



IGME

190

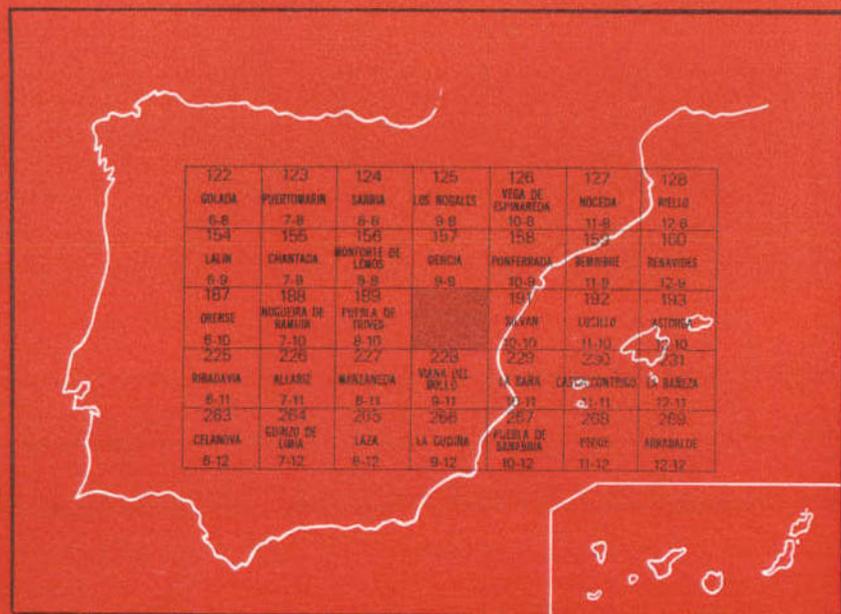
9-10

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BARCO DE VALDEORRAS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E 1:50.000

BARCO DE VALDEORRAS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTEHIC, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: O. Apalategui Isasa.

En la *Memoria*: O. Apalategui Isasa, con la colaboración de J. Abril Hurtado para los Terciarios y Cuaternarios y de L. R. Rodríguez Fernández en los cortes Geológicos y Tectónica.

Asesoramiento: Ph. Matte (Universidad de Montpellier).

Supervisión 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 - 41.402 - 1981

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

0 INTRODUCCION

La presente Hoja núm. 09-10 (190) El Barco, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, situada en el extremo NW de la Península, está delimitada por las coordenadas geográficas: 3° 10' y 3° 30' de longitud W (Meridiano de Madrid) y 42° 20' y 42° 30' de latitud N; quedando representada dentro de la misma una parte de las provincias de Orense, Lugo y León.

Desde el punto de vista geológico la Hoja integra una serie de materiales principalmente Paleozoicos, algunos granitos Hercínicos y pequeños depósitos de materiales terciarios. Dentro de la división paleogeográfica establecida por MATTE, P. (1968), para el NW de la Península Ibérica, la presente Hoja participa de las zonas III (Galicia Oriental) y IV (Galicia Media y Tras-os-Montes) (Ver figura adjunta). A grandes rasgos el conjunto geoes estructural de la zona lo integran tres grandes unidades: 1) Anticlinal del Caurel-Telero. 2) Sinclinal del Sil. 3) Anticlinorio del «Ollo de Sapo». La Hoja está situada dentro de la zona Astur-Occidental-Leonesa de LOTZE (1961), siendo el sinclinal del Sil (o de Truchas) el límite entre el dominio de «Ollo de Sapo», caracterizado por la ausencia de series cámbricas y el del «Domo de Lugo» o «Manto de Mondoñedo», caracterizado por la presencia de potentes series cámbricas.

Dentro del ámbito fisiográfico de la región de la Hoja de El Barco se destaca por una acusada orografía, representada al norte por la terminación de la Sierra del Caurel, donde se alcanzan las máximas cotas (Piornal 1.521 m., Cerro de la Abellonciña 1.539 m.) y por la Sierra del Eje, al sur, donde se alcanzan cotas próximas a los 1.500 m. La Peña (X=324.700, Y= 867.700) con 1.378 m. y Poula de las Lagunas (X=331.500, Y=864.000), con 1.500 m.

Estas sierras quedan separadas por un amplio valle que recorre la Hoja de E a W (Valle del Valdeorras) por donde discurre el río Sil, con cotas comprendidas entre los 300 y 400 m. Este valle es de origen tectónico y en él se asientan diversos acúmulos terciarios y cuaternarios. La topografía de la Hoja es pues bastante accidentada, con ríos por lo general encajados y con pendientes del talweg a veces superiores al 40 por 100.



Escala: 1:5.000.000



SIMBOLOGIA

-  Límite aproximado de zonas paleogeográficas
-  Límite aproximado de dominios tectónicos
-  Cuadrícula de la hoja 1:50.000
- 1** Dominio de pliegues de plano axial subvertical
- 2** Dominio de pliegues tumbados
- 3** Dominio de pliegues tumbados y replegados

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).

La red hidrográfica presenta un gran desarrollo, al que contribuyen factores: *a)* climáticos; *b)* orográficos, y *c)* geológicos.

a) La hidrografía está controlada dentro de los factores climáticos por la precipitación, alcanzando la media anual en el período 1930-1961 un valor de 700 mm., siendo los meses más lluviosos los de diciembre (100-140 mm.) y marzo (80-90 mm.) y el mes más seco el de julio (10-20 mm.).

b) La accidentada orografía de la región condiciona totalmente el agua de escorrentía y de retención superficial, dando lugar a variaciones acusadas en el caudal de los ríos en función de las condiciones climatológicas.

c) El hecho de que la casi totalidad de los materiales sean pizarras y cuarcitas prácticamente impermeables origina una casi ausencia de agua de infiltración subterránea, hecho que es constatable por la íntima relación entre las crecidas y/o descensos del caudal de los ríos con las precipitaciones.

La red hidrográfica está representada fundamentalmente por el río Sil que recorre la Hoja de este a oeste con afluentes por el norte como el río Leira y el Soldón, y el Jares por el sur.

Los núcleos principales de población se sitúan en los márgenes del río Sil donde aparecen poblaciones como: La Rua ($X = 319.500$, $Y = 371.400$), El Barco de Valdeorras ($X = 329.000$, $Y = 873.000$), Villamartín de Valdeorras ($X = 322.400$, $Y = 873.200$), todos ellos enlazados por la carretera nacional Madrid-Orense. Asociados a los materiales terciarios surgen ciertos núcleos rurales de población importantes como Rubiana ($X = 332.000$, $Y = 876.000$) y La Vega de Cascallana ($X = 335.800$, $Y = 876.900$), gracias a la feracidad de los suelos desarrollados sobre dichos materiales.

La actividad agrícola (vid, cereales, productos de huerta) la ganadería y las explotaciones forestales son una de las mayores fuentes de riqueza de la zona, así como la explotación de canteras de calizas para áridos y de pizarras para techar.

Durante la elaboración del presente estudio nos hemos apoyado fundamentalmente en los trabajos de RIEMER, W (1966); MATTE, P. (1968); CAPDEVILA, R. (1969); MARCOS, A. (1973), y PEREZ ESTAUN, A. (1975).

1 ESTRATIGRAFIA

La columna estratigráfica de la Hoja consta, a grandes rasgos, de un substrato porfiroide («Ollo de Sapo»), al que se atribuye edad precámbrica, y una serie paleozoica que comprende desde el Cámbrico al Silúrico. Completan esta columna terrenos del Terciario y Cuaternario, con una distribución espacial muy limitada.

Aunque la Hoja se encuentra en el límite de dos dominios paleogeográficos, haremos una descripción unitaria de todas las series, pues en la mayoría de los casos son comunes.

1.1 **PRECAMBRICO**

En el borde suroeste de la Hoja, y en el núcleo de una compleja estructura anticlinal, afloran por debajo del Ordovícico una serie de materiales, pertenecientes a la formación «Ollo de Sapo».

De muro a techo podemos encontrar la siguiente secuencia estratigráfica:

1.1.1 «OLLO DE SAPO» DE GRANO GRUESO (PC ζ)

Se trata de una roca grisácea, compacta irregular, y con porfiroblastos de feldespatos y de cuarzo, estos últimos a veces azulados.

Afloran en el borde SW de la Hoja, quedando estos materiales limitados al norte por una gran fractura que los pone en contacto con el granito de La Rúa (X = 319.500, Y = 871.400).

Presentan textura gneísica, y han alcanzado un alto grado de metamorfismo como lo prueba la existencia de movilizaciones de tipo migmatítico, y la presencia de sillimanita.

La potencia de esta formación no puede ser apreciada al desconocerse el muro de la misma.

Microscópicamente presenta una esquistosidad marcada por la orientación de las micas que constituye hasta un 70 por 100 del total de la roca. Aparece cuarzo (en ocasiones azulado), feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita, con apatito, circón, clorita (de origen secundario) y opacos, como elementos accesorios.

1.1.2 «OLLO DE SAPO» DE GRANO FINO (PC)

Al parecer, encima de la litofacies de grano grueso yace una serie gneísica de composición similar pero carente de megacristales, que denominamos «Ollo de Sapo» de grano fino.

Se trata de una roca de color grisáceo donde a simple vista se observan pequeños cristales de feldespatos y cuarzo; es compacta y de fractura irregular.

En estas rocas hemos podido encontrar en el corte del río Jares, entre Portomorisco (Y=865.000, X=316.500) y Lumbeire (Y=866.000, X=319.000), lentejones esquistosos y cuarcíticos de potencia inferior a 5 metros.

Dentro de esta facies hemos podido distinguir un tramo de facies gruesa que al parecer tiene una gran continuidad lateral.

Su composición mineral es semejante a la de la facies de grano grueso,

aunque la proporción relativa de material pelítico, es más abundante aquí. La textura de la roca es granoblástica.

Sobre el origen del «Olo de Sapo» (facies gruesa y fina) hay muy diversas opiniones. De los distintos autores que han trabajado en la región, como RIEMER, W y CAPDEVILA, R., es la opinión de este último la que nos parece más acertada, llegando por exclusión a definir el «Olo de Sapo» como una metagrauwacka feldespática.

En cuanto a la edad de estos sedimentos, sólo podemos decir que en el área de estudio aparecen por debajo de una serie esquistosa de edad Ordovícico Inferior con un nivel cuarcítico y microconglomerático hacia la base; en consecuencia pues, hay que pensar que el «Olo de Sapo» es preordovícico. Actualmente se discute sobre la posible edad de esta formación, así RIBEIRO y MATTE (1967) encuentran en Miranda do Douro (NE de Portugal) la serie «Olo de Sapo» debajo de un complejo esquisto-grauwáckico que consideran Cámbrico Superior; en consecuencia habría que optar en asignar a esta formación una edad Cámbrico Medio o Inferior. CAPDEVILA, R. (1969) considera esta serie como Precámbrica, y él supone que el techo de la formación pasa lateralmente a la «serie de Villalba». MATTE, P. (1968) parece inclinarse por una edad Precámbrica pero estratigráficamente por debajo de la «serie de Villalba». No obstante, para otros autores (MARTINEZ, E. 1972) asignan al «Olo de Sapo» una edad Cámbrico y representa un tránsito lateral a las series cámbricas de NE de Galicia, León y Asturias.

1.2 CAMBRICO Y ORDOVICICO

1.2.1 SERIE ESQUISTOSA DE TRANSICION (Ca_2O_1)

Aparece solamente en la parte N de la hoja (pliegue del Curel) perteneciente al Dominio del «Domo de Lugo».

Se trata de una monótona serie de esquistos de color oscuro, algo azulados con esporádicas intercalaciones cuarcíticas de potencia centimétrica (1-10 cms.); suelen contener pequeñas cantidades de pirita diseminada, y generalmente bien cristalizada.

La roca presenta unos planos de esquistosidad muy bien desarrollados, lo cual ha motivado su explotación para pizarras de techar (canteras en las proximidades de S. Vicente de Leira ($X = 322.700$, $Y = 877.200$)). La potencia de esta serie no puede ser evaluada en el presente trabajo al no aflorar en ningún punto la base de dicha formación, no obstante, hay que estimarla por encima de los 400 m.

