden de 12-17° al NW, mientras que más al Sur es 10-15° al E. Otro fenómeno observable a escala meso, es el levantamiento

progresivo de los planos axiales de los pliegues, a medida que nos desplazamos hacia el Norte y el Este; este fenómeno es debido a la actuación de la Fase 3, que aprieta las estructuras preexistentes dando origen a una distribución en abanico de los planos axiales. A esta escala puede observarse que el aplastamiento perpendicular al plano axial, ha provocado un estiramiento aproximadamente paralelo al eje de los pliegues.

A escala microscópica esta fase se manifiesta por la esquistosidad de flujo aludida anteriormente que ha originado la recristalización de minerales micáceos (clorita, sericita y moscovita) en los planos de esquistosidad, y el estiramiento y/o recristalización de los granos de cuarzo. La foliación resultante de esta deformación microscópica dota a las rocas de un marcado carácter anisótropo que condicionará, en parte, su deformación posterior.

2.2.2 FASE II (F_2)

El cabalgamiento de Villanueva de Valdueza (X = 362.000; Y = 880.000) superpone la zona de Galicia oriental sobre la Asturoccidental-leonesa. Esta estructura sigue una alineación NW-SE, aproximadamente paralela al valle del río Oza, hasta que llega a cortarlo en las proximidades de Villanueva de Valdueza; no se aprecia sobre el terreno el plano de cabalgamiento propiamente dicho pero sí los efectos secundarios sobre las estructuras, tras el rejuegue del mismo, tales como un cambio brusco de la dirección y buzamiento de los planos de la esquistosidad primaria, aparición de una segunda esquistosidad que crenula a la primera, pliegues similares de pequeño y mediano radio que afectan a la esquistosidad, venas filonianas locales, etc.

En el bloque N del cabalgamiento afloran materiales pertenecientes a la «Serie de los Cabos», formada por esquistos y cuarcitas más o menos areniscosas. En las proximidades del accidente tectónico que nos ocupa, la serie se presenta con estratificación y esquistosidad de buzamientos subverticales, siendo muy frecuentes los pequeños repliegues con plano axial muy inclinado. El recubrimiento coluvio-eluvial oculta y enmascara con frecuencia esta importante estructura. Al S del cabalgamiento aparecen también materiales de edad Cámbrica, pero correspondientes a términos inferiores de la serie. La vergencia hacia el NE se mantiene en toda la zona salvo en el tramo más próximo al frente de cabalgamiento, dentro de la «serie de los Cabos», donde se producen modificaciones de amplitud local. Al N de Villanueva de Valdueza, en el arroyo del mismo nombre, se desarrollan pliegues a escala meso, con dirección de plano axial NW que, al menos aparentemente, están en relación espacial con el citado cabalgamiento.

Un segundo cabalgamiento se sitúa en posición meridional con respecto al que acabamos de describir y con dirección análoga (NW-SE). Afecta al techo de la formación de Calizas de Vegadeo, laminando progresivamente

a los niveles carbonatados hasta llegar a hacer que sean cabalgadas directamente las formaciones esquistosas del Cámbrico inferior por la serie de alternancias ordovícicas, a partir de este contacto el cabalgamiento prosigue hacia la Hoja de Lucillo, más al E, adentrándose en ella, pudiéndose detectar más fácilmente por caracteres estructurales (cambios de dirección de la esquistosidad y de la vergencia de las capas) que por criterios petrológicos. Hacia el NW este cabalgamiento también tiene continuidad, despegándose de las Calizas de Vegadeo (ya en la Hoja de Ponferrada) para continuar por la Serie Cambro-Ordovícica.

En cuanto a la génesis de estas estructuras poco podría decirse a la luz del relativamente limitado intervalo de afloramiento que se presenta en el marco de la presente Hoja; sin embargo, se estima que ha debido producirse posteriormente a la Fase I (MARCOS, A., 1973; PEREZ-ESTAUN, 1975).

A pequeña escala se manifiesta de forma local por una esquistosidad de fractura y leves crenulaciones centimétricas o milimétricas de la primera esquistosidad, que llegan a ser muy penetrativas, enmascarando casi completamente a la S_1, manteniendo un rumbo constante de N 110°-130° y un buzamiento de 10-20° al NE.

2.2.3 FASE III (F_3)

Se manifiesta en esta Hoja asimismo de manera muy local, atribuyéndose a esta fase una nueva esquistosidad de fractura, relacionada con los pliegues de tipo chevrón, observados a escalas macro-meso y microscópica, así como el cambio de vergencia de la S_1 observado en algunos sectores del borde sur del Sinclinal del Sil, flanco sur del anticlinal del Caurel-Teleno y núcleo Devónico del Sinclinal de Peñalba.