En cuanto a su edad tenemos que remitirnos a los datos de anteriores estudios; así SDZUY (1969) recoge en los tramos basales de dicha formación una fauna que es clasificada como Cámbrico Medio; por otra parte en los alrededores de Vegadeo se ha encontrado un yacimiento de *Trilobites*

que dio la misma edad. En consecuencia hay que pensar que esta serie representa un período de tiempo comprendido entre el Cámbrico Medio y el Arenig.

Las pizarras o filitas micáceas contienen cuarzo, moscovita y sericita, como elementos principales, y clorita, turmalina, circón y opacos, como accesorios. A veces aparece cloritoide como mineral acompañante, cristalizado probablemente después del paroxismo de la deformación.

Los esquistos moscovíticos tienen textura lepidoblástica, y presentan cuarzo y moscovita como elementos principales (en ocasiones biotita y clorita) y circón, turmalina, apatito y opacos como accesorios.

1.2.2 ESQUISTOS Y CUARCITAS (O₁₁₋₁₂)

Sobre el «Olló de Sapo», y posiblemente mediante contacto discordante, se apoya una serie de esquistos y cuarcitas que de unos sitios a otros cambia notablemente de potencia.

Se trata de unos esquistos y cuarcitas cuya máxima potencia se aprecia en el río Jares en las proximidades de Lumbeiro (Y = 866.000, X = 319.000). Un corte realizado de muro a techo por dicho río aporta el siguiente resultado:

10 m. Alternancia de esquistos y cuarcitas con pequeños lentejones esquistosos en ritmos de 3 a 5 metros.

30 m. Esquistos con pequeños lentejones cuarcíticos.

Las asociaciones minerales más frecuentes en los esquistos moscovíticos, presentan cuarzo y moscovita a los que acompañan biotita, apatito, rutilo, clorita y opacos. En las cuarcitas, los elementos principales, son cuarzo, moscovita y biotita, apareciendo como accesorios turmalina, apatito, circón y opacos. La textura es granoblástica.

1.2.3 CUARCITAS Y MICROCONGLOMERADOS (O_{11-12mcg})

Sobre la formación anterior reposa una serie de unos 30 m. de espesor, eminentemente cuarcítica, que intercala hacia la mitad algún nivel decimétrico de conglomerados y otro más potente (3-4 m.) hacia el techo de la misma. Las cuarcitas son de colores claros, muy compactos, de fractura irregular, y de aspecto muy parecido a la Cuarcita Armoricana.

Los microconglomerados son rocas más o menos compactas donde se observan a simple vista los granos de cuarzo azulado y feldspatos, recordando mucho a la formación «Olló de Sapo».

Esta serie aparece en las proximidades de S. Martín (Y = 865.000, X = 320.000) apoyada directamente sobre el «Olló de Sapo», lo que parece indicar la presencia de una discordancia entre dicha formación y las series infrayacentes.

Las cuarcitas tienen textura granoblástica y están formadas por cuarzo como elemento principal, y moscovita, biotita, sericita, turmalina, circón y opacos, como elementos accesorios. Por su parte, los microconglomerados presentan textura lepidoblástica glandular y contienen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, como elementos principales, y apatito y opacos como minerales accesorios.

1.2.4 ESQUISTOS INFERIORES (O₁₁₋₁₂€)

Sobre los niveles cuarcíticos y microconglomeráticos, y en tránsito más o menos gradual, se sitúa una potente serie representada preferentemente por esquistos moscovíticos de color oscuro. Aparecen en el borde SW de la Hoja y su afloramiento ocupa una extensión aproximada de unos 20 Km².

A continuación describimos un corte detallado de muro a techo de la serie, realizado entre el río Jares y la localidad de Lumbeiro (Y = 866.000, X = 319.000).

- En la base unos 15-20 m. de esquistos que intercalan bancos cuarcíticos de 0,5 m. a 1 m. de potencia.
- Después unos 100-150 m. de una monótona serie esquistosa que intercala esporádicamente algún lentejón cuarcítico de potencia centimétrica.
- Al techo, con unos 25 m. de potencia, un tramo donde alternan esquistos con cuarcitas; la serie se va haciendo progresivamente más cuarcítica para dar paso a la Cuarcita Armoricana. En los niveles cuarcíticos aparecen laminaciones paralelas, cruzadas, «ripples» y huellas de carga.

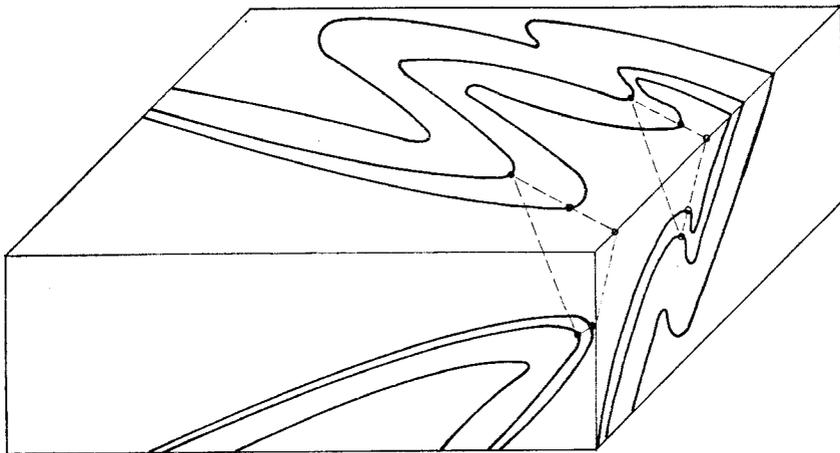
Para determinar la posición estratigráfica de estos materiales nos tenemos que remitir a los hallazgos paleontológicos de la Sierra de la Culebra (MATTE, Ph., 1968) donde se encontraron hacia la base de dicha formación *Crucianas* que revelaron una edad Ordovícico Inferior.

Petrográficamente los esquistos están formados por cuarzo, moscovita (a veces originada por metamorfismo térmico). El cuarzo suele ser alotriomorfo, alargado según los planos de esquistosidad. Como minerales accesorios aparecen turmalina, circón, apatito, clorita y cloritoide. Presentan textura lepidoblástica.

1.2.5 CUARCITA ARMORICANA (O₁₂)

Se trata de un claro horizonte de gran valor estratigráfico constituido por bancos cuarcíticos de 0,5 m. a 1,5 m. de potencia que intercalan delgadas capas esquistosas.

Las cuarcitas presentan colores claros y son muy compactas, destacándose perfectamente en el terreno.



ESQUEMA QUE REFLEJA EL APARENTE INCREMENTO DE POTENCIA DE LAS CAPAS

Presentan estratificaciones cruzadas (ripple-marks), y según RIEMER, W. algunos lentejones microconglomeráticos. Todo ello parece indicar se trata de sedimentos que se formaron en aguas poco profundas.

Hemos encontrado en estos niveles huellas de *Bilobites* que han resultado inclasificables, aunque por comparación con formaciones similares datadas, podemos atribuir a esta formación edad Arenig.

Su potencia es variable. En la zona S es siempre superior a los 40 m., aumentando de espesor hacia el Este.

En la zona del anticlinal del Caurel, la banda cuarcítica presenta unos 30-60 m. de potencia hacia el W, incrementándose hacia el E, llegando a superar los 200 m.

El afloramiento de cuarcitas comprendido entre los meridianos de San Vicente de Leira (X = 329.100, Y = 876.900) adquiere gran extensión, pareciendo en principio que la serie alcanza aquí grandes potencias; no obstante, ello es debido a una repetición de la serie por pliegues de Fase I que aquí llevan una dirección N-160-E (véase figura adjunta).

Son rocas de textura granoblástica, con cuarzo, moscovita y biotita (ocasionalmente también aparece el feldespato potásico) como elementos principales, y circón, turmalina, moscovita, biotita, apatito, rutilo y clorita (de alteración de la biotita, con frecuencia), como accesorios.

A continuación describimos un corte detallado de base a techo de esta serie realizado por el arroyo de San Julián (X = 325.000, Y = 876.000).

- 10-15 m. Esquistos con intercalaciones cuarcíticas en bancos de 5-20 centímetros.
- 2 m. Esquistos oscuros.
- 20-30 m. Nivel predominantemente cuarcítico con intercalaciones esquistosas muy finas.
- 15-20 m. Cuarcitas alternando con esquistos.
- 15-25 m. Esquistos alternando con cuarcitas en bancos de 10-15 cms.
- 8-10 m. Banco compacto de cuarcitas.
- 8 m. Nivel esquistoso con pequeñas capas de cuarcita de grosor centimétrico.
- 10-25 m. Cuarcitas feldespáticas en bancos de 10 cms. a 1 m.
- 5-8 m. Cuarcita alternante con esquistos.
- 2-5 m. Esquistos.
- 10-15 m. Cuarcitas en bancos de 0,5 m. alternando con finos lechos esquistosos.

Desde este momento la serie se hace predominantemente esquistosa, y es aquí donde señalamos el contacto con la serie superior.

Esta formación origina las zonas más elevadas de la Hoja (El Plornal, X = 329.500, Y = 881.700), Cerro de la Abellonciña (X = 328.000, Y = 882.300) etcétera, y por regla general da lugar a zonas de relieve abrupto y con pendientes acusadas; solamente donde la cuarcita aparece más o menos horizontal y ocupando las zonas más altas, es donde se desarrolla una topografía suave, con abundantes suelos [proximidades de Leira (X = 322.700, Y = 877.200) y Robledo (X = 320.700, Y = 878.000)].

Respecto a la edad de esta formación hay que señalar que hemos encontrado en su base una pista de bilobites (*Cruciana furcifera* D'ORB, Muestra AI-34) que ha dado una edad Ordovícico Inferior. Se trata, sin duda, de la Cuarcita Armoricana.

1.2.6 CAPAS DE RUBIANA (O₁₂₋₂₁)

Sobre la Cuarcita Armoricana y en la zona de cierre del anticlinal del Caurel, se han podido diferenciar y cartografiar alternancias de pizarras y/o esquistos con areniscas, que hacia el techo presentan cemento ferruginoso, y que esporádicamente intercalan niveles conglomeráticos. RIEMER, W. (1966) menciona la presencia de brechas de braquiópodos y asigna a estas capas el nombre de «Capas de Rubiana». Según este mismo autor el mineral ferruginoso es thuringita y es de origen sedimentario.

En el borde SE de la Hoja y situada sobre la Cuarcita Armoricana se ha diferenciado en la cartografía una zona en la que alternan pizarras y/o esquistos con cuarcitas y areniscas con cemento ferruginoso. Estos niveles que sólo afloran en el borde oriental pensamos que son perfectamente correlacionables con las llamadas «capas de Rubiana» descritas, ya que pre-

sentan una litología similar y una situación estratigráfica semejante apoyándose sobre la Cuarcita Armoricana.

Petrográficamente las pizarras sericítico-moscovíticas presentan textura lepidoblástica y están formadas por cuarzo, moscovita y sericita, a los que acompañan clorita, circón, turmalina y opacos. Las areniscas ferruginosas presentan, por el contrario textura clástica, y están formadas por cuarzo y minerales micáceos con abundante óxido de hierro (limonita y goethita) como elementos principales y turmalina, circón y apatito como accesorios. Por último, los metaconglomerados presentan textura clástica orientada con cuarzo como único mineral esencial, y moscovita, biotita, clorita, cantos detríticos y óxidos de hierro, como accesorios.

1.2.7 PIZARRAS DE LUARCA (O₂) (O₂S₁) (O₂S₂)

La serie presenta características estratigráficas y potencia diferente de S a N de la Hoja. Los afloramientos principales aparecen en el flanco S del anticlinal del «Olló de Sapo».

La secuencia estratigráfica en este dominio de base a techo:

- a) Unos 200 metros de una serie de pizarras micáceas, preponderadamente moscovíticas, de color oscuro, lustrosas y fisibles, que intercalan hacia la base algún lentejón cuarcítico (se ha cartografiado un lentejón de cuarcitas de unos 10 m. de potencia). También hay que destacar un pequeño lentejón de esquistos anfibólicos de posición estratigráfica próxima a las anteriores cuarcitas, que aparece en el camino de Carballal (Y = 868.400, X = 317.500) a Santa Eulalia del Monte (Y = 868.000, X = 323.000).
- b) 50-100 metros de una alternancia de cuarcitas micáceas, a veces metareniscas, que alternan con esquistos micáceos parecidos a los anteriores, y que pueden desaparecer lateralmente.
- c) Unos 200 metros de una serie pizarrosa de características similares a los basales que intercalan hacia el muro un nivel donde alternan los esquistos con las metaareniscas; este nivel presenta su mayor desarrollo en la zona occidental del afloramiento, llegando incluso a desaparecer en el borde oriental.

En los afloramientos septentrionales la serie constituye un monótono paquete de esquistos negros o azulados, de potencia entre 100 y 400 m., debido a la discordancia presiluriana, puesta de manifiesto ocasionalmente por una brecha ferruginosa.

Intercalan areniscas y semiesquistos en capas decimétricas no cartografiables. Los restos de fauna encontrados no son clasificables.

Desde el punto de vista petrográfico están constituidos por cuarzo, moscovita y clorita, como minerales principales, y turmalina, circón, óxidos de

hierro y materia carbonosa como accesorios. La biotita puede aparecer esporádicamente mientras el cloritoide aparece como elemento acompañante frecuente.

A continuación describimos un corte de esta serie realizado de muro a techo por el arroyo de San Julián (X = 325.000, Y = 875.000).

30-25 m. Alternancia de esquistos y/o pizarras y cuarcitas de colores claros.

25-30 m. Esquistos y/o pizarras que intercalan esporádicos lentejones de niveles areniscosos y cuarcíticos.

2-3 m. Cuarcitas de color verdoso debido a la presencia de clorita.

35-40 m. Monótona serie de esquistos y pizarras de color oscuro.

La edad de estos sedimentos está bien definida al haber sido encontrado en las proximidades de Robledo (X = 335.600, Y = 880.500) un *Trilobites* (*Synhomalonotus tristani*) que evidencian una edad Llanvir-Llandeilo (RIEMER, W., 1966).

Al techo de esta formación y solamente en el borde NE de la Hoja ha podido ser cartografiado como O₂₋₃₁, tramo más arenicoso que marca el tránsito a las calizas recifales del Ashgill.

En el flanco normal del sinclinal del Sil esta serie presenta unas características litológicas y de potencia que permiten clasificarla dentro de este grupo.

Los esquistos moscovíticos están formados por cuarzo, moscovita y clorita (ocasional) como elementos principales, y clorita, turmalina, apatito y opacos, como accesorios. La textura es lepidoblástica siempre. Por su parte, las metareniscas aparecen formadas por cuarzo y moscovita, a las que acompañan plagioclasa, circón, turmalina, clorita y opacos, como elementos accesorios. Los esquistos anfibólicos presentan textura nematoblástica y están formados por cuarzo, anfíbol monoclinico y biotita, a los que acompaña en calidad de accesorios circón, apatito y opacos. En ocasiones el cuarzo y el anfíbol pueden aparecer como elementos accesorios en algunas zonas. También de forma ocasional aparece cloritoide, postcinemático con la S₁ (muestra Al-314).

1.2.8 FORMACION ARENOSO-PELITICA (O₂₋₃S) (O₂₋₃)

Inmediatamente sobre la serie de esquistos y metareniscas reposa un conjunto de pizarras alternantes con delgadas capas cuarcíticas, que por regla general tienen una potencia inferior a los 30 cms. Las pizarras contienen abundante moscovita, y son similares a las pizarras de la formación infrayacente. En la base de dicha formación hemos podido constatar la presencia de una banda de unos 30-50 metros de espesor donde predominan los bancos cuarcíticos y areniscosos sobre los esquistos. Como puede apreciarse esta serie presenta características litológicas muy parecidas a la

serie inferior, no obstante hay que concederle una entidad propia debido al carácter turbidítico de la serie. Ya FARBER y JARITZ (1964) reconocen esta serie en la costa occidental de Asturias y le atribuyen un origen eólico; JARITZ y WALTER (1970) señalan ya un carácter turbidítico, y ese mismo año MARCOS, A. (1970) logra establecer su posición estratigráfica, y vuelve a confirmar el carácter turbidítico de la serie.

Esta serie presenta gran número de huellas sedimentarias, como grano-clasificación, laminaciones, estratificaciones cruzadas, marcas en el muro de las capas, desplomes sinsedimentarios (slumping), etc., huellas que son de gran valor para la determinación de la polaridad de la capa.

Esta formación aflora en una estrecha banda de unos 2-3 Km. de anchura que recorre la Hoja de este a oeste al S. del río Sil, y ocupando una extensión aproximada de unos 29 Km².

La potencia real de esta serie no puede ser determinada debido, en parte, a la presencia de un gran accidente tectónico que pone en contacto esta formación con el Silúrico y, no obstante la potencia máxima evaluada en el presente estudio puede cifrarse en unos 400 metros.

La edad de esta formación no queda determinada con este trabajo al no aparecer ningún resto fósil, determinable y determinativo; no obstante, MARCOS (1970) encontró en el techo de esta formación y en el Sinclinal de Pesoz un yacimiento de braquiópodos que parecen indicar una edad Caradoc. También HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942) cita un hallazgo de un yacimiento con braquiópodos y crinoides en las proximidades de Luarca, que atribuye al Caradoc o al Ashgillense.

Las metareniscas presentan textura ligeramente lepidoblástica y aparecen compuestas por cuarzo y moscovita como elementos principales y plagioclasa, turmalina, clorita, biotita, circón y opacos, como accesorios. Los esquistos, por su parte, aparecen formados por cuarzo, moscovita y clorita, a los que acompañan plagioclasa, turmalina, circón, rutilo, granate (muestra AI-408) y opacos, en calidad de elementos accesorios. La textura es lepidoblástica.

1.2.9 CALIZAS DE AQUIANA (O₃c)

Sobre las Pizarras de Luarca, en la mitad N de la Hoja, se sitúa una irregular capa de caliza marmórea de espesor variable. Se trata de una caliza cristalina marmórea, con estratificación poco marcada, de colores claros, a veces totalmente dolomitizada, y que presenta en ocasiones un aspecto sacaroideo.

Esta formación aflora en el flanco normal y en la zona de cierre del anticlinal del Caurel, siendo su afloramiento más bien discontinuo debido, por una parte, a su origen que creemos es de tipo recifal, como lo demues-

tra la presencia de restos briozoarios, celentéreos y crinoideos, o bien por haber sido desmantelada por la discordancia ordovícica silúrica, o, como sucede entre Jaogaza (X = 328.000, Y = 875.000) y Forcadela (X = 329.000, Y = 876.000), por hallarse laminada por el juego de alguna fractura de distensión. Con frecuencia estas calizas aparecen pigmentadas por los óxidos de hierro procedentes de una hard-ground situado al techo de las mismas, en esta región.

Hemos encontrado dentro de las calizas restos de briozoos, y crinoides que por lo general resultaron inclasificables.

No obstante la muestra Al-443 se han encontrado restos de *Cyphotrypa acervulosa* ULR, que proporciona una edad Ordovícico-Devónico, para algunos autores.

El mármol calizo está compuesto por un mosaico heterogranular de cristales de calcita, con cuarzo, moscovita y opacos, como elementos accesorios. Su textura granoblástica heterogranular. Las dolomías marmóreas, por su parte, aparecen formadas por dolomita como componente principal, y moscovita, calcita y opacos como elementos accesorios.

1.2.10 CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS

En la zona del anticlinal del Caurel y para el período comprendido al menos entre la sedimentación de la Cuarcita Armoricana y las calizas de Aquiana, hay que señalar un considerable aumento en las potencias de las series, a medida que nos desplazamos de oeste a este.

La evolución de la cuenca podía constar de un período de sedimentación en aguas someras durante el Arenig, seguido de una etapa importante de subsidencia del fondo de la misma, con las instalaciones de un medio de carácter euxínico y, por último, la implantación de un régimen sedimentario de aguas poco profundas con depósitos detríticos francos y episodios coralígenos de considerable importancia local. La observación de las columnas estratigráficas ordovícicas del W y E de la Hoja, sugiere, sin duda, un amplio diacronismo en la formación calcárea recifal del Ashgill.

En la zona del «Olló de Sapo», por el contrario, la sedimentación del Ordovícico se mantiene muy constante. La evolución paleogeográfica ha debido ser distinta, pasando de una sedimentación de aguas someras, próximas a la costa, durante el Arenig, a otra de tipo euxínico durante el Llandeilo. A partir de este momento este dominio se hace claramente subsidente para, al final del Ordovícico, pasar a una sedimentación de tipo turbidítico propia de un surco con subsidencia progresiva.

Para llegar a establecer una comparación entre las secuencias estratigráficas de las zonas anteriormente descritas, admitimos como válidas ciertas correlaciones entre los horizontes estratigráficos más característicos.

Así, por ejemplo, los dos niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior, encontrados en ambos dominios, deben representar un mismo nivel estratigráfico, como lo demuestran no sólo los datos litológicos sino también los datos paleontológicos; este nivel corresponde en ambos dominios a la Cuarcita Armoricana.

Otro nivel correlacionable son las cuarcitas ferruginosas que se sitúan entre lo que hemos llamado pizarras azules o pizarras de Luarca, y la Cuarcita Armoricana, y que sólo aparecen en la mitad oriental de la presente Hoja.

Salvo estos dos niveles, que por otra parte ocupan una posición estratigráfica muy próxima, los intentos de correlación tanto hacia tramos inferiores como superiores presentan serias dificultades, algunas de ellas de hipotética solución.

Si nos desplazamos hacia los tramos inferiores encontramos en el Anticlinal del Caurel la serie esquistosa de transición y en el del «Olló de Sapo» una serie esquistosa que hacia la base presenta tramos cuarcíticos y conglomeráticos, alternando con esquistos, para desembocar, finalmente, en la formación «Olló de Sapo». Los niveles cuarcíticos y conglomeráticos no tienen representación en la zona del Caurel y, en consecuencia, para establecer una posible conexión con dichos materiales es preciso aceptar un cambio de facies.

Si nos desplazamos hacia términos estratigráficamente más altos que la Cuarcita Armoricana se nos plantea el problema de la correlación entre las series Ordovícicas en una y otra zona. No hay mucha dificultad en conectar la serie de pizarras azules del dominio del anticlinal del Caurel y las pizarras azules del otro dominio, máxime teniendo en cuenta que la fauna de *Trilobites* encontrada en una y otra por RIEMER, W. (1966) proporciona una edad Ordovícico Medio, para ambas formaciones.

La dificultad comienza al intentar conectar los tramos areniscosos de la serie pizarras azules de Luarca y la formación arenoso-pelítica (S. Agüeira), con los materiales suprapizarrosos del dominio del anticlinal del Caurel, representados aquí por una discontinua banda carbonatada cuya edad no está hasta el momento bien definida.

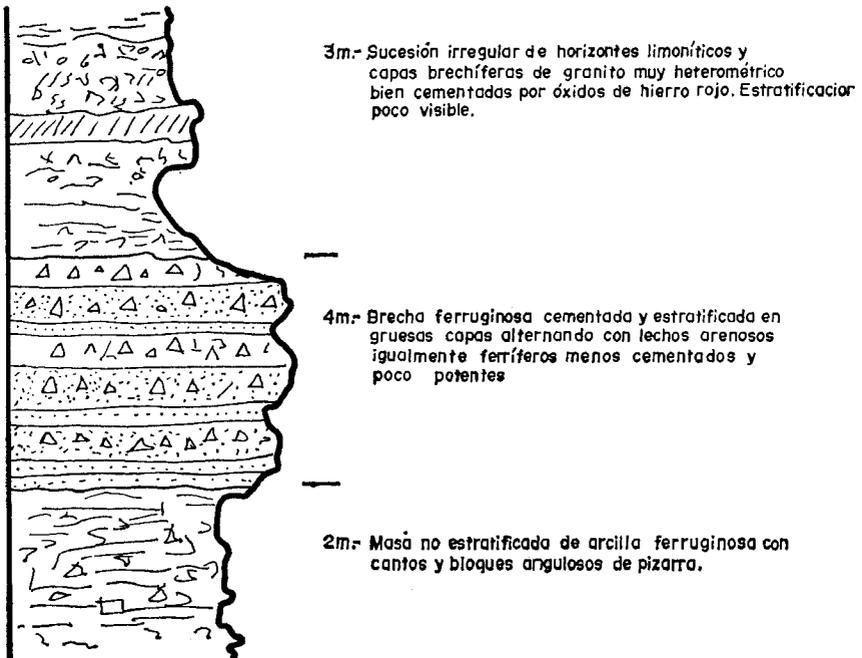
1.3 SILURICO

Sobre los materiales anteriormente descritos reposa un complejo de edad Silúrico, que aflora en la zona centro-este de la Hoja, en el núcleo de una complicada estructura sinclinal (sinclinal del Sil). Se inicia, de forma generalizada, por un hard-ground de potencia variable, formado por brechas ferruginosas.