La longitud de onda de los pliegues observados parece estar en relación con el grado de anisotropía alcanzado por las rocas como consecuencia de las fases de deformación anteriores, correspondiendo estructuras de tipo «kink-bands» de amplitud centimétrica en zonas donde dicha anisotropía es muy marcada (C.ª de Benuza a Sigüella, N. de Yebra y S. de S. Pedro de Trones), y pliegues tipo chevrón de mayor envergadura (escalas decimétricas y métricas) a zonas donde la anisotropía es algo menos marcada (Pista de Sotillo de Cabrera, C.° de Ferradillo a Pombriego). Se trata en general de pliegues con plano axial de rumbo aproximado N 120 y buzamiento 15-25° hacia el NE, que coincide obviamente con el rumbo y buzamiento de la S_3 en los escasos puntos donde ha sido observada, y diedro entre flancos de unos 60°. También a escala cartográfica esta fase es la responsable de los cambios de vergencia de S_1 observados en numerosos puntos de la mitad S de la Hoja (Santalavilla, Odollo, Yebra, etc.).

Podría considerarse debido a la F_3 un pliegue observado en el sector NW de la Hoja, cerca de Villa de Silva (X = 341.000; Y = 877.000). Se trata de un pliegue sinclinal cilíndrico de flancos casi simétricos y plano axial subvertical (ligeramente vergente al NE), formado por calizas del Ordovícico superior, en cuyo núcleo yace la base del Silúrico con ampelitas y pizarras carbonosas.

También sería atribuible a esta fase una serie de pliegues cilíndricos de escala métrica, que aparecen en las pizarras de cloritoide y cuarcitas verdes tableadas del Silúrico de las zonas de Quereño (X = 341.000; Y = 873.000) y Salas de la Ribera. Son pliegues de plano axial vertical, con una incipiente esquistosidad de fractura, visible únicamente en la zona de charnela. La dirección del eje es N 150-160, con un ángulo de inmersión muy débil (5-10°, SSE).

Otros pliegues cilíndricos de plano axial vertical y escala decamétrica han sido observados en la serie Ordovícica de Llamas del Cabrera y Santalavilla.

A escala microscópica esta fase se manifiesta por una esquistosidad de fractura coincidente con los planos axiales de los pliegues estudiados o por una acusada crenulación de la S_1, que llega a ser muy penetrativa, enmascarando casi completamente a la S_1.

Aunque es preciso un estudio más detallado de la actuación de esta fase para poder obtener conclusiones válidas de ámbito regional, es posible, en el estado actual de conocimientos correlacionar esta fase con la «fase retrovergente» de MARCOS (MARCOS, A., 1973) y PEREZ ESTAUN (P. ESTAUN, A., 1975).

2.2.4 DEFORMACION TARDIHERCINICA

Es un hecho admitido que durante y después de la actuación de las principales fases de la deformación Hercínica, debió producirse la elevación desmantelamiento progresivos de la cadena, que va a presentar un cada vez más claro comportamiento rígido frente a los esfuerzos posteriores.

ARTHAUD y MATTE (ARTHAUD, F., y MATTE, Ph., 1975) han estudiado los desgarres tardihercínicos del suroeste de Europa y concretamente en el macizo Galaico-Asturiano, donde se enmarca el presente estudio. Obedecen a esfuerzos de dirección aproximada N-S o NNE-SSW y se agrupan en varias familias, en las que la envergadura de los desgarres puede variar en la relación de 1 a 1.000, desde varios centenares de kilómetros a algunos centenares de metros.

En la Hoja que nos ocupa, la red de fallas tardihercínicas con componente horizontal acusada no es muy densa, aunque es particularmente visible en la mitad sur de la misma, en donde han sido cartografiados algunos

desgarres sinestrosos de dirección media N 55-N 65 (Odollo (X = 360.000; Y = 864.000) y Canda el Buey (X = 358.000; Y = 867.000).

En cuanto a la edad de esta deformación se estima que debió comenzar con la implantación de los leuco-granitos sincinemáticos del segmento hercínico, lo que supone una edad relativa Estefaniense-Pérmico.

2.4 DEFORMACION POSTHERCINICA

Dada la constitución de la columna estratigráfica de la presente zona, resulta imposible conocer la historia tectónica de la misma en el período comprendido entre el Silúrico-Devónico y el Terciario Superior. Durante el final del Terciario debieron producirse movimientos corticales de ascenso y descenso, de claro origen distensivo, que provocaron la compartimentación en bloques, el reajuste de los mismos a favor de fracturas preexistentes y la formación de umbrales y fosas de relativa poca extensión pero de acusado desnivel, como ponen de manifiesto los depósitos continentales de alta energía que se acumularon en ellas.

En este sentido es destacable el rejuegue de las principales fracturas preexistentes en la zona, durante esta etapa distensiva del Terciario, actuando en su mayor parte como fallas normales de salto relativamente importante. Tal es el caso del desgarre del Cabrera, que se prolonga a lo largo del valle del Sil (Hoja de El Barco núm. 09-10) hacia el W, en donde se ha puesto de manifiesto la existencia de una fosa colmatada por depósitos terciarios, hoy en vías de una ablación completa.