1.3.1 NIVEL FERRUGINOSO DE VALDEVILA (S₁^A)

Se trata de una heterogénea brecha ferruginosa constituida por cantos angulosos de esquistos y cuarcita, cementados por minerales de hierro, este nivel, debido a su interés estratigráfico e incluso económico (ha sido explotado en otros tiempos en la región de Incio (H. SAMPELAYO, P., 1935) se ha cartografiado a veces exagerando su afloramiento en las zonas donde se ha podido observar; la presencia de este nivel pone en evidencia un período de emersión de la cuenca sedimentaria, y el establecimiento de condiciones ambientales oxidantes submarinas o subaéreas, pero que en todo caso han provocado un prolongado proceso de alteración y degradación de las rocas en esta región, al final del Ordovicense. Los depósitos relati-

COLUMNA ESQUEMATICA DEL NIVEL FERRUGINOSO PRESILURIANO EN LA ZONA DE VALDEVILA



vamente puros de limonita, que forman parte de este nivel, considerado como un auténtico «hard-ground» a escala regional, sugieren medios sub-aéreos o de agua dulce, en condiciones de circulación muy restringida, en los que ha tenido lugar una importante acción bacteriana o bioquímica y, probablemente, en relación con un prolongado período climático cálido.

1.3.2 PIZARRAS Y AMPELITAS (S₁₋₂^{A,B})

Se trata fundamentalmente de pizarras con abundante material carbonoso (ampelitas), esquistos moscovíticos, y algunos niveles esporádicos de esquistos con cloritoide. El techo de la formación queda delimitado por un constante nivel cuarcítico de gran valor estratigráfico.

Dicha formación aflora en ambos flancos del sinclinal del Sil, originando formas topográficas deprimidas. Tanto en el flanco normal como en el invertido, esta serie queda localmente laminada por la presencia de grandes fracturas de dirección ENE-WSW.

Su potencia varía ligeramente en la zona, pasando de unos 300-350 m. en el borde occidental a unos 200-250 m. en el borde oriental.

La secuencia normal de muro a techo de esta serie es la siguiente:

- 1.º Hacia la base y sobre los hierros del «hard-ground» aparece un primer nivel pizarroso con abundante cuarzo y de escasa potencia (20-40).
- 2.º Unos 50-60 m. de un tramo rico en material orgánico (pizarras grafíticas y ampelitas) con abundante fauna de *Graptolites*.
- 3.º Entre 50 y 70 m. de pizarras y areniscas, entre las que hemos encontrado, a veces, esquistos con cloritoide.
- 4.º En el borde oriental y hacia el techo aparece un nuevo nivel de pizarras carbonosas (unos 30 metros) de potencia.

Hay que destacar dentro de esta formación la presencia de esporádicos niveles de hierro oolítico.

La edad de estos sedimentos ha sido bien determinada gracias a los abundantes restos fósiles encontrados entre los niveles ampelíticos. Ya RIEMER, W. en 1966 encontró en las ampelitas del camino de Cerejido (Y = 878.000, X = 317.000) a Cernego (X = 322.000, Y = 876.000) la siguiente fauna: *Retiolites geinitzianus angustidens*, *Retiolites geinitzianus geinitzianus*, *Monograptus* (*Pristiograptus* y *Spirograptus*) que dieron edad Galaniense (Tarannon).

En el presente estudio se ha localizado una serie de yacimientos fósiles como el encontrado en las proximidades de Albaredo (X = 313.000, Y = 871.600) en el camino entre Albaredo y Ferreira donde se han encontrado: *Monograptus carringtoni* ROMARIZ de edad Wenlock superior. Otro yacimiento, estratigráficamente más alto aparece en el punto AH-1049 de coorde-

nadas X = 336.708, Y = 877.948 donde se encontró *Monograptus vulgavis*, WOOD y *Monograptus roemeri*, BARR que dieron una edad Wenlock-Ludlow inferior; en las proximidades de Centeais (X = 312.000, Y = 874.000) se ha localizado otro yacimiento con *Monograptus priodon* BRONN que ha proporcionado una edad Llandovery superior-Tarannon (zona 22-29).

Por otra parte, en la zona de la Cueva de la Zorra (X = 338.588, Y = 876.854) los niveles próximos a la cuarcita azul considerada como nivel basal de flysh silúrico-devónico, han proporcionado restos de *Scyfoocrinites elegans*, SENK, que podrían marcar el tránsito Silúrico-Devónico.

Finalmente, en zonas situadas al E, fuera ya del límite de la Hoja (Hoja de Silván, 10-10), la serie silúrica ha proporcionado una rica fauna de Graptolites que cubre desde el Llandovery al Ludlow, con una columna lito-estratigráfica bastante parecida a la que se muestra en la presente Hoja. Todo ello conduce a concluir que la serie del Silúrico parece bastante completa en el área estudiada, que su homogeneidad litológica es una de sus más importantes características (con las salvedades que se han observado en la Hoja de Silván) y que la potencia media observada puede oscilar entre los 100 y 150 m., aunque a veces llega casi a desaparecer como sucede en la zona occidental del «sinclinal del Sil» donde los primeros materiales silúricos que aparecen son los esquistos con cloritoide.

Estas rocas tienen textura lepidoblástica y están formadas por moscovita, sericita, cuarzo (frecuente) y cloritoide, como elementos esenciales, y cuarzo, clorita y opacos, como accesorios.

1.3.3 CUARCITAS AZULES (S_{2-3q}^B)

Sobre la serie anterior reposa un banco cuarcítico de extraordinaria continuidad lateral y, por tanto, de gran valor estratigráfico que, salvo en el borde occidental del Sinclinal del Sil, ha podido ser cartografiado en toda la zona. Se trata de un tramo de unos 5-15 m. de potencia, con capas de cuarcitas azuladas y esquistos alternantes minoritarios con abundante cuarzo de exudación; de hecho todos los restos fósiles encontrados debajo de la cuarcita han evidenciado una edad Silúrico, mientras que los encontrados por encima han sido datados o bien como Devónicos, o bien de forma indeterminada Silúrico-Devónico. De todas formas para una determinación más exacta de los límites litoestratigráficos es necesario esperar el hallazgo futuro de fósiles determinativos en las proximidades de dicho nivel cuarcítico. Por ahora todo el conjunto queda como Silúrico.

Contienen cuarzo como elemento principal, y moscovita, sericita, rutilo, turmalina y opacos, como accesorios. Su textura es granoblástica.

1.3.4 ESQUISTOS CON CLORITOIDE (S₂₋₃^B)

Se trata de una monótona serie de esquistos negros de aspecto microgranado, causado por la presencia de numerosos cristales de cloritoide (según RIEMER, W., 1966, se trata de Otreilita) que alternan con esporádicos niveles cuarcíticos y esquistos con moscovita. Afloran en una extensión aproximada de unos 55 Km² ocupando una definida franja que atraviesa la Hoja de Este a Oeste. La potencia de esta serie varía desde unos 1.200 m. en las zonas más orientales a unos 800 metros en el sector occidental.

Un corte general de esta serie de muro a techo es el siguiente:

- a) 100-150 m. de esquistos de cloritoide que intercalan delgados bancos cuarcíticos y nódulos aislados muy heterométricos.
- b) 20-30 m. de esquistos negros, de cloritoide, con pocos nódulos.
- c) 10-20 m. de esquistos de cloritoide y niveles cuarcíticos de aspecto flyschoides.
- d) 30 m. de esquistos de cloritoide.
- e) 600-900 m. de esquistos de cloritoide con frecuentes nódulos cuarcíticos conteniendo restos fósiles y finos niveles cuarcíticos de potencia próxima a los 20 cms.

En esta serie y dentro de los nódulos hemos podido encontrar en el presente estudio algunos restos fósiles como *Scyphocrinites elegans*, ZENK, cerca del muro, que han proporcionado una edad indefinida Silúrico-Devónico. Por otra parte, en la Hoja de Silván (10-10), se ha encontrado, ya en los tramos medios de esta formación, abundante fauna de *Ortóceras* y *Cyrtospyróceras* que han dado una edad indefinida Silúrico-Devónico medio. Es posible, pese a lo indicado, que se trate de un Silúrico completo, y que los tramos más altos alcancen la parte basal del Devónico.

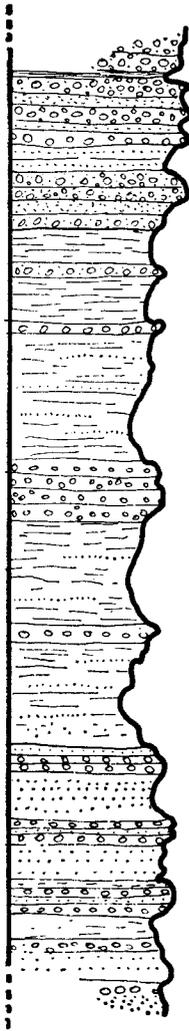
Los esquistos presentan cloritoide, cuarzo, moscovita y sericita como elementos componentes principales, y clorita, turmalina, circón y opacos, como accesorios. Su textura es lepidoblástica. En las cuarcitas la textura es granoblástica, apareciendo cuarzo, moscovita y sericita como elementos esenciales, y clorita, circón, rutilo, turmalina y cloritoide como accesorios.

1.4 TERCIARIO

Dentro de la variedad litológica que SLUITER, W. J. (1964) encuentra para la formación terciarias del Bierzo, en la presente Hoja (próxima a la cuenca del Bierzo), sólo puede considerarse una única litofacies de características intermedias entre las que se han denominado.

En efecto, si bien es verdad que en la banda septentrional de la cuenca (véase Mapa Geológico) aparecen con mayor frecuencia los tramos conglo-

COLUMNA LITO-ESTRATIGRAFICA ESQUEMATICA DEL TERCARIO
EN LA ZONA DE CORGOMO-VILLANUEVA



>10 m.

Alternancia regular de conglomerados bastos de trama cerrada y limos arenosos rojos. Hacia la base los cantos son cada vez más pequeños. Son capas gruesas, en general bien estratificadas, con signos de abarrancamientos importantes.

10-12 m.

Limos arenosos rojos con intercalación de horizontes conglomeráticos de canto mediano a pequeño y capas lenticulares de gravas poligénicas con trama cerrada. Hacia la base la serie se hace más arenosa.

>8 m.

Arenas y limos arenosos que intercalan horizontes conglomeráticos de canto mediano y trama abierta. Los tramos arenosos son, hacia la base, de color blanquecino o verdoso por zonas a escala métrica. La serie contiene abundante moscovita.

meráticos rojos, semejantes a la «Facies de las Médulas», no faltan éstos en áreas más meridionales de la misma, en donde es mayoritaria, netamente, la fracción arcillo-arenosa y son frecuentes los colores grises verdosos y blancos. Pese a la dificultad de fijar un contacto entre ambas litofacies dentro del ámbito estudiado, se han considerado dos tramos, conglomerático (T_c^B cg) y arcillo-arenoso (T_c^B as), cuya cartografía se ha hecho a título indicativo y sólo indica una mayor abundancia relativa de tramos detríticos groseros o finos.