De acuerdo con HOCQUARD (1975), han tenido lugar dos etapas de movimientos tardíos importantes: *a)* Premiocena; y *b)* Prepliocuaternaria. Durante la primera se produce las cuencas intramontañosas y su relleno de materiales en un régimen de tipo «aluvial fan». Durante la segunda se producirían los depósitos tipo «raña», que culmina, mediante contacto discordante, las formaciones miocenas estudiadas.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos paleozoicos encuadrados dentro de la Hoja de Silván comprenden edades que abarcan desde el Cámbrico inferior al Devónico superior. Durante este dilatado período de tiempo, la historia geológica de la región se desarrolla bajo un régimen de sedimentación geosinclinal, sin convulsiones tectónicas precarboníferas que lleguen a plegar estos depósitos sedimentarios. Sin embargo, se manifiestan movimientos de componente vertical en el substrato, desencadenantes de variaciones en las condiciones

ambientales del medio sedimentario, llegando a producir períodos de muy escasa deposición, e incluso de erosión.

Los primeros sedimentos encontrados, correspondientes al Cámbrico inferior (Formación Cándana), incluyen depósitos pelítico-detríticos de pizarras y esquistos, con una potencia considerable pero no estimable con exactitud por no aparecer dentro de la Hoja el muro de dicha formación. La pequeña variación hacia niveles más psamíticos, que se puede apreciar ascendiendo en la serie, indicaría un ligero ascenso, al menos local, del fondo de cuenca, o bien una modificación en los aportes; a favor de la primera hipótesis está la aparición de términos carbonatados (calizas y dolomías, bastante puras) según se asciende en la sucesión litológica; el metamorfismo de estos materiales ha destruido casi la totalidad de sus estructuras sedimentarias orgánicas e inorgánicas, pero por correlación con depósitos análogos de zonas no muy alejadas, en los que se ha conservado fauna, se puede confirmar su génesis en un ambiente de tipo recifal, en condiciones batimétricas de poca profundidad. El mayor desarrollo de las barras calcáreas se presenta hacia el W de la Hoja; este incremento de espesores hacia la zona occidental, que se mantiene en general en todos los sedimentos carbonatados de la serie estratigráfica, parece indicar la posible existencia en dicha zona de un amplio umbral del fondo marino en el que los sedimentos depositados acusarán de modo más acentuado las variaciones batimétricas de la cuenca.

Sobre las calizas de Cándana se deposita una potente serie pelítica (pizarras y esquistos), que indica un nuevo descenso de los fondos y el consiguiente alejamiento de la línea de costa.

Esta sucesión de grandes movimientos de oscilación dentro de la cuenca, se prolonga durante todo el Cámbrico inferior y medio, siguiendo siempre a una época de sedimentación de materiales pelíticos, variablemente arenosos, otra de deposición de rocas carbonatadas (calizas de Cándana y de Vegadeo).

En el tránsito del Cámbrico al Ordovícico se produce un aumento de las facies detríticas, fundamentalmente arenosas, que dan como resultado una alternancia de cuarcitas con pizarras, más acentuadas en el Cámbrico alto y que culmina con potentes bancos cuarcíticos (cuarcitas del Arenig); desde el punto de vista poleogeográfico este hecho se puede interpretar como el resultado de un acercamiento de la fuente de aportes, acercamiento tanto mayor cuanto más al S y E de zona estudiada se considere, puesto que el espesor de las cuarcitas disminuye progresivamente hacia el NE. En el ángulo nor-oriental de la Hoja afloran materiales pertenecientes a otro dominio paleogeográfico que han sido aquí agrupados bajo la denominación de «Serie de los Cabos», estos materiales comprenden pizarras, areniscas y cuarcltas, constituyendo un conjunto de facies poco profundas e incluso litorales.

El Ordovícico muestra en sus comienzos una litología propia de zona

costera o poco profunda para pasar seguidamente, en el Ordovícico medio, a un ambiente marino más interior, de carácter euxínico, con la deposición de potentes paquetes de materiales pelíticos «Pizarras de Luarca».

No obstante se evidencia un carácter subsidente diferencial en la cuenca entre el N y el S de la zona, con un umbral bien definido coincidiendo con la zona del sinclinal de Peñalba, puesto de manifiesto por la potencia de las pizarras de Luarca en ambos dominios. El Ordovícico superior preside la diferenciación dentro de la cuenca de surcos y umbrales cuya evolución sedimentológica queda reflejada dentro de esta Hoja, con el depósito de series con marcado carácter turbidítico (zona de surco que ocupó la mitad sur de la Hoja). Con ambos episodios más o menos simultáneos en el tiempo finaliza el ciclo caledónico.

El ciclo hercínico da comienzo con una etapa clara de parcial emersión y erosión de las series depositadas, puesta de manifiesto por un «hard-ground» que marca una discordancia no siempre apreciable sobre el terreno, pero visible siempre a escala cartográfica. El Silúrico comprende sedimentos pelíticos, formados en un ambiente de mayor subsidencia que el de los tramos anteriores, configurando una serie pizarrosa de gran uniformidad y de potencia muy considerable, con rasgos evidentes del conjunto de condiciones biológicas y físico-químicas dominantes durante su deposición y diagénesis (fauna de *Graptolites*, material carbonoso, abundancia de sulfuros, etc.). El Silúrico se asienta, con bastante frecuencia en toda la zona nor-occidental, sobre un «hard-ground» ferruginoso de espesor muy variable, que sería indicativo de un período de erosión o, al menos, de no deposición de sedimentos, y podría corresponder con la fase tacónica de los movimientos caledónicos (apartado 2.1).

Finalmente, tras la sedimentación silúrica, acontece una nueva elevación del fondo hasta condiciones neríticas, que permiten la formación de calizas con Crinoides, Braquiópodos y diversa fauna de aguas más o menos someras. Como techo de la serie se depositan sedimentos pelíticos ricos en hierro y alúmina y depositarios en magnesio, con fauna semejante a la de las calizas infrayacentes *(Braquiópodos, Tabulados, Espongiarios,* etc.).

En resumen, durante el Paleozoico (a partir del Cámbrico) las condiciones de sedimentación evolucionan dentro de un sistema de régimen geosinclinal que se inicia con depósitos pelítico-detrítico, interrumpidos por dos episodios carbonatados, que se asientan sobre fondos de poca profundidad; un aumento de subsidencia origina la deposición de la potente serie pizarro-esquistosa ordovícica, a la que un último incremento batimétrico confiere carácter turbidítico. Antes del Silúrico se produce una laguna estratigráfica, quizás causada por basculación epirogénica del substrato, que da lugar a una discordancia a veces poco marcada. Sigue la sedimentación de un nuevo conjunto pelítico durante todo el Silúrico, que finaliza en un ascenso gradual

del fondo marino y asentamiento de sedimentos carbonatados y arcillo-arenosos durante el Devónico.

Dentro de la Hoja no se han conservado restos de los materiales depositados durante el Carbonífero; sin embargo, la existencia, más hacia occidente, de sedimentos carbonosos de esta edad, permite suponer un levantamiento general de la región como consecuencia del comienzo de la Orogenia Hercínica. El plegamiento y metamorfismo de bajo grado, de los materiales se prolonga hasta finales del Paleozoico.

Durante el Mesozoico no hay depósito de materiales, sufriendo la zona los movimientos epirogénicos de todo el NW peninsular, así como de las sucesivas fases de fracturación y distensión alpídicas que se prolongan hasta comienzos del Terciario. Al final del Mioceno se producen pequeñas cuentas intramontañosas que se colmatan con los potentes depósitos detríticos subhorizontales de las Médulas y los demás sedimentos continentales dispersos por la Hoja, resultantes sobre todo del aumento de energía potencial producido por los movimientos verticales de reajuste de bloques.

Finalmente, tienen lugar los movimientos pre-Pliocuaternario citados en 2.3.

En el Cuaternario se producen solamente modificaciones morfológicas, consecuencia del nivel de base regional y de variaciones climáticas.

4 PETROLOGIA

Este capítulo se refiere fundamentalmente a la petrología de las rocas metamórficas que forman, prácticamente, la totalidad de los materiales preterciarios de la Hoja. La descripción petrológica de algunas rocas ígneas, aflorantes en pequeños enclaves aislados, se hará al final del mismo.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

Los materiales Paleozoicos de la zona han sufrido, durante la orogenia hercínica, un metamorfismo de bajo grado, epizonal o mesozonal, en facies de esquistos verdes, subfacies de la clorita, sólo en zonas aisladas este metamorfismo ha podido alcanzar la zona de la biotita.

Las paragénesis más frecuentes, considerando el cuarzo como elemento común en todas ellas, son:

Clorita-moscovita.
Clorita-moscovita-albita.
Clorita-moscovita-albita-feldespato potásico.

Moscovita-feldespato potásico.
Moscovita-biotita.
Moscovita-plagioclasa-biotita.
Moscovita-clorita-cloritoide.

Las paragénesis con biotita aparecen más representadas en sedimentos psamíticos. El cloritoide aparece en sedimentos de composición química especial, con abundancia de hierro y alúmina y difícil de magnesio. El metamorfismo sufrido por las series en esta región puede calificarse, de acuerdo con lo expuesto, como intermedio de baja presión.