En líneas generales puede decirse que en los afloramientos más occidentales, zona de La Rúa ($X = 319.500$, $Y = 871.400$) y Córcomo ($X=325.000$, $Y = 877.000$), se hace más arenosa perdiendo en parte su color rojo característico y recordando a la denominada «Facies de Santalla». Por último, al E [zona de Rubiana y Robledo ($X = 320.700$, $Y = 878.000$)] la formación se enriquece de nuevo en cantos subredondeados gruesos más o menos dispersos en toda la masa, con algunos niveles conglomeráticos lentejonares, pardos o amarillentos, bien definidos, que alternan o se interdigitan con otros de arenas y arcillas.

La formación terciaria cubre en esta Hoja, una amplia zona al N del valle del Sil, entre S. Miguel de Otero ($X = 321.000$, $Y = 872.000$) y Porto ($X = 336.000$, $Y = 880.000$) y su potencia se estima próxima al centenar de metros.

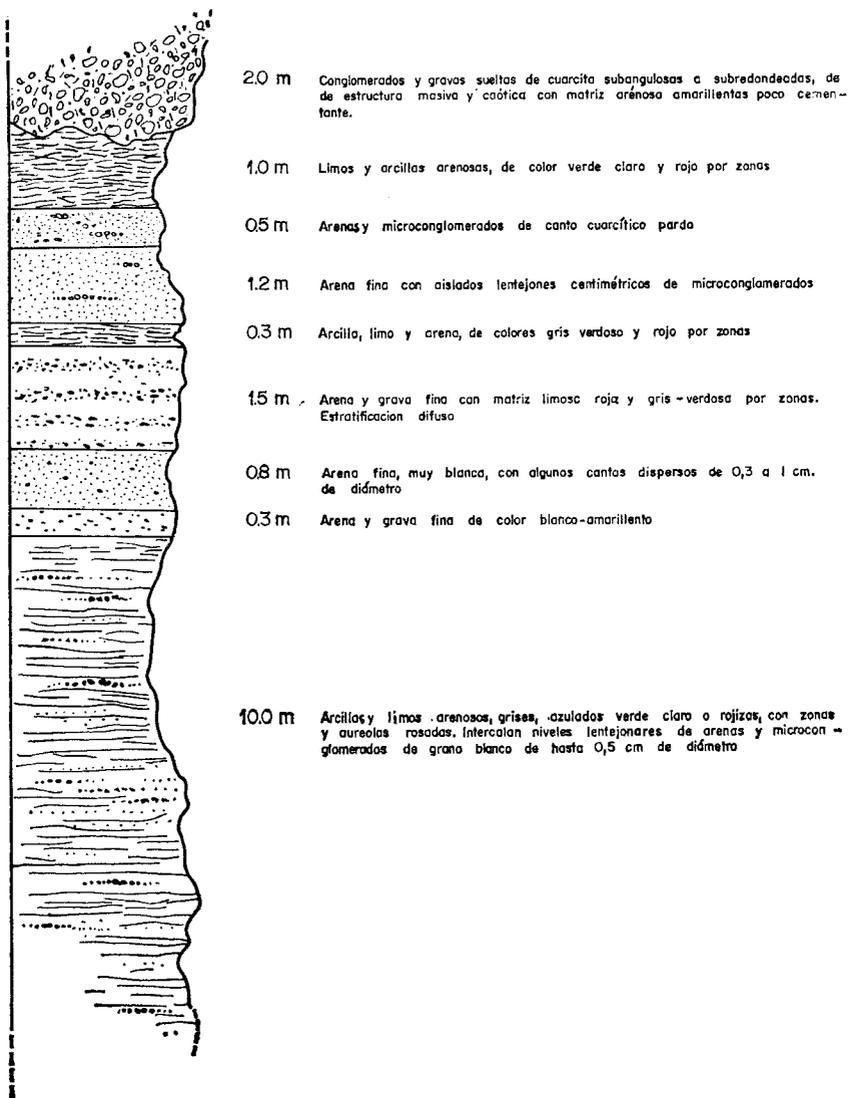
1.4.1 FACIES CONGLOMERATICA (T_c^B cg)

Zona de Córcomo ($X = 325.000$, $Y = 874.000$).—Series alternante de horizontes detríticos rojos, con proporciones muy variables entre trama y matriz. La primera suele ser abierta, y formada por cantos pizarreños y cuarcíticos, subangulosos o subredondeados, heterométricos (entre 2 y 15 cm.), la matriz es limo-arenosa, con más del 60 por 100 de granos silíceos o silicatados, quedando entre el 30 y 40 por ciento de la misma integrado por finos arcillosos y limosos de color rojizo, que mancha al resto del conjunto.

La sucesión de capas detríticas groseras y finas es variable de unos a otros puntos, apareciendo claros cambios laterales de facies, y frecuentes interdigitaciones de capas en las que la fracción detrítica gruesa es mayoritaria.

La carretera de Córcomo ofrece excelentes cortes que no son sino frentes erosivos de las que en su día constituyeron explotaciones romanas (HERNANDEZ SAMPELAYO, P., 1951; QUIRING, H., 1957). En esta zona la formación alcanza más de una treintena de metros de potencia y su constitución es, básicamente, detrítica, con lechos alternantes de diversa granulometría. Llamen la atención sin embargo los extensos acúmulos de gravas lavadas, a modo de pedreras y murias, que allí yacen, y que podrían confundirse con

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA DEL TERCIARIO SECTOR DE AMBAS AGUAS



restos colgados de terrazas. No son sino formaciones residuales de la actividad minera del período romano, en virtud de la cual fueron «lavados» ingentes volúmenes de estos materiales detríticos portadores de oro. En esta zona ha sido levantada la columna litológica parcial adjunta.

Zonas de Rubiana-Robledo.—Hacia Rubiana (X = 332.000, Y = 877.000) y Robledo (X = 335.000, Y = 879.000) la serie aparece constituida por abundantes horizontes conglomeráticos, como ponen de manifiesto los extensos coluviones granulares que cubren la zona. La reciente trinchera de la vial en construcción para los nuevos accesos a Galicia, talla la serie terciaria en amplios taludes, mostrándose la sucesión alternante de capas conglomeráticas, arenosas y limo-arcillosas, de intenso color rojo, en la que se intuye un progresivo cambio a litofacies con fracción limo-arcillosa y arenosa mayoritaria. En efecto, aquí las capas de conglomerados son menos frecuentes, el tamaño de los cantos es menor y la trama de los mismos es abierta en general, apareciendo en forma diseminada la mayor parte de las veces. Por el contrario, los horizontes limo-arenosos se suceden con extraordinaria frecuencia, alcanzando espesores de varios metros.

1.4.2 FACIES ARCILLO-ARENOSA (T_c^B as)

Ocupa la zona central del afloramiento principal de esta Hoja, extendido a lo largo del valle del Arroyo de Rubiana.

Zonas de Ambas Aguas.—En ese sector (X = 332.000, Y = 875.000) la formación aparece integrada por niveles arenosos blancos, grises o azulados, en claro contraste con la constitución y el color de la serie en los sectores ya estudiados. La carretera ofrece de El Barco a Rubiana en este punto la columna que a continuación se expone, bastante indicativa para intuir la constitución global de la serie en este sector central de la cuenca.

La característica más notable del Terciario al N y E de Rubiana es la ausencia de capas conglomeráticas gruesas con trama cerrada de cantos y bloques, que han sido sustituidos por horizontes de trama arenosa o microconglomerática, con cantos gruesos dispersos. Por otra parte, en este sector son menos frecuentes las figuras sinsedimentarias de medios turbulentos de aporte, tales como abarrancamientos e interdigitaciones de granulometría muy diferente y cambios laterales bruscos. Todo ello podría suponer un medio sedimentario con bastante fluido, capaz de organizar el depósito pausado de materiales relativamente finos, cada vez más próximos al centro de la cuenca. La disminución del tamaño de los cantos hacia el W significaría asimismo que fue ésta la dirección prioritaria de aporte.

La potencia media de la formación puede considerarse inferior al centenar de metros, si bien hay que pensar, por correlación con áreas más orientales, que debió superar, en origen, ampliamente la cifra apuntada.

En cuanto a su edad hay que decir que no ha sido posible hallar restos fósiles en ninguna de las muestras levigadas, seleccionadas entre las recogidas en los horizontes arcillosos blancos, grises y azulados, capaces, en principio, de contenerlos. Trabajos anteriores han puesto de manifiesto esta misma ausencia de restos orgánicos determinativos, por lo que su edad ha sido siempre objeto de una discusión insoluble. Por correlación, sin embargo, con depósitos semejantes, litológica y estructuralmente, de la cuenca del Duero, es posible asignar a esta formación una edad Neógeno (SLUITER, W. J., y PAN NEKOEK, A. J., 1964).

1.5 CUATERNARIO

Aparece integrado por un variado conjunto de formaciones superficiales y suelos, en su mayor parte desarrollados en el fondo y laderas de los valles aluviales más notables de la Hoja. Representan y constituyen el estudio final de una prolongada etapa de alteración, degradación y ablación de las series paleozoicas y terciarias aflorantes en la zona estudiada, y tienen finalmente un importante significado en la evolución paleogeográfica y en la historia reciente de la región.

1.5.1 FANGLOMERADOS DE NOGALEDO-RUBIANA (Q)

Pese a la limitada extensión de su afloramiento, se han cartografiado algunos de los acúmulos de gravas y conglomerados que, mediante contacto discordante, reposan sobre la serie terciaria descrita en 1.5, en la zona de Rubiana-Nogaledo ($X = 329.000$; $Y = 875.000$). Se trata de una formación detrítica local de algunos metros de potencia, integrada por gravas y conglomerados de acusada poligenia y heterometría, parcialmente trabados por matriz limoarenosa blanquecina, rosada o pardoamarillenta, o por óxidos de hierro muy cementantes. Los cantos son subredondeados y proceden sin duda de la formación neógena a la que recubren.

Estos asomos se interpretan como retazos colgados de los coluviones antiguos que cubrieron al final del Neógeno (probablemente ya en el Villafranquiense) las amplias laderas o «pendientes» del ámbito mioceno recién levantado.

1.5.2 DEPOSITOS RECIENTES (QT₁, QT₂, QC, QAI, QAI-C, QCd)

Dentro de este conjunto destacan por su importancia cartográfica las terrazas del Sil de las que en la zona estudiada únicamente aparecen dos. (SLUITER, W. J., menciona hasta 5 en el valle de El Bierzo.) Se han denominado QT₁ y QT₂.

La terraza (más antigua, QT₁), cartografiada en la presente Hoja, aparece colgada a unos 6-8 m. del cauce actual del Sil y sus afloramientos se ubican exclusivamente en las zonas de Entoma (X = 333.000; Y = 874.000) y Sobrado (X = 335.000; Y = 873.000). Está formada por gravas redondeadas de naturaleza poligénica, generalmente cuarcíticas, empastadas por arcillas y limos pardos o grises, ricos en granos de arena silíceas. El diámetro de los cantos oscila entre los 3 y 7 cm. y su proporción relativa es mayoritaria sólo en determinados horizontes. Los cantos pizarrosos subangulares son mayoritarios asimismo en algunos puntos. Sobre esta terraza, parcialmente erosionada, se asientan suelos edafológicos de extraordinaria importancia en la región. La potencia de esta terraza es de 4-10 m. La fracción limo-arcillosa es en algunos tramos claramente mayoritaria.

La terraza, QT₂ se halla algo mejor representada en la zona, y aparece en inmediato contacto con la formación aluvial del cauce actual del Sil, a unos 3-6 m. por encima de la misma. Está compuesta por gravas subredondeadas grises o pardas, que en ocasiones recuerdan a las que constituyen el aluvial del cauce. Estas gravas intercalan horizontes arcillosos grises o pardos, pobres en cantos, y aparecen empastadas con frecuencia por una matriz limo-arcillosa generalmente minoritaria. Las diferencias más marcadas en relación con la terraza QT₁ residen en el mayor tamaño de los cantos de QT₂ y su menor proporción global de finos limo-arcillosos. La potencia de esta terraza es de 2-6 m. Llega a fundirse en algunos puntos con el aluvial del cauce actual mediante una tendida cuesta cubierta de vegetación.