4.2 ROCAS IGNEAS

4.2.1 DIABASAS DE ALTO DEL CUBELO ($_p\varepsilon^{b\,1}$)

Dentro del potente tramo pizarroso de edad Silúrico, que se desarrolla en el NW de la Hoja se han hallado, en la zona próxima a Puente de Domingo Flórez, enclaves de rocas grisáceas de grano fino, aspecto masivo y fractura irregular cuyo estudio petrográfico al microscopio ha evidenciado su naturaleza volcánica, siendo clasificadas concretamente como lavas espilíticas basálticas o bien diabásicas; sin embargo dada la avanzada alteración de los minerales originarios a carbonatos y clorita no se puede desechar totalmente su clasificación como propilita, roca clorítica metasomática formada por alteración hidrotermal, a baja temperatura, de basaltos y andesitas. Los únicos minerales principales reconocidos en las muestras han sido plagioclasa, calcita y clorita, con opacos como accesorios. La textura es de tipo intersertal.

4.2.2 DIABASAS DE CAUDILLA ($_p\varepsilon^{d\,1}$)

Otro enclave de rocas ígneas, si bien menos alteradas, se encuentran en el borde N de la Hoja, siendo cortado por la Cra. de Ponferrada a Villanueva de Valdueza (X = 358.000; Y = 878.000). Son rocas gris verdosas de grano medio y fractura irregular, que en lámina delgada muestran textura ofítica, siendo sus minerales principales plagioclasa (labradorita) y piroxeno monoclínico (augita); como accesorios presentan serpentina (pseudomórfica con la augita) epidota (a su vez pseudomórfica con la plagioclasa) y algunos opacos, entre los que se ha distinguido ilmenita. Su grado de alteración varía de medio a alto.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

Desde este punto de vista la zona estudiada es asiento de muy limitados vestigios mineros, frente a la buena calidad y abundancia de reservas en materia de ciertas rocas industriales que serán estudiadas en el apartado 5.2.

Puede decirse que la minería de la zona se reduce a los yacimientos de wolfram de Casayo (X = 343.000; Y = 864.000) y la hematites y limonita de Pardellán (X = 341.000; Y = 877.000). Aparte de esto pueden mencionarse, a título de indicios mineros, diversos niveles ferruginosos yacentes en la serie ordovícica (esquistos con oolitos ferruginosos y cuarcitas ferruginosas próximas a la Cuarcita Armoricana) y las piritas diseminadas en el complejo Siluro-Devónico.

En rigor, los yacimientos de Wolfram de Casayo están situados a varios kilómetros al sur, fuera del límite meridional de la Hoja y por tanto deberán ser estudiados en la Hoja de La Baña. Podemos no obstante indicar que la mineralización aparece en relación con filones de cuarzo lechoso, de varios metros de grosor y una corrida considerable; arman en la serie pizarroso-areniscosa del Ordovícico y su origen se asimila a las fases de distensión tardías. Una prospección adecuada en esta zona podría concluir la posible existencia de nuevas mineralizaciones.

Por lo que respecta a los depósitos limoníticos aludidos anteriormente, cabe resaltar su importancia, dada la continuidad y extensión del yacimiento. La potencia de este nivel es muy variable llegando a alcanzar la decena de metros. Ha sido objeto de intentos de explotación para beneficiar el hierro, en el pasado. Actualmente se extrae la limonita (ocre) en su variedad terrosa, en concepto de material industrial, para la fabricación de pinturas (productos aditivos).

La pirita existente en las series pelíticas del Ordovícico y Silúrico-Devónico, difícilmente podría alcanzar el umbral de explotabilidad dado su carácter diseminado. Es posible, sin embargo que trabajos futuros, a escala menor, pongan de manifiesto la eventual presencia de filoncillos y nódulos piritosos en donde los cristales alcanzan diámetros de más de un centímetro, como han sido encontrados en ciertas zonas del SE (sector de Odollo, X = 361.000; Y = 864.000) y NW (Covas, X = 341.000; Y = 879.000). En cualquier caso estos minerales entrarían dentro del restringido campo del coleccionismo.

A título informativo es asimismo obligado decir que las calizas recifales del Ordovícico superior cartografiadas en el cuadrante NO de la Hoja, son asiento de abundantes cuerpos métricos de calcita recristalizada, en los que ha sido posible hallar geodas y drusas de gruesos cristales espáticos. Estas

mineralizaciones han sido objeto de intentos locales de explotación en la zona de Villar de Silva (X = 341.000; Y = 877.000) donde existen dos pequeños frentes abandonados sin accesibilidad rodada.

Es preciso hacer mención de los placeres auríferos de Las Médulas integrados en las formaciones Neógenas y que fueron objeto de una importante explotación durante la época romana. Datos muy valiosos de la misma han sido puestos de relieve por HOCQUARD, CH. (1975). El interés actual de estos yacimientos es prácticamente nulo, en función de su bajo contenido en oro.