Suelos aluviales QAI.—Destaca el aluvial del río Sil, tanto por la extensión total de su afloramiento como por la importancia económica de los materiales que lo integran. Aparece representado a lo largo del cauce, aunque permanece oculto bajo los numerosos embalses que este río ofrece. Su potencia varía de unas a otras zonas, llegando a alcanzar varios metros en el borde oriental de la Hoja y en el tramo comprendido entre El Barco de Valdeorras (X = 329.000; Y = 873.000) y la Rúa (X = 319.500; Y = 871.400). Está formado por gravas lavadas y bolos heterométricos y poligénicos que se interdigitan con bancos lentejonares de arena basta, gris o negra. La abundancia relativa de uno u otro material es muy variable de unos a otros puntos del cauce. Ambos tipos de materiales granulares han sido y están siendo objeto de explotación en la zona, con exclusión de los cantos más gruesos. La aloctonía de estos materiales es muy acusada.

El resto de los cauces de los arroyos y barrancos de la zona de asiento a otras tantas formaciones aluviales, en las que los cantos son subangulosos y su naturaleza está en íntima relación con la de las rocas infrayacentes, es decir, su aloctonía es prácticamente nula. Por otra parte, la proporción de arcillas y limos en estos suelos es siempre bastante elevada, en razón de su frecuente mezcla con suelos de ladera de los márgenes.

Conos de deyección (QCd).—Aparecen bien representados en ambas la-

deras del Sil en el tramo comprendido entre La Rúa y el Arroyo de Rubiana. Alcanzan extensiones de afloramiento considerables, destacando los situados al N de El Barco y al S de Córghomo. En general están formados por materiales granulares poligénicos y heterométricos en mezcla caótica con arcillas y limos pardos o rojizos. La normal segregación, por gravedad, de cantos de diverso tamaño, no existe más que a escala del cono completo. Por otra parte, la estructura masiva o mal estratificada del conjunto no permite hacer puntuales diferenciaciones entre los distintos conos. Su potencia puede evaluarse entre 5 y 20 metros según se considere la formación en cabecera o centro.

Otros depósitos (QC, QAI-C, QE-C).—Se trata en todos los casos de acúmulos detríticos de naturaleza, textura y estructura, muy relacionadas con las de las formaciones nifrayacentes. Son suelos autóctonos o parautóctonos formados y desarrollados a expensas de dichas formaciones por meteorización y lavado de las mismas. Su potencia es asimismo muy variable, coincidiendo con frecuencia un mayor espesor de suelos sobre áreas muy tectonizadas del substrato, hecho que a veces sirve al geólogo de campo para localizar determinados accidentes tectónicos de gran envergadura.

2 TECTONICA

Para abordar el estudio de la deformación en la presente zona, seguiremos un orden cronológico, tomando como punto de referencia la deformación Hercínica, por ser durante esta época cuando se alcanzó el mayor grado de deformación.

2.1 INTRODUCCION

Antes de la deformación Hercínica y desde un punto de vista tectónico son posibles la existencia de dos etapas de movimientos. La primera de edad Asíntica y una segunda de edad Caledoniana.

En el anticlinal del «Ollo de Sapo» y en su flanco oriental (el occidental presenta contacto mecánico entre el «Ollo de Sapo» y las series superiores) puede observarse una clara discordancia cartográfica entre el «Ollo de Sapo» y las series ordovícicas; por otra parte, la presencia de tramos de alta energía hacia la base de las series Ordovícicas (presencia de un microconglomerado) parece verificar esta hipótesis.

No obstante, el significado de esta discordancia no está claro, pues no se sabe, al menos en la presente zona, la edad de la serie porfiróide, ni el

alcance de la deformación de la posible fase Asíntica; que, en cualquier caso, es siempre menor al alcanzado durante la actuación de las fases Hercínicas.

En el NW de la Península se ha discutido la presencia de una fase de deformación Caledónica, llegándose incluso a pensar en una fase de deformación de pliegues tumbados y acompañada de metamorfismo. No obstante y, en el período de tiempo comprendido desde el Ordovícico al Devónico, sólo hemos podido conocer durante el Ordovícico una clara etapa de tipo distensivo que delimitó pequeñas cuencas subsidentes, y que creemos es la responsable, al menos en parte, de los acusados cambios de facies entre las distintas zonas.

2.2 DEFORMACION HERCINICA

Se trata de una clara etapa compresiva, acompañada de un aporte de calor (metamorfismo regional y granitizaciones), donde se han podido distinguir varias fases de deformación (deformación polifásica).

2.2.1 FASE I (F_1)

Es la fase que ha alcanzado mayor desarrollo en la zona estudiada, dando estructuras observables tanto a escala macroscópica o cartográfica como a escala microscópica.

Desde un punto de vista macroscópico esta fase es la responsable de las tres grandes estructuras deducibles cartográficamente; éstos son: el anticlinal del Caurel-Teleno, sinclinal del Sil, y anticlinal del «Olló de Sapo».

También se han podido ver y fotografiar algunos pliegues de importancia cartográfica como los que aparecen en la Cuarcita Armoricana en el Río Jares y otro encima de Riomaó ($X = 326.300$; $Y = 864.900$).

A escala mesoscópica se han podido observar un gran número de pliegues menores acompañantes, con una esquistosidad de flujo de plano axial, con estiramiento aproximadamente perpendicular al eje de los pliegues (los boudines son paralelos) y un aplastamiento perpendicular al plano axial. A escala del afloramiento al eje de los pliegues es recto y en el borde Sur suelen cabecear hacia el NW, alcanzando el máximo valor de cabeceo en el borde SW para hacerse horizontal o subhorizontal en el borde SE. En el cierre del sinclinal del Sil, y en la formación Agüeira hemos podido ver pliegues con I_1 oblicua al eje, lo que parece indicar una deformación por aplastamiento inhomogéneo («inhomogeneous flattening»).

A escala microscópica esta fase se manifiesta por una esquistosidad de flujo puesta en evidencia por la recristalización de minerales filíticos y el estiramiento y recristalización de los granos de cuarzo; la foliación infiere

a la roca una marcada anisotropía que va a condicionar en parte las deformaciones futuras.

a) Anticlinal del Caurel

En la Hoja sólo aflora el flanco normal y la zona de cierre de dicho pliegue. Se trata de un pliegue tumbado con gran desarrollo del flanco invertido, el cual llega a ser del orden de 10 a 12 km. en la zona occidental de la Hoja; este flanco va disminuyendo progresivamente hacia la zona de cierre de dicho pliegue; el plano axial presenta una inclinación de 10 a 20° en la parte central del pliegue para pasar a valores de 60-70° en el flanco normal, cuando nos acercamos hacia el valle del Sil. Otro carácter muy peculiar de esta estructura es el acentuamiento del buzamiento de los ejes hacia el SE, debido al levantamiento del plano axial y al efecto de las fases posteriores.

b) Anticlinal del «Ollo de Sapo»

Se trata de una clara interferencia entre una estructura anticlinal de Fase I y la Fase II. Esta estructura muestra una secuencia normal en ambos flancos del pliegue y vergencia contraria, y es por lo que hasta el momento se había interpretado como una interferencia de un pliegue de Fase II sobre un flanco normal de Fase I.

Esta estructura presenta una gran fractura en el flanco occidental que pone en contacto la facies «Ollo de Sapo de grano grueso» con la Cuarcita Armoricana.

c) Sinclinal del Sil

Se trata de una estructura similar a la anterior, siendo el resultado de la actuación de la Fase II sobre un sinclinal tumbado de Fase I, debería presentar un flanco invertido muy desarrollado, y en cualquier caso próximo a los 2-3 Km. (ver cortes) de longitud; sería posiblemente un pliegue de hábito muy parecido al pliegue anticlinal del Caurel.

Fases tardías

2.2.2 FASE II (F₂)

En la mitad suroccidental de la Hoja se desarrolla una nueva esquistosidad, la cual está relacionada con pliegues observables tanto a escala mesoscópica como cartográfica de tipo chevrón y cuya incidencia sobre la primera fase es muy acusada. A continuación vamos a describir esta fase y por último intentar situarla dentro del cuadro de evolución tectónica del

orógeno hercínico. A escala cartográfica esta fase creemos que da grandes pliegues de tipo chevrón con vergencia SW y suponemos que es la responsable del cambio de vergencia observable en las estructuras de Fase I en el flanco sur-oriental del anticlinal del «Ojlo de Sapo» y en la zona sur del Sinclinal del Sil.

Dos pliegues con representación cartográfica son observables fácilmente en el campo, uno en las proximidades de S. Julián ($X = 319.300$; $Y = 874.500$) donde la esquistosidad primaria que inicialmente buzaba al sur pasa al norte después de pasar por un tramo en que aparece verticalizada; el segundo pliegue se observa mejor al tener como nivel de referencia uno de los niveles cuarcíticos diferenciados dentro de los esquistos azules de edad Ordovícica. Este pliegue se sitúa cerca de Sampayo, concretamente a lo largo del arroyo del Olivedo, llegándose incluso a una inversión del flanco invertido del sinclinal del Sil; es por ello por lo que la serie aparece normal entre las localidades de Corballal ($X = 317.500$; $Y = 868.400$) y Valencia ($X = 321.200$; $Y = 871.900$).

A escala mesoscópica esta fase se manifiesta de varias formas:

- a) Pliegues de pequeña longitud de onda (0,5 cm. a 2 cm.), desarrollándose principalmente allí donde sea grande la anisotropía adquirida por la roca.
- b) Pliegues de tipo chevrón con una longitud de onda próxima al metro; parece que se desarrollan preferentemente allí donde la anisotropía inicial no es tan acusada.

Como es natural, estos pliegues doblarán todas las estructuras formadas durante la actuación de las anteriores fases; el plano axial de todos estos pliegues presenta una dirección y buzamiento próximos a N 120-25 NE, que coincide con las medidas realizadas con la esquistosidad en los sitios donde aparece.

A escala microscópica esta fase se manifiesta, localmente, por una esquistosidad de fractura, perceptible allí donde esta fase se desarrolla con mayor intensidad, es decir en el plano axial de los pliegues en chevrón y pliegues de escala centimétrica; a veces lo que puede observarse es una crenulación intensa de la esquistosidad de flujo.

En cuanto a la edad y génesis de esta deformación vamos a describir sus características e intentar conectarla con las distintas fases descritas hasta el momento en el orógeno hercínico. Estas pueden resumirse en los siguientes puntos:

Presenta vergencia al SW, aunque localmente el plano axial es próximo a la horizontal.

La actuación de esta fase es tal que llega incluso a invertir las estructuras de Fase I, dando estructuras perfectamente cartografiables.

De lo dicho anteriormente parece colegirse que esta fase puede ser

correlacionable con la tercera fase de MARCOS (MARCOS, A., 1973) y de PEREZ ESTAUN (P. E. A., 1975) (fase retrovergente).

2.2.3 DEFORMACION TARDIHERCINICA

Después y durante la actuación de las principales fases de la deformación Hercínica debe producirse una elevación y desmantelamiento de la cadena, la cual se va a comportar de forma rígida ante la actuación de nuevos esfuerzos.

Desgarres.—En todo el macizo hercínico puede observarse una serie de desgarres que obedecen a una dirección de esfuerzos aproximadamente N-S (ARTHAUD, F., y MATTE, P., 1975) y en la presente zona están representados por un par de desgarres de dirección aproximada N 20 E y de funcionamiento sinestrorso que son perfectamente observables en la mitad meridional de la Hoja.

2.3 DEFORMACION POSTHERCINICA

Después de la actuación Hercínica, no tenemos noticias de una nueva etapa de deformación, hasta llegar al final del Terciario, época en que deben producirse movimientos verticales de origen distensivo que provocan un reajuste de bloques a favor de fracturas preexistentes, como lo demuestra la presencia de depósitos continentales de alta energía.

El valle de Valdeorras es una fosa tectónica originada durante esta época distensiva por rejuego como falla normal de la gran fractura del Sil.

Durante el Cuaternario es observable una variación del nivel de base de los ríos, asociada posiblemente a movimientos de tipo isotático.