5.2 CANTERAS

Pizarras

Un sector extractivo con amplio desarrollo regional y en pleno crecimiento, lo constituyen las explotaciones de pizarra destinada al ámbito de la construcción, y específicamente, las empleadas en techados y cubiertas de edificios. Las explotaciones actuales se concentran en el cuadrante SW de la Hoja, donde ya de antiguo las pequeñas poblaciones de Casayo (X = 343.000; Y = 864.000), Portela (X = 340.000; Y = 869.000) y S. Pedro de Trones (X = 343.000; Y = 870.000) tienen fama por la localización en ellas de los principales focos productivos dedicados a esta industria. El aumento de demanda del producto, con una fuerte presión favorable del mercado exterior, fundamentalmente por parte de Francia y países del Benelux, ha influido de modo considerable en la ampliación de las perspectivas del sector, tanto en cuanto a modernización del utillaje de las canteras, de los procedimientos extractivos y de las plantas de troceado, separación en lajas y embalado de las planchas de pizarra, como en cuanto a la prospección de nuevos yacimientos y a la ampliación de los frentes de explotación de los ya existentes. De este modo han surgido numerosas explotaciones en la zona, extendiéndose hacia el E, por los valles de los ríos Sotillo y Benuza; asimismo, la necesidad de homologar la producción de acuerdo con las exigencias de la exportación, mediante el empleo de maquinaria adecuada, ha abocado casi hasta la desaparición total, a la elaboración tradicional de lajas de pizarra que, unidad por unidad y con carácter artesanal, se realizaba a pie de cantera, para ser sustituidas por naves con instalaciones de manufactura completas, situadas en la proximidad de vías de comunicación importantes o de núcleos de población, San Justo (X = 340.000; Y = 871.000), Puente de Domingo Flórez (X = 342.000; Y = 872.000), Benuza (X = 351.000; Y = 870.000), y donde se recibe, trata y clasifica el material en bruto procedente de diversas canteras más o menos alejadas.

Los materiales rocosos explotados son, principalmente, las pizarras azuladas que constituyen el tramo más característico del Ordovícico de esta

región. Sin embargo, las condiciones más o menos favorables del yacimiento varían considerablemente de acuerdo con: el grado de fracturación, el buzamiento del plano de pizarrosidad principal, la interferencia de fases tectónicas que hayan producido crenulaciones en la roca, la presencia de sulfuros y el grosor de la capa meteorizada. Alguno o varios de estos condicionamientos litoestructurales concurren con frecuencia en la mayor parte de los tramos altos de la serie ordovícica; los materiales pizarrosos que constituyen una parte importante de esta formación han sido en general y salvo excepciones [S. Pedro de Trones (X =343.000; Y = 870.000)], marginados de la actividad prospectiva dominante; es obvio, sin embargo, que la considerable superficie de afloramiento que ocupan en la zona, justifica el que se le dedique en un futuro próximo un interés investigador preferente, en cuanto a reservas, calidad del material y alternativas de utilización.

Calizas, dolomías y brechas ferruginosas

Los afloramientos de formaciones carbonatadas, dentro del área estudiada, son relativamente abundantes. El eje NE-SW constituido por el tramo de Cra. Nal. que atraviesa la Hoja, concentra prácticamente la totalidad de las explotaciones para áridos de trituración, procedentes de materiales rocosos calcáreos y dolomíticos, que abarcan indistintamente desde el Cámbrico hasta el Ordovícico superior.

Un carácter común de estos materiales es su avanzada recristalización, debida esencialmente al metamorfismo regional, que llega a originar en algunos casos (calizas «tipo Vegadeo»), mármoles de excelente calidad como rocas ornamentales, son sin duda el diastrofismo acusado de la roca y, a veces, la gran dificultad de accesos, lo que ha impedido, hasta el momento, su puesta en explotación para tal fin.

Las brechas ferruginosas presentan a veces un estado de agregación y composición tales que su comportamiento mecánico es comparable al de un travertino o toba calcárea de poros pequeños, cuyo serrado y manipulación son fáciles, frente a una considerable resistencia a la alteración físico-química y degradación consecuente. En este sentido constituyen pues una roca industrial de indudable interés para la obtención de unidades paralelipédicas de sillería, con o sin caras curvas. Su explotación como tal ha tenido importancia en años pasados, pudiendo hoy observarse en la zona numerosas fachadas de edificios construidos o adornadas con bloques de esta brecha ferruginosa. La posibilidad de su explotación futura, a nivel industrial, debería ser objeto de estudio.

Arenas y gravas

Este grupo de materiales tienen dos posibles áreas de procedencia dentro

de la Hoja: los depósitos aluviales cuaternarios de origen fluvial y los depósitos sedimentarios terciarios.

Los depósitos de gravas y arenas de origen fluvial que revisten alguna importancia económica, se encuentran distribuidos únicamente a lo largo del cauce del río Sil, puesto que en los restantes cursos que conforman la red hidrográfica, dentro del presente mapa, prevalece el potencial erosivo sobre el régimen de sedimentación. El río Sil por el contrario, presenta en sus márgenes importantes depósitos aluviales formados por bolos, gravas y arenas de litología variada, que son susceptibles de aprovechamiento como áridos rodados, bien directamente o bien tras una manipulación sencilla de clasificación y/o trituración. En la actualidad no existe ninguna instalación extractiva digna de mención aunque la cantidad y calidad de las gravas alcanzan extraordinaria importancia; una posible causa de que no se utilicen estos recursos quizás sea el aprovechamiento hidroeléctrico exhaustivo del río mediante embalses, cuyo normal funcionamiento pudiera ser perturbado por la excavación de las graveras que, en buena parte quedan directa o indirectamente afectadas por éstos.

Los sedimentos terciarios que constituyen un vasto afloramiento en la zona de las Médulas-Orellán, presentan ventajosas condiciones en cuanto a accesos y proximidad a una vía importante de comunicación, pero cuentan también con inconvenientes de carácter litológico, como son la gran proporción de arcillas, débil granoselección y una cierta trabazón y consolidación del material. Se trata de un yacimiento granular, con bancos potentes de conglomerados e intercalaciones limo-arenosas, siendo los niveles superiores, más ricos en cantos cuarcíticos, los más interesantes desde el punto de vista de su explotabilidad. En cualquier caso, la elevada proporción de arcillas adheridas obliga a realizar un profundo lavado del material granular, antes o después de su clasificación y/o trituración.

Otros depósitos granulares de interés se ubican en puntos dispersos de la zona, y no son otra cosa sino el residuo de antiguos lavaderos de minas de oro de los romanos, regionalmente denominados murias.

5.3 HIDROGEOLOGIA

En la región estudiada, las precipitaciones representan un volumen anual muy considerable (1) lo cual, unido al predominio de rocas cristalinas, muy

---

(1) Precipitación media anual de 700 mm. (Período de 1930-1961) siendo los meses más lluviosos Diciembre con 100-110 mm. y Marzo con 80-90 mm., y el mes más seco Julio (10-12 mm.). Datos procedentes del Servicio Meteorológico Nacional.

poco permeables, condiciona el que la circulación de las aguas sea fundamentalmente el tipo de escorrentía superficial. Una excepción se presenta en la zona NW de la Hoja, en el macizo calcáreo de Peñarrubia, donde la gran superficie de afloramiento de las rocas carbonatadas ha fomentado el desarrollo de una red kárstica de drenaje, cuyo colector principal es el río Sil; testigos superficiales del funcionamiento de este sistema hídrico, son las numerosas torcas y dolinas, de dimensiones variadas, así como las cavidades de disolución que, en gran número, se distribuyen por las áreas de menor pendiente del macizo.

El alumbramiento artificial de agua se realiza mediante pozos que, o bien aprovechan los acuíferos emplazados en las terrazas fluviales (valles de los ríos Sil y Cabrera fundamentalmente), o bien los reservorios de menor entidad constituidos a favor del contacto entre las formaciones paleozoicas y terciario-cuaternarias. Es, sin embargo, más frecuente el abastecimiento de agua superficiales y de las surgencias naturales (fuentes y manantiales) relacionados con las fracturas del substrato, o los depósitos superficiales esponjosos apoyados sobre él.

6 BIBLIOGRAFIA

ARTHAUD, F., y MATTE, Ph. (1975).—«Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation». *Tectonophysic,* 25, Elsevier Sc. Publish. Co., Amsterdam.

BALDWIN, L. T. (1975).—«The stratigraphy of the Cabos Series in the section betwen Cadavedo and Luarca (Province of Oviedo, NW Spain)». *Brev. Geol. Ast.,* año XIX, núm. 1, pp. 1-16, Oviedo.

BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1973).—«Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Physical Science,* vol. 241.

BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de Galice». *Nén. Soc. Géol. Nord.,* t. 2, núm. 1, Lille.

BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la Péninsule Iberique». *C. N. R. 5 Mem. et Docum.,* t. IV, París.

CAPDEVILA, R. (1967).—«Extensión du métamorphisme regional hercynienne dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice Oriental, Asturies, León)». *C. R. Somm. Soc. Géol. de France,* fasc. 7, París.

— (1969).—«Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynienne Galice Nord-orientale (NW de L'Espagne)». *Tesis Doctoral. Fac. Sc. de Montpellier. Univ. de Montpellier.*

CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI-II-III, Madrid.

DEBRENNE, F., y ZAMARREÑO, I. (1975).—«Sur la faune d'Archéocyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport. avec la distribution des facies carbonatés, dans le NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Astúrica*, año XIX, número 3.

DROT, J., y MATTE, Ph. (1967).—«Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite de Galicia y León (NW de España)». *Not. y Com. IGME*, núm. 93. Madrid.

FARBER, A., y JARITZ, W. (1964).—«Die Geologie des westestmichen Küstengebiets zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien)». *Geol. J. B.*, vol. 81.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935).—«Criaderos de hierro de España». *Mem. IGME*, t. IV, Madrid.