3 HISTORIA GEOLOGICA

3.1 EVOLUCION PREHERCINICA

Los primeros materiales Paleozoicos que afloran en la presente Hoja son una serie de esquistos y pizarras, que en la zona del «Ollo de Sapo» aparecen sobre dicha formación porfirioide. Por otra parte, sabemos que en la zona del anticlinal del Caurel las series cámbricas están totalmente representadas; esto parece indicar que la zona del «Ollo de Sapo» ocuparía una posición de umbral hasta el principio del Ordovícico, o bien se habría depositado el Cámbrico, erosionándose por completo. En el Ordovícico se produce una sedimentación de naturaleza arcillosa, que finalizaría en ambas zonas, con otra de carácter detrítico arenoso, lo cual induce a suponer que

ha habido una activación de la cuenca, o un acercamiento al área madre de los sedimentos, con una sedimentación en aguas poco profundas, incluso litorales. Durante el Ordovícico medio se inicia una subsidencia de la cuenca con una sedimentación de carácter euxínico.

En el Ordovícico terminal se produce una clara diferenciación de surcos y umbrales en la cuenca, correspondiendo, en la Hoja, una zona de surco a la mitad sur de la misma y un umbral al ángulo NE.

Sigue una etapa de movimientos verticales ascendentes de reajuste isostático que provocan en los albores del Silúrico la elevación de la cuenca y la formación de un hard-ground, indicativo de una etapa de erosión, o al menos de no deposición de sedimentos, coincidente con un período climático cálido.

El Silúrico comprende esencialmente sedimentos pelíticos de mayor profundidad que los anteriores, configurando una serie pizarrosa de gran uniformidad y de potencia muy considerable, y con unas condiciones biológicas y físico-químicas muy particulares durante su deposición, como lo demuestra la riqueza en sulfuros y carbón (medio reductor).

De acuerdo con esto, las series cambro-ordovícicas se depositan en una cuenca activa con marcada subsidencia, fenómeno que puede considerarse como integrante del ciclo geosinclinal Caledónico (MARCOS, A., 1973). Sin embargo este ciclo quedaría abortado, ya que no se reconoce en el NW de la Península ninguna deformación importante anterior a las fases de plegamiento Hercínico.

Con la deposición del Silúrico transgresivo, sobre los términos anteriores, se inicia un nuevo ciclo sedimentario con características diferentes y con una gran uniformidad de facies, que nos habla de una historia sedimentaria totalmente distinta.

3.2 EVOLUCION HERCINICA

Después de la deposición de los materiales silúricos no tenemos datos, al menos en la presente Hoja, para reconstruir la evolución geológica hasta la deposición del Terciario; no obstante, aparecen depósitos de probable edad Carbonífero en zonas próximas y en una estructura que penetra en esta Hoja (Sinclinal del Sil). Estos materiales (Hoja de Puebla de Trives) han evidenciado una edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior (PEREZ-ESTAUN, A., 1975, Tesis Doctoral), edad en que ha debido empezar la actuación de la orogénesis Hercínica.

El metamorfismo regional es de tipo polifásico, y se muestra acompañado de un calentamiento a nivel regional (metamorfismo regional) y otro a nivel local o parcial provocado por la intrusión de cuerpos graníticos.

El granito de La Rúa intruye al final de la actuación de la Segunda Fase

de deformación, posiblemente aprovechando una etapa en que el orógeno Hercínico estuviera algo más relajado.

Le sucede en el tiempo una etapa de compresión N-S que en la zona queda evidenciada por amplios desgarres de dirección N-20-E. Estas estructuras indican un comportamiento hasta cierto punto rígido del orógeno, que habría sufrido una elevación y parcial desmantelamiento.

3.3 EVOLUCION POSTHERCINICA

Desde este momento y hasta finales de la época terciaria es prácticamente imposible reconstruir los hechos geológicos; no obstante es presumible que la zona participase a finales del Mesozoico de los movimientos epirogénicos que parecen afectar a todo el NW de la Península.

A finales del Terciario hay una nueva actividad de tipo tectónico, probablemente asociada a una etapa distensiva, que ha hecho rejuglar y/o bascular los bloques ya rígidos, provocando la implantación de áreas levantadas (zonas de erosión) y hundidas (cuencas de sedimentación), estas últimas receptoras de los materiales desmantelados por la actividad erosiva desplegada en aquéllas. Los acúmulos terciarios aflorantes en la presente Hoja se hallan de alguna manera conectados con la bien delimitada cuenca del Bierzo, y ésta a su vez debió unirse a la del Duero a través de la altiplanicie de Brañuelas, resto morfológico de la antigua rasa de erosión miocena (SLUITER, W. J., 1964). Más tarde, amplias laderas del país montañoso levantado quedaron cubiertas en parte por fangolomerados, de los que actualmente sólo yacen retazos dispersos. Por último, durante el resto del Cuaternario se sucedieron varias fluctuaciones del nivel de base de los ríos de la región, con desigual importancia, que produjeron en los cauces de la red fluvial principal otros tantos aterrazamientos, de los que en esta Hoja sólo los dos últimos son visibles. Con ello termina la etapa más reciente de la evolución geológica de la Hoja.

4 PETROLOGIA

Se van a considerar separadamente rocas metamórficas y rocas ígneas, incluyendo dentro del primer grupo las rocas originadas mediante los procesos de migmatización que se han detectado en la presente Hoja.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

Dentro de éstas se van a considerar, por un lado, las originadas por metamorfismo regional, y, por otro, las desarrolladas en virtud del meta-

morfismo de contacto, creado por la intrusión granítica de La Rúa (X=319.500, Y = 871.400).

4.1.1 CONSIDERACIONES SOBRE EL METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional de esta zona ya fue estudiado por CAPDEVILA, R. (1967, 1969), pudiendo decirse en términos generales que hay un aumento de grado desde las estructuras más externas del orógeno hercinico (anticlinal del Caurel) donde se sitúa en la facies de los «esquistos verdes» (zona de la clorita), hasta alcanzar la isograda de la simillanita en las estructuras más internas (anticlinal del «Olo de Sapo»). Prácticamente casi toda la Hoja se encuentra dentro de la facies de «esquistos verdes», zona de la clorita, aumentando el metamorfismo hacia el borde SW, para pasar a la zona de la biotita, y de forma brusca (no se ha encontrado estauroлита, y el granate sólo ha aparecido en una muestra) pasar a la sillimanita.

Esto es debido, en parte, a la presencia de una gran fractura que pone en contacto el «Olo de Sapo» con los materiales ordovícicos, y en parte a la peculiar composición del «Olo de Sapo».

4.1.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

Asociado al granito de La Rúa, puede observarse un proceso de calentamiento local, puesto de manifiesto por la cristalización de una serie de minerales entre los que destacan biotita y andalucita.

Los contactos de este granito con los materiales vecinos son en unos casos mecánicos y otras veces intrusivos. Para su estudio vamos a dividir todo el trazado del contacto en tres sectores: occidental, suroriental y nor-oriental.

a) Sector occidental: Este contacto es claramente mecánico, posiblemente de origen distensivo, como lo pone en evidencia:

1. Su trazado rectilíneo.
2. La presencia de un potente filón de cuarzo asociado a dicho contacto.
3. La presencia de milonitización en la zona de contacto.

Como consecuencia del desplazamiento de dicha fractura, queda laminada la zona de aureola de contacto, habiéndose encontrado signos de calentamiento en zonas más alejadas del contacto, como sucede en las proximidades de San Martín de Albaredos (X = 313.000, Y = 871.600).

Para interpretar este techo tendríamos que pensar en la presencia de una pequeña apófisis granítica situada bajo la zona calentada.

b) Sector Sur-Oriental: Este contacto está en parte mecanizado y en parte recubierto por unos materiales terciarios que nos impiden estudiar con

detalle la actividad térmica al sur de dicha fractura (se trata de la gran falla del Sil). De todas formas hay signos de una actividad térmica poco uniforme por debajo de dicha discontinuidad (muestra AI-156, y AI-167), lo que nos hace suponer que el granito no esté excesivamente profundo. También hay que señalar que en las proximidades de S. Martín (X = 313.000, Y = 871.600) se han observado en el campo y al microscopio signos de metamorfismo térmico (ver muestra AI-155) pero debido en parte a su pequeña extensión y a que la fuente térmica es una granodiorita tardía que aflora fuera de la Hoja, es por lo que no entraremos en estudios más detallados.

- c) Sector Norte-Oriental: Este contacto es claramente intrusivo, como lo demuestra la presencia de ciertos enclaves de la roca encajante dentro del granito, y es el único sitio donde se puede seguir, de manera uniforme, la aureola del metamorfismo térmico.

La intrusión de este granito perturba poco la disposición inicial de las rocas encajantes, la cual nos hace pensar que la superficie topográfica actual nos presenta la zona de cúpula de dicho granito; esta hipótesis estaría bastante de acuerdo con la presencia de pequeñas apófisis graníticas, y con el hecho observable en cartografía de que fallas de no gran importancia pongan el granito en contacto con formaciones metasedimentarias.

Dentro de la aureola de contacto se han podido observar ciertos minerales como andalucita (a veces quistolita) y biotita, que son posteriores al metamorfismo regional y anteriores a una esquistosidad subhorizontal, que en esta zona tiene gran desarrollo (ver muestras AI-362, AI-361 y AI-454 en Doc. Complementaria).

4.2 ROCAS IGNEAS

En la zona de estudio hemos encontrado tres manifestaciones ígneas, cuya génesis y emplazamientos tuvieron lugar en distintos momentos de la actuación del orógeno hercínico; es por ello que estudiaremos cada tipo por separado, e intentaremos relacionarlos con los distintos tipos de rocas ígneas diferenciados en Galicia oriental por CAPDEVILA, R. (1969).

4.2.1 GRANITO DE LA RUA ($b\gamma\eta^2$)

Se trata de una roca de color gris rosáceo y grano medio, donde a simple vista pueden observarse megacristales de feldespato. Aflora al extremo SW de la Hoja y ocupa una extensión aproximada de unos 12 Km²; los límites de dicho macizo son en parte mecánicos y en parte intrusivos, y la relación con las rocas vecinas ya fue estudiada en el apartado de metamorfismo de contacto.

Desde el punto de vista petrológico, hay que decir que se trata de una roca de color gris claro, de grano medio a veces de grano grueso (la roca a veces tiene aspecto pegmatítico), compacta y de fractura irregular.

La textura es granuda hipidiomorfa, a veces ligeramente alotriomorfa, aunque en las muestras recogidas cerca de una zona de fractura pueden aparecer texturas cataclásticas, puestas de manifiesto por la extinción ondulante de los granos de cuarzo y por la distorsión de las maclas de los cristales de plagioclasa. Presenta como minerales principales: cuarzo, microclina, plagioclasa (del tipo oligoclasa) y biotita, y como accesorios: moscovita, sericita, granate, clorita, apatito, circón y opacos. La clorita se forma a partir de la biotita; se han podido observar pseudomorfosis (ver muestras AI-68 y AI-417 Doc. Complementaria). La moscovita a veces es secundaria y se forma a partir de la plagioclasa (muestra AI-64).

Se trata de un granito de composición adamellítica, con un abundante cortejo filoniano constituido esencialmente por aplitas y pegmatitas con granates y turmalina, a veces acompañadas de mineralizaciones de sulfuros y ausencia de ferromagnesianos; estas venidas están asociadas a fracturas y en el caso de las aplitas se emplazan a lo largo de una constante red de fracturas de dirección aproximada N-S y con suave buzamiento hacia el oeste. El hecho de que produzcan un fuerte metamorfismo térmico, y que aparezcan en contacto con materiales de la epizona, indica que deben proceder de magmas muy calientes y posiblemente muy profundos. Al intentar situar este granito dentro del modelo expuesto por CAPDEVILA, R. (1969), para los granitos hercínicos del NW de la Península, no nos cabe duda en clasificarlo como un granito calcoalcalino; el problema surge al intentar delimitarlo como una granodiorita precoz o tardía, ya que las andalucitas del metamorfismo de contacto en el borde N están plegadas por una esquistosidad tardía, quizá la de F-II; no obstante, y debido a su composición, su relación con las rocas encajantes y debido también a la gran actividad filoniana desarrollada es por lo que pensamos que se trata de una granodiorita tardía.

Los estudios de conteo realizados en muestras tomadas al efecto, han dado las siguientes proporciones:

| <i>Minerales</i> | <i>Muestras</i> | |
|--------------------|-----------------|---------------|
| | <i>41-144</i> | <i>AI-145</i> |
| Cuarzo | 24,30 | 32,60 |
| Microclina | 33,20 | 31,80 |
| Plagioclasa | 27,40 | 26,10 |
| Biotita | 9,60 | 1,10 |
| Moscovita | 5,20 | 8,20 |
| Accesorios | 0,30 | 0,20 |

4.2.2 GRANITO ALCALINO PARAUTOCTONO (γ^c γ²)

En el corazón del anticlinal del «Ollo de Sapo» y en íntima relación con dicha formación aparece un pequeño y diseminado afloramiento granítico (su extensión total es inferior a 1 Km²) que a su vez aparece asociado con un incremento acusado del metamorfismo, de desarrollo muy local.

El contacto entre el granito y la formación «Ollo de Sapo» es relativamente neto.

El granito aparece fuertemente deformado (al microscopio se observa una marcada cataclasis) según una dirección próxima a N-S y buzando unos 30° al W.

Su estudio petrológico indica que se trata de una roca grisácea, de grano medio, compacta, ligeramente deformada y con fractura irregular; la textura es granuda con cataclasis. La composición mineral es cuarzo, plagioclasa (albita), moscovita y biotita (esta última siempre en menor proporción que la moscovita y a veces entra como constituyente accesorio) a los que acompañan biotita, clorita, apatito, circón y opacos (la clorita es claramente secundaria). Como consecuencia de lo dicho hasta ahora tenemos que pensar que se trata de un granito de tipo anatéxico, prácticamente autóctono que procede, posiblemente, de la fusión de los gneises porfiróides.

El momento de formación de dicho granito debe estar asociado a la primera fase de deformación hercínica, estando deformado por las fases posteriores.

Otro aspecto a destacar, es la íntima relación entre el aumento de la temperatura del metamorfismo regional y la presencia de la formación «Ollo de Sapo»; este hecho fue observado ya por CAPDEVILA, R. (Tesis Doctoral, 1969), y es debido a la composición de dicha formación, que por ser muy próxima a la del granito, se fundiría antes que los sedimentos vecinos, originando granitos anatéxicos, con una cierta movilidad, los cuales progresarían perfectamente dentro de dicha formación.

Se han realizado contajes en las muestras AI-139 y AI-146 cuyos resultados se exponen a continuación:

| <i>Minerales</i> | <i>Muestras</i> | |
|--------------------|-----------------|---------------|
| | <i>AI-139</i> | <i>AI-146</i> |
| Cuarzo | 30,40 | 32,20 |
| Microclina | 32,70 | 30,60 |
| Plagioclasa | 24,50 | 28,30 |
| Biotita | 5,20 | 1,20 |
| Moscovita | 7,10 | 9,50 |
| Accesorios | 0,10 | 0,20 |

4.2.3 RIOLITA (rbp²)

En la mitad occidental de la Hoja y en las proximidades de Centeais (X = 313.000, Y = 874.000) aparece en los materiales silúricos un pequeño macizo riolítico de afloramiento muy reducido (aproximadamente 0,1 Km²) cuyo estudio petrológico aporta los siguientes resultados:

Roca parda de grano fino, ligeramente foliada, de fractura irregular y textura microporfidica, con cuarzo, plagioclasa y moscovita, como componentes principales y feldespato potásico y óxidos de hierro, como accesorios.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Una rápida panorámica de la zona cubierta por la presente Hoja, desde el punto de vista del aprovechamiento de recursos naturales, pone de manifiesto la variada gama de materiales rocosos aflorantes, que dan asiento a un gran número de explotaciones, algunas de gran importancia y actualmente activas, y otras de menor envergadura.

No revisten tanto interés, sin embargo, los yacimientos mineros aunque no están ausentes numerosos intentos con calicatas y socavones de pequeña importancia. En relación con el agua subterránea, también existe, captaciones de cierta importancia y áreas no explotadas que podrían constituir, en principio, zonas hidrogeológicamente favorables.

5.1 MINERIA

Prácticamente la actividad minera dentro del presente estudio ha quedado limitada a pequeñas y esporádicas explotaciones de hierro, el cual aparece en íntima relación con los materiales silúricos.

En las proximidades de Ferreira (X = 313.000, Y = 873.000) y de Albarredos (X = 313.000, Y = 871.600) se observan pequeñas calicatas donde se ha obtenido el hierro procedente del hard-ground que aparece en la base del Silúrico.

El proceso de lavado por las aguas de escorrentía de los hierros silúricos y su posterior precipitación, ha originado el depósito de costras ferruginosas que aparecen en zonas protegidas de pequeños arroyos, como sucede en los arroyos de Sontieiras y de Fontey (X = 318.000, Y = 871.500) y que han sido también objeto de explotación.

Por último hay que señalar la presencia de unas pizarras que alternan con areniscas de matriz, a veces, ferruginosa (capas de Rubiana) que han sido cartografiadas y que, debido a que ciertos niveles presentan alto con-

tenido en hierro, han sido objeto de intentos de explotación en el pasado pese a que la elevada proporción de sílice hace muy difícil su explotación y problemático su valor económico.

5.2 CANTERAS

En este aspecto la presente Hoja es asiento de una no muy variada pero sí importante gama de rocas y materiales de indudable interés económico, destacándose como prioritarias las rocas de construcción.

A) Rocas de Construcción:

Dentro de este grupo hay que resaltar las explotaciones de pizarras destinadas a techados y cubiertas de edificios («pizarras de techar»).

1) Pizarras

Las explotaciones actuales de pizarra se concentran en la mitad sur de la Hoja, localizándose todas las canteras entre los arroyos Sandis y/o Candeda (X = 332.000, Y = 868.200) y en las proximidades de la Cruz del Carballal (X = 335.500, Y = 867.800).

Los materiales rocosos explotados son principalmente las pizarras azules (Pizarras de Luarca), el tramo más característico del Ordovícico de la región; sin embargo las condiciones más o menos favorables del yacimiento, varían considerablemente según 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 la alteración meteórica en profundidad; algunos de estos condicionamientos como, por ejemplo, la presencia de una segunda esquistosidad de crenulación es lo que margina todo el afloramiento ordovícico situado a occidente del meridiano de Cándela (X = 332.000, Y = 868.000).

2) Granito

También como roca de construcción, pero de escasa importancia, hay que señalar el granito de La Rúa, en el cual se encuentran pequeñas canteras, donde debieron obtenerse bloques paralelepípedicos de dimensiones variadas, destinados a la Construcción. Así en los pueblos próximos al afloramiento de dicho granito, como Seadur (X = 314.000, Y = 869.200) y Laroco (X = 314.000, Y = 866.000), pueden verse muchas construcciones edificadas total o parcialmente con sillería granítica de esta procedencia.

B) Áridos

Dentro de los posibles materiales utilizables como áridos, y que presentan viabilidad de explotación, se encuentran: las calizas (áridos de trituración), y las arenas y gravas (áridos naturales).

1) Calizas

Los afloramientos de formaciones carbonatadas, dentro de la zona estudiada son relativamente abundantes, apareciendo en la mitad Norte de la Hoja, y sólo en la parte oriental, una constante banda carbonatada, de edad Ordovícico superior que ha dado asiento a un buen número de explotaciones para áridos de trituración, algunos actualmente en activo.

Se trata de materiales rocosos calcáreos y dolomíticos que presentan una acusada recristalización, debida esencialmente al metamorfismo regional, que en algunos casos origina mármoles de excelente calidad como rocas ornamentales y que, de hecho, ya han sido explotados para tal fin en unas pequeñas canteras que aparecen cerca de Biobra (X = 339.000, Y = 880.000), en el cierre del pliegue anticlinal del Caurel.

2) Arenas y Gravas

Este grupo de materiales tiene dos posibles áreas de procedencia: los depósitos aluviales cuaternarios de origen fluvial, y los depósitos sedimentarios terciarios.

Los depósitos de grava y arenas de origen aluvial que revisten alguna importancia económica, se centran en el cauce del río Sil, ya que en los restantes cursos fluviales de la Hoja, la sedimentación es prácticamente nula, al tratarse la zona de un relieve rejuvenecido, donde el potencial erosivo prevalece sobre la sedimentación. El río Sil, por el contrario, presenta en su cauce importantes acúmulos aluviales, formados por bolos, gravas y arenas de litología variada, que son susceptibles de aprovechamiento mediante ripado superficial, aunque en la actualidad no existe ninguna instalación de extracción y manipulación (clasificación, trituración, lavado, etc.), ni explotaciones permanentes de estos materiales. Una posible causa de que no se utilicen actualmente estos recursos podría ser el aprovechamiento hidroeléctrico intensivo de que está siendo objeto el río Sil, con represas y saltos, con los que sin duda incidirían las eventuales explotaciones asentadas en estas graveras.

Los sedimentos terciarios que afloran entre el Barco de Valdeorras y Robledo, presentan ventajosas condiciones en cuanto a accesos y proximidad a una vía importante de comunicación, pero cuentan también con inconvenientes de tipo litológico, como son la gran proporción de arcillas, débil granoselección y compacidad elevada. El yacimiento es conglomerático, con bancos potentes e intercalaciones de niveles arenosos, siendo los niveles superiores, más ricos en cantos cuarcíticos, los más interesantes desde el punto de vista de su explotabilidad.

5.3 HIDROGEOLOGIA

El elevado índice pluviométrico de esta región (superior a 700 mm/año) y la notable impermeabilidad del substrato, condicionan una elevada escorrentía con un coeficiente de percolación e infiltración profunda relativamente bajos. En consecuencia, los caudales subterráneos susceptibles de captación y alumbramiento son generalmente muy limitados. Es frecuente observar en toda la región socavones y calicatas de varios metros de profundidad y varias decenas de metros de longitud para obtener caudales que difícilmente superan el 0,5 l/seg.

Constituyen acuíferos de cierta importancia los aluviales y terrazas del Sil, gracias, de una parte, a la elevada permeabilidad de estos materiales, y, de otra, a las pequeñas, si no nulas, fluctuaciones estacionales del nivel de inundación del río.

En líneas generales puede decirse que tanto el substrato ígneo y metamórfico como la formación detrítica terciaria constituyen formaciones poco permeables. En la capa cortical pueden, sin embargo, asentarse acuíferos locales de cierta importancia, que podrían proporcionar, mediante las adecuadas captaciones (zanjas y socavones poco profundas pero de gran longitud) caudales pequeños aunque de notable continuidad en el tiempo, aprovechables sobre todo para usos domésticos.

6 BIBLIOGRAFIA

- ARTHAUD, F., y MATTE, Ph. (1975).—«Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation». *Tectonophysics*, 25. Elsevier Sc. Plublish. Co. Amsterdam.
- 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).—«Extension 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 hercyniende 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'Archécyathes de la Formation Vegadeo et leur rapport. avec la distribution des facies carbonatés, dans le NW de l'Espagne». *Brev. Geol. Asturica*, año XIX, núm. 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, Hannover.
- 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.
- 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 Paléozoïque 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, Paris.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Travaux du Laborat. de Geol. Fac. Sc. de Grenoble*, t. 44.
- (1969).—«Les kint-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'ellipsoïde de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse 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 mappes ou extrusions?». *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 regionalmetamorphen Einformengen». *Beitr. Miner. Petr.*, vol. 11, Heidelberg.
- (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 geologie de "l'Olló de Sapo". Formation porphyroïde 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, número 2, Oviedo.
- (1974).—«La sucesión ordovícica en el dominio del Alto Sil (Zona Astur-occidental leonesa, NW de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XVIII, número 4, Oviedo.
- (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama sur de la zona Astur-occidental 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.^e serie, t. XV, Paris.
- 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. (19).—«A synopsis of the geology of western Galicia». *Dept. Petrology. Mineral. Geol. Inst. Leiden*, Holanda.
- VIDAL BOX, C. (19).—«Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. R. S. E. H. N.*
- 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