— (1942).—«El sistema Siluriano. Explicación del nuevo mapa geológico de España». *IGME*, Madrid.

HOCQUARD (1975).—«Etude sedimentologique des formations rouges miocenes du noroest de L'Espagne». *Thèse Universite de Nancy*, 1975.

I. N. E. (1970).—«Censo de población de España».

JARITZ, W., y WALTER, R. (1970).—«Faziesuntersuchungen in Altpaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo)». *Geol. J. B.*, vol. 88, Hannover.

JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J. (1972).—«L'Espagne pendant l'Ordovicien Silurien». *Bull. Soc. Mineral. de Bretagne.* Sér. C, t. 4, fasc. 1.

LOTZE, F (1961).—«Sobre la estratigrafía del Cámbrico español». *Not. y Com. IGME*, t. 75, Madrid.

LLOPIS, N., y FONTBOTE, J. M. (1959).—«Estudio geológico de la Cabrera Alta (León)». *Dpto. Geogr. Aplicada. Inst. Elcano. C. S. I. C.*, Zaragoza.

MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico Superior en el Occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año 14, núm. 2, Oviedo.

— (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo*, núm. 6.

MARTINEZ-GARCIA, E. (1971).—«Mapa geológico de España a escala 1:200.000, Hoja núm. 18 (Ponferrada)». *IGME*, Madrid.

— (1972).—«El Silúrico de San Vitero (Zamora), comparación series vecinas e importancia orogénica». *Acta Geol. Hispánica*, año 7, núm. 4, Barcelona.

MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paléozoique de la Sierra de Caurel (NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. de France*, fasc. 7, París.

— (1964).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 259.

— (1964).—«Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (NW de l'Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. de France,* fasc. 2, París.
— (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Travaux du Laborat. de Geol. Fac. Sc. de Grenoble,* t. 44.
— (1969).—«Les kind-bands. Exemple de deformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne». *Tectonophysics.* 7 (4). Elsevier Publish. Co., Amsterdam.
MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1973).—«La structure de la chaîne hercynienne dans l'Est de la Péninsule Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 276.
MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1975).—«Forme et orientation de l'ellipsoide de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genêse de l'are ibéro-armoricain». *C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 280.
— (1967).—«Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrussions?». *C. R. Acad. Sc. Paris,* núm. 264.
NOLLAU, G. (1965).—«Ein Intrusivdiabas im Altpaläozoikum der Montes de León in Nordwestspanien und seine antometamorphen bis epizonal regionalmentamorphen Einformengen». *Beitr. Miner. Petr.,* vol. 11, Heildelberg.
— (1966).—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la Provincia de León (España)». *Not. y Com. IGME,* núm. 88, Madrid.
— (1966).—«Spuren pleistozäver vereisung ind der Sierra del Teleno (NW Spanien)». *N. J. B. Geol. Paläont. Min.,* vol. 8, Stuttgart.
— (1968).—«Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Montes de León Zwischen Astorga und Ponferrada in Nordwest-Spanien». *Geotekt Forch.,* núm. 27, Stuttgart.
PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la géologie de "l'Ollo de Sapo". Formation porphyroide antesilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne». *Not. y Com. IGME,* núm. 76, Madrid.
PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas». *Brev. Geol. Astúrica,* año XVIII, núm. 2, Oviedo.
— (1974).—«La sucesión ordovícica en el dominio del Alto Sil (Zona Asturoccidental leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica,* año XVIII, núm. 4, Oviedo.
— (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Asturoccidental leonesa (W de León. NW de España)». *Tesis doctoral. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo.*
PRADO, C. de (1857).—«Lettre a M. de Verneuil sur les terrains Siluriens des Asturies». *Bull. Soc. Géol. de France,* 2.ª serie, t. XV, París.
QUIRING, H. (1957).—«Die rüischen Geoldbergwerke bei Astorga und ihre geologische position». *Z. dt. Geol., Ges.,* vol. 190.

RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. IGME,* núm. 81, Madrid.

SDZUY, K. (1968).—«Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo,* núm. 2.

SLUITER, W. I., y PANNEKOEK, A. J. (1964).—«El Bierzo, étude sédimentologique et géomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne». *Leid. Geol. Mededelingen.* DL 30.

TEX, E. den FLOOR, P. (1971).—«A synopsis of the geology of western Galicia». *Dept. Petrology. Mineral. Geol. Inst. Leiden,* Holanda.

VIDAL BOX, C. (1941).—«Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. R. S. E. H. N.,* núm. 39.

— «Geología de los Montes Aquilanos y borde meridional de depresión del Bierzo».

WILLEFERT, S. (1962).—«Comunicación personal transmitida a través de Ph. MATTE». *Servicio Geológico de Marruecos,* Rabat.

ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geol. Fac. Cienc. Universidad de Oviedo,* núm. 5.

ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J., y BELLAMY, J. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (zona Astur-occidental leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica,* año XIX.

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

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA