



IGME

124

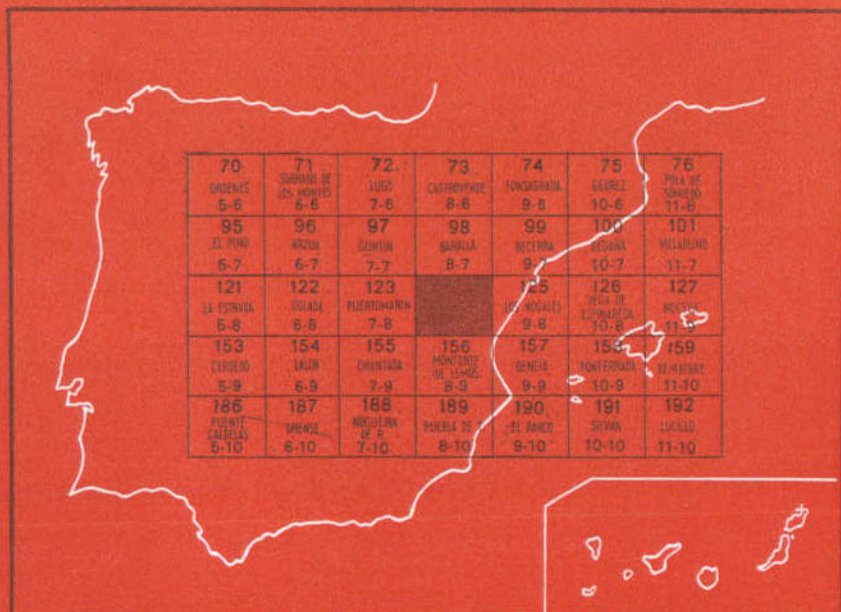
8-8

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SARRIA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

SARRIA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOPRIN, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores.

En *Geología de campo y gabinete*: J. R. Martínez Catalán y J. G. de Pablo Maciá.

En *Estudio petrográfico*: M. T. Ruiz García.

Coordinación: B. Calvo Pérez.

Colaboración y asesoramiento: A. Pérez González.

Supervisión: A. Huerga Rodríguez, del IGME.

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 - 29.776 - 1980

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

0 INTRODUCCION

0.1 SITUACION

La Hoja número 08-08 (Sarria), correspondiente al Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se encuentra localizada en el tercio meridional de la provincia de Lugo.

Posee una morfología diversa, que agrupa formas accidentadas, como los relieves de su cuadrante SE. que alcanzan cotas de más de 1.400 m., formas suaves como las que ocupan la mayor parte de su superficie y formas planas, correspondientes a depresiones, de las cuales la principal es la de Sarriá.

Su principal curso de agua es el río Sarria, que recorre gran parte de ella, primero en dirección E.-O. y después S.-N., y que pertenece a la cuenca hidrográfica del río Miño, a la cual vierten aguas la mayor parte de los ríos, arroyos y riegos de la Hoja. El cuarto S., sin embargo, pertenece a la cuenca hidrográfica del río Sil y una pequeña parte del cuadrante NE. a la del río Navia.

Desde un punto de vista paleogeográfico, los materiales paleozoicos y precámbricos se sitúan en zonas muy diferentes. La mayor parte de la Hoja pertenece al dominio del Domo de Lugo, dentro de la zona III (Galicia oriental) de MATTE (1968). El ángulo SO., sin embargo, se encuadra en la zona IV (Galicia Media-Tras os Montes) dentro del dominio del anticlinorio del Olló de Sapo (MATTE, 1968).

Estructuralmente, el área estudiada pertenece, en su mayor parte, al anticlinal tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarria (MATTE, 1968). La esquina SO., como ya se ha mencionado, forma parte del anticlinorio del «Ollo de Sapo». Ambas estructuras fueron originadas por la primera fase de deformación hercínica, siendo afectadas posteriormente por pliegues de gran radio de curvatura y plano axial vertical, de edad también hercínica. Durante estas fases se produce un metamorfismo regional de tipo intermedio de baja presión, cuyo máximo se alcanza entre la primera y la segunda fase (CAPDEVILA, 1969).

0.2 ANTECEDENTES GENERALES

Los trabajos antiguos sobre la zona que han sido utilizados son los realizados por SCHULZ (1835) que publicó el primer mapa petrográfico de Galicia, BARROIS (1882), que establece las bases de la estratigrafía y HERMANDEZ SAMPELAYO (1915, 1922, 1935a, 1935b y 1942), que aporta gran cantidad de datos sobre las faunas de los materiales del Ordovícico y Silúrico y realiza un mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000.

De los trabajos más recientes han sido de gran utilidad los de I. PARGA PONDAL (1956, 1958, 1960, 1963, 1964, 1967), especialmente su mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000, publicado en 1963, y sobre todo «La Carte Geologique du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique» a escala 1:500.000, publicada bajo su dirección, siguiendo los acuerdos tomados en la I Reunión sobre Geología de Galicia y del Norte de Portugal celebrada en 1965, la síntesis del Cámbrico de LOTZE (1961) y los de WALTER (1962,1963, 1966 y 1968), en los que establece series detalladas de los materiales paleozoicos, las cuales han sido adoptadas en el presente trabajo. Por último, los de MATTE, principalmente su tesis doctoral (1968), en donde se definen los grandes rasgos estructurales de la región, y los de CAPDEVILA, también fundamentalmente su tesis doctoral (1969), sobre la evolución del metamorfismo de Galicia.

0.3 METODOS DE TRABAJO

Para la confección de la presente Hoja se han realizado los siguientes trabajos:

- Documentación bibliográfica de la zona.
- Estudio fotogeológico.
- Cartografía geológica.
- Levantamiento de columnas estratigráficas de detalle.
- Estudios petrográficos, análisis químicos, granulometrías, cantometrías, estudio de minerales pesados y ligeros y Rayos X, sobre muestras recogidas durante la fase de campo.

- Reconocimiento de las minas y canteras de la Hoja.
- Fotografía de los aspectos estratigráficos, tectónicos, litológicos, etcétera, interesantes de la Hoja.

A partir de los datos aportados por estos estudios, se ha confeccionado el mapa geológico de la zona y la memoria explicativa del mismo, así como una documentación complementaria que amplía en determinados campos lo que a continuación se expone.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 INTRODUCCION

Las rocas sedimentarias, cuyo afloramiento constituye aproximadamente las tres cuartas partes de la Hoja, se dividen en dos grandes grupos:

- Rocas metamorfizadas durante la orogenia Hercínica: La edad de los depósitos oscila entre el Precámbrico alto y el Silúrico.
- Rocas recientes, de edad terciaria y cuaternaria.

Los materiales paleozoicos y precámbricos se distribuyen en dos dominios con series muy diferentes, el dominio del Domo de Lugo, denominado por MATTE (1968) zona de Galicia Oriental, y el dominio del anticlinorio del «Ollo de Sapo», que corresponde a la parte oriental de la zona de Galicia Media-Tras os Montes, del referido autor.

El Domo de Lugo se caracteriza por la aparición de un Cámbrico Inferior y quizás Medio y Superior, completo que reposa sobre una potente serie, denominada por BARROIS (1882), Serie de Villalba.

El anticlinorio del «Ollo de Sapo», presenta el Ordovícico Inferior en contacto con un porfiroide constituido en gran parte por material volcánico removilizado (PARGA PONDAL et al., 1964) cuya edad es inferior al Ordovícico y muy probablemente Precámbrico Superior. Según MATTE (1968), el «Ollo de Sapo» sería, bien un equivalente lateral, bien el substrato, de la Serie de Villalba.

1.2 DOMINIO DEL DOMO DE LUGO

Fue definido por CAPDEVILA (1969) como un dominio más externo que el de «Ollo de Sapo», con las siguientes características:

- Existencia de un Precámbrico arenoso-pelítico.
- Existencia de un Cámbrico completo.
- Presencia de una sola fase tectónica hercínica importante.

Estructuralmente corresponde a un anticlinorio de la primera fase hercínica, posteriormente ondulado por una deformación tardía, en cuyo núcleo aparece el Precámbrico y a ambos lados del mismo un Cámbrico bastante completo, pero que cambia de facies de un lado a otro del anticlinorio.

1.2.1 PRECAMBRICO. SERIE DE VILLALBA (PC ξ + ξ A)

Esta serie, cuyos afloramientos cubren casi la mitad de la superficie del mapa, fue estudiada anteriormente por BARROIS (1882), que le dio nombre de «micasquistos de Villalba», GARCIA DE FIGUEROLA (1965), WALTER (1963, 1968) y CAPDEVILA (1969). Este último autor propone utilizar la denominación original de BARROIS (1882), sustituyendo la palabra micaesquistos por la de «serie», ya que además de micaesquistos se encuentran neises y anfíbolitas. Se han encontrado cinco tipos de materiales diferentes:

- Pelitas grises o negras, en algunas ocasiones ampelíticas. Transformadas por el metamorfismo en pizarras y esquistos grises. Están constituidas por cuarzo, albita, moscovita, clorita, biotita y en ocasiones granate y cloritoide, y como accesorios turmalina, circón, apatito y minerales opacos.
- Areniscas finas y siltitas, constituidas por clastos de cuarzo y feldespato de tamaño medio y fino, subangulosos y heterogranulares, en una matriz formada por sericita, clorita y moscovita. Su estructura es granolepidoblástica. Pueden ser clasificadas como subgrauwacas feldespáticas (FOLK, 1954).
- Cuarzitas blancas. Se encuentran sólo hacia la parte superior de la serie. Están constituidas fundamentalmente por cuarzo, que presenta frecuentemente una textura en mortero. Hay además pequeñas astillas de clorita y sericita, que marcan la esquistosidad. Como accesorios se ha encontrado circón.
- Cuarzita gris con carbonatos. Sólo se ha encontrado cerca de Samos (X=302.100; Y=909.250). Se compone de cuarzo, biotita, carbonato, moscovita, plagioclasa, clorita y feldespato potásico. El carbonato está concentrado en niveles muy finos, que aparecen plegados por la fase principal.
- Neises anfibólicos. Aparecen solo al sur y oeste de la Hoja, por debajo de la isograda del granate. Se componen de cuarzo, plagioclasa, epidota, biotita, anfíbol, granate poiquiloblástico, apatito, esfena y opacos. Presentan una textura esquistosa, con los cristales de anfíbol desorientados, pero con cierta tendencia a paralelizarse al plano de esquistosidad principal. Los neises anfibólicos se presentan en niveles finos de 1 a 15 cm., que alcanzan una extensión de varios metros.

Más del 95 por 100 de la Serie de Villalba está constituida por los dos primeros tipos, es decir, las pelitas y las areniscas y siltitas de composición subgrauwáquica.

Estas rocas se presentan alternando entre sí, dando lugar a una ritmita cuyos ciclos completos tienen una potencia de unos centímetros y que cuanto están mejor representados ofrecen la secuencia siguiente:

En la base aparece con cierta frecuencia un nivel que presenta laminación paralela muy fina. Cuando aparece, es muy delgado. Encima, un nivel bien representado con estratificación cruzada correspondiente a laminación por «ripples» de corriente. A veces éste es el primer nivel que aparece. Sobre el anterior, un intervalo muy delgado de laminación paralela muy fina, que pasa gradualmente hacia arriba a un intervalo pelítico gris oscuro.

Se interpreta la Serie de Villalba como formada por materiales turbidíticos distales, con secuencias tipo $T_{c.e}$ de BOUMA (1962). La parte más inferior de la Serie de Villalba que aflora en la Hoja, se caracteriza por la mayor abundancia de facies arenosas. Su potencia total es imposible de calcular, dado que no aflora la base de la serie, pero a partir de los cortes geológicos, se deduce que la potencia mínima es de 1.200 m.

Por sus características sedimentológicas, así como por encontrarse inmediatamente debajo del Cámbrico Inferior, puede correlacionarse provisionalmente en facies y en edad con las pizarras del Narcea. Concretamente con los tramos 2 y 3 (serie de grauwas y pizarras, y serie de pizarras), descritos por PEREZ ESTAUN (1975).

1.2.2 CAMBRICO (CA)

Los materiales de esta edad afloran a ambos lados del núcleo del Domo de Lugo con facies diferentes, aunque las principales formaciones se mantienen como tales.

Hacia el suroeste, la potencia de la serie cámbrica disminuye drásticamente y los niveles carbonatados se vuelven dolomíticos y magnesíticos, lo que se interpreta como debido a la proximidad de zonas emergidas.

En el presente trabajo se ha seguido la nomenclatura establecida por WALTER (1963, 1968), en sus trabajos del noreste de la provincia de Lugo, habiéndose diferenciado en la cartografía las mismas formaciones, con algunas excepciones. No se ha encontrado ningún resto orgánico en los materiales cámbricos, por lo que su datación se ha realizado por correlación con áreas próximas del noroeste de la Península.

1.2.2.1 Cuarcitas y pizarras. Cuarcita de Cándana inferior (CA_{1q1})

Esta formación, definida por LOTZE (1957, descansa, aparentemente concordante, sobre la Serie de Villalba.

El contacto entre ambas series se realiza en unos pocos metros de intercalaciones pizarrosas gris verdosas con bancos de areniscas verdes y blanquecinas.

En la foto aérea se observan unas capas guía dentro de la Serie de Villalba, que atraviesan la Hoja de Este a Oeste, manteniéndose perfectamente paralelas al contacto con la Cuarcita de Cándana inferior, en la mitad meridional de la Hoja. Por lo tanto, el contacto es concordante o bien la discordancia forma ángulo tan pequeño que es imposible apreciarla, incluso en la cartografía.

La potencia de la Cuarcita de Cándana inferior en la parte nororiental es de unos 300 m., mientras que al Sur no supera los 75 m., teniendo en la zona de Rubian 50 m. como máximo (X = 290.300; Y = 905.800).

Está compuesta por cuarcitas, areniscas, pizarras arenosas y pizarras verdosas. Algunos niveles cuarcíticos son microconglomeráticos.

Como estructuras sedimentarias se han identificado laminación paralela, *flaser bedding*, laminación lenticular y ondulante y granoclasificación en lechos milimétricos, las cuales junto al tipo de material (abundancia de capas de ortocuarcita blanca y gris), permite adscribirla a un medio de plataforma de poca profundidad.

Las cuarcitas están constituidas por cuarzo y, en menor proporción, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, clorita, moscovita, y como accesorios turmalina, circón, apatito y óxidos de hierro.

Su textura es esquistosa y en algunos niveles claramente granoblástica.

1.2.2.2 Pizarras de Cándana (CA₁p₁, c y mg)

Las pizarras de la serie de Cándana se distinguen por su tonalidad verde más o menos oscura y por estar siempre intercaladas con niveles de areniscas, cuarcitas y carbonatos.

Las pizarras están constituidas por cuarzo, moscovita, sericita, clorita y, cuando son suficientemente metamórficas, biotita; acompañando a estos minerales existe circón, turmalina y apatito.

En los términos más arenosos aumenta la proporción de cuarzo y es frecuente la presencia de plagioclasa.

De muro a techo aparecen las siguientes intercalaciones:

- Niveles de calcoesquistos y calizas delgadas, intercalados con pizarras verdes.
- Nivel carbonatado de Cándana (CA₁c), que se describe en el siguiente apartado.
- Por encima de este nivel carbonatado aparecen algunos otros muy finos, lenticulares, de caliza (c) y uno de magnesita (mg) en la zona de Bardaos (X=293.850; Y=904.750).

En el área meridional de la Hoja el espesor de las Pizarras de Cándana con intercalaciones de calcoesquistos por debajo del nivel principal carbonatado es tan exiguo que no se ha representado en la cartografía, situando la formación carbonatada directamente encima de la Cuarcita de Cándana inferior.

Tanto por debajo como por encima de los carbonatos de Cándana aparecen en la parte meridional algunos niveles de neises anfibólicos de 1 a 10 cm. de espesor y varios metros de continuidad lateral, que son idénticos a los encontrados en la Serie de Villalba, con cuarzo, plagioclasa, anfíbol y granate poiquilíticos, clorita, apatito, epidota y opacos.

Es de destacar una capa de pizarras ampelíticas de más de 7 m. de espesor, que reposan encima del nivel carbonatado principal al sur de la Hoja. Esta capa disminuye de potencia hasta 0,3 m. y se torna muy ferruginosa, encima de la magnesita de Vila de Mouros (X=292.500; Y=905.340), donde tiene probablemente el significado de un *hard ground*. Las Pizarras de Cándana, incluyendo los niveles calcáreos y magnesíticos, tienen una potencia que varía entre 600 m. en la zona nororiental y unos 140 m. en la meridional.

1.2.2.3 Calizas, dolomías y magnesitas. Caliza de Cándana (CA_{1c} y CA_{1mg})

El nivel carbonatado de Cándana se presenta en esta Hoja con una continuidad total, aunque con fuertes cambios de facies y espesor.

La potencia máxima (70 m.) se alcanza al Este, en la zona de Toldaos (X=311.000; Y=915.300) a Vilavella (X=311.500; Y=911.850), donde está compuesta por calizas de color gris con laminación paralela, que hacia la base y a veces también en el techo presentan intercalaciones de pizarras verdes, calcoesquistos y niveles dolomíticos.

En el Sur el espesor disminuye gradualmente. En la cantera de Cada monte (X=302.190; Y=906.640), cerca de Mao, son 40 m. de calizas grises y blancas con algunos niveles dolomíticos, que reposan encima de una alternancia de pizarras, calcoesquistos y bancos finos de caliza y dolomía.

El espesor sigue decreciendo hacia el Oeste al mismo tiempo que aumenta el contenido en magnesio, siendo ya magnesita en Bardaos. Al oeste de Bardaos, en la cantera de Santalla Norte (X=293.310; Y=904.980), presenta 14 m. de magnesita con un bandeado fino, en tonos blancos, amarillentos y rosados, con algunos niveles grises hacia el techo. La muestra recogida aquí suministra un contenido en MgO del 33,38 por 100. En la cantera principal de Vila de Mouros (X=292.500; Y=905.340) el espesor es similar y el contenido en MgO es del 45,62 por 100 en el centro del banco, que es donde mayor es siempre, haciéndose más dolomítico hacia el techo y muro. Más al Oeste, en Rubián de Cima (X=290.000; Y=905.650), el espesor es algo menor, pero el contenido en MgO es

todavía muy elevado: 44,14 por 100. A partir de ahí, hacia el NO. disminuye rápidamente el contenido en magnesio, y en Cabanas (X=287.550; Y=909.300) es una caliza gris con un espesor visible de unos 5 m.

Por encima del nivel principal, a 55 m., según un sondeo realizado por la compañía que explota la magnesita aparece otro nivel, lenticular (mg), de magnesita denominado nivel satélite.

Este está bien representado en la cantera de Santalla Sur (X=293.220; Y=904.800) donde se compone de magnesita rosada en la base y amarillenta con bandas grises en el techo con una potencia de 2,5 m. y con un contenido en MgO de 42,55 por 100. A la altura de Vila de Mouros, y según el citado sondeo, el espesor del nivel satélite es de casi 5 m.

La magnesita, al igual que la caliza, está siempre muy recristalizada, siendo difícil encontrar restos de estructuras sedimentarias, fuera de una laminación paralela que debe buena parte de su paralelismo a la intensa deformación sufrida.

Sobre el origen de la magnesita, se ha discutido ampliamente, sobre todo por GOMEZ DE LLARENA (1959), y GUILLOU (1970) y más recientemente por DOVAL (1975).

Los referidos autores están de acuerdo en que la génesis de la magnesita es sedimentaria. Según DOVAL (1975), lo más probable es que la magnesita no precipite directamente, sino en forma de carbonatos de magnesio hidratados (hidromagnesita y nesquehonita) en un lago o laguna con aguas fuertemente desequilibradas en Mg con respecto al Ca, debido a que quedan durante largas temporadas aislados del mar por una barrera material o hidrodinámica.

La hipótesis de una deposición en un lago o laguna o golfo intermitentemente cerrado o con comunicación restringida con el exterior es compartida también por GUILLOU (1970) y RABU (1977), quien piensa que estaría próxima a un dominio emergido en aquel tiempo.

Posteriormente, durante la diagénesis, los carbonatos de magnesio hidratados, junto con aragonito, se transforman en dolomía y magnesita, siendo recristalizados y quizá algo removilizados durante el metamorfismo hercínico (DOVAL, 1975).

1.2.2.4 Cuarcitas y pizarras. Cuarcita de Cándana superior (CA₁q₂)

Aparece esta formación bien representada en ambos flancos del sinclinal de Baralla, en la esquina nororiental de la Hoja, con un espesor de 180 m.

En la mitad Sur no se puede diferenciar como un nivel cartografiable. Se supone que corresponde a la parte superior de lo que se ha representado como Pizarras de Cándana, ya que allí son bastante abundantes las capas de arenisca.

Petrográficamente, las cuarcitas están constituidas por una serie de granos de cuarzo recristalizados, con textura granoblástica.

Cuando tienen micas se observa una textura esquistosa y, en ocasiones, el cuarzo presenta textura en mortero.

Además del cuarzo, se encuentran en mayor o menor abundancia, según el tipo de roca, moscovita, sericita, clorita, y como accesorios circón, apatito, turmalina y óxidos de hierro.

En las cuarcitas es frecuente encontrar laminación cruzada y *flaser bedding*, y en las intercalaciones de cuarcitas y pizarras abundan estructuras del tipo de laminación ondulante y lenticular.

El tipo de depósito es de plataforma de poca profundidad con aporte abundante de materiales detríticos.

Según CAPDEVILA (1969), estas cuarcitas están más evolucionadas sedimentológicamente que las de Cándana inferior.

1.2.2.5 Pizarras arcillosas y arenosas, areniscas, calizas lenticulares y ampelitas. Capas de tránsito (CA₁p₂, c y ap)

En la zona noreste de la Hoja, esta serie se compone de pizarras gris verdosas y verdes que alternan con niveles de areniscas del mismo color. Hacia el techo las areniscas pasan a tener un tono rosado y presentan con mucha frecuencia estructuras sedimentarias del tipo *ripple marks*, *flaser bedding* y granoclasificación.

Intercaladas en la serie, a diferentes alturas, aparecen una serie de bancos de calizas gris (c), frecuentemente con laminaciones, con espesores que oscilan entre 0,5 y 15 m.

Las areniscas están constituidas por cuarzo, sericita, plagioclasa, clorita, turmalina, circón y óxidos de hierro, que en parte pueden provenir de la alteración de glauconita.

En los términos pizarrosos predominan clorita, sericita y cuarzo.

La textura es esquistosa, conservándose en las areniscas restos de la textura original.

La potencia de la serie al noreste es de unos 250 m. En la mitad meridional del mapa el espesor disminuye a unos 90 m., las intercalaciones calcáreas se tornan más delgadas y menos abundantes y aparece un nivel guía de ampelitas ferruginosas (ap) que con una potencia de 20 a 30 m. atraviesa la Hoja de Este a Oeste hasta estrellarse con la falla de Vivero.

1.2.2.6 Dolomías, calizas, areniscas y pizarras. Miembros inferior y parte del medio de la Caliza de Vegadeo (CA₁d)

Se ha separado esta serie solamente en el área nororiental del mapa, ya que es donde únicamente se halla representada.

Se compone de una alternancia de calizas grises claras y oscuras en bancos de hasta 10 m., pizarras verdes, areniscas rosas con *ripple marks* y estratificación cruzada, calcoesquistos, dolomías amarillas o marrones en bancos poco potentes (0,1 a 3 m.) y pizarras dolomíticas.

El espesor total de la serie es de unos 65 a 80 m.

Este nivel se correlaciona con el miembro inferior (v_1 : calizas, calcoesquistos y pizarras) y la parte inferior del miembro medio (v_2a : Dolomías amarillas y marrones con pizarras dolomíticas) descritos por ZAMARREÑO et al. (1975) en la región de Ponferrada.

Las pizarras, areniscas y calizas son similares a las descritas en las Capas de Tránsito (CA_{1p2}).

Las dolomías están muy recristalizadas, habiendo perdido todo resto de la estructura primitiva.

En opinión de ZAMARREÑO et al. (1975), la dolomitización es epigenética.

1.2.2.7 Calizas grises. Caliza de Vegadeo (CA_{1-3c})

Esta formación, definida por BARROIS (1882) con el nombre de «Caliza de la Vega», se encuentra ampliamente representada en la Hoja.

Como ya se ha visto en el apartado anterior, los tramos inferior y parte del medio definidos por ZAMARREÑO et al. (1975) se encuentran en la zona nororiental de la Hoja.

En esa misma zona, sobre los niveles dolomíticos reposan una serie de bancos compactos de caliza gris, algunos dolomíticos, con un espesor de 60 a 70 m., que son equiparables a la parte superior del miembro medio (v_2b) y a la parte inferior del miembro superior (v_3a), definidos por ZAMARREÑO et al. (1975) en la región de Ponferrada.

Encima aparece una serie de niveles dolomíticos y calcoesquistos de unos 5 m. de espesor (corresponden al miembro v_3b de los citados autores).

En el área meridional de la Hoja no ha sido posible diferenciar tan claramente los niveles debido a que las dolomías aparecen intercaladas en la serie y con frecuencia en el techo de la formación (MATTE, 1968).

La variación de potencia que presenta la caliza de Vegadeo en esta zona resulta sorprendente. De unos 200 m. al Este ha disminuido de potencia al mismo tiempo que aumenta su contenido en magnesio, pasando a no tener más de 15 m. en la zona Novelín ($X=296.200$; $Y=902.550$) donde es totalmente dolomítica ($MgO=20,70$ por 100). Continúa igual, con menor potencia aún, hacia el Oeste.

En cuanto a la edad, fiándose siempre de la correlación con la región de Ponferrada, sería del Cámbrico Inferior la mayor parte de la formación. Únicamente el miembro superior, que ZAMARREÑO et al. (1975) correla-

cionan con el miembro superior de la formación Láncara en la zona cantábrica por la microfacies (abundancia de restos de equinodermos y trilobites), pertenecería al Cámbrico Medio.

1.2.2.8 Pizarras y areniscas verdosas y amarillentas. Capas de Riotorto (CA₂)

Pueden definirse dos miembros dentro de esta formación: El inferior, constituido por areniscas rosadas y amarillentas, pizarras verdes y un nivel lenticular de cuarcita de unos 6 m., y el superior, más potente, que consiste en una alternancia de pizarras verdes y areniscas o siltitas amarillentas.

Las areniscas se componen de cuarzo fundamentalmente, junto con feldespato potásico, plagioclasa, clorita, moscovita y sericita, y como accesorios, turmalina, circón, leucoxeno y óxidos de hierro.

Las estructuras sedimentarias que indican un origen muy poco profundo, son abundantes: laminación cruzada de bajo ángulo, laminación lenticular y ondulante, *flaser bedding* y granoclasificación en niveles muy delgados.

El espesor de las capas de Riotorto en la parte nororiental del mapa es de unos 105 m.

En la zona meridional, esta formación no aparece, descansando las capas de Villamea directamente sobre las calizas y dolomías de Vegadeo. La edad de las capas de Riotorto corresponde al Cámbrico Medio y quizá al Superior (WALTER, 1966).

1.2.2.9 Pizarras, areniscas y cuarcitas. Capas de Villamea (CA₂-O₁p)

Se incluyen dentro del Cámbrico las Capas de Villamea, en virtud de que WALTER (1966) les asigna una edad del Cámbrico Medio y Superior. No obstante, la mayor parte de la formación debe corresponder al Ordovícico más Inferior (Tremadociense).

Petrográficamente, las areniscas se componen de cuarzo, sericita, clorita, plagioclasa muy escasa, y como accesorios turmalina, circón, apatito y óxidos de hierro.

Las pizarras grises suelen tener abundante materia orgánica, llegando a ser ampelíticas en algunos niveles.

Cuando el metamorfismo ha alcanzado el grado necesario se forma cloritoide, que es muy abundante en ciertos tramos.

Se encuentran numerosas estructuras sedimentarias: laminación paralela y cruzada, lenticular, ondulante y *flaser* en las areniscas. Existen intercalaciones de cuarcitas blancas.

La potencia de la formación es de unos 225 m. al sur y seguramente mayor al noroeste, donde no se ha podido calcular por no llegar a aparecer el techo de la formación.

1.2.3 ORDOVICICO (O)

Como queda señalado en el apartado precedente, la mayor parte de las capas de Villamea deben tener una edad ordovicica inferior (Tremadociense).

Sobre la citada formación aparece una serie de bancos de cuarcita que sólo afloran en un pliegue sinclinal, en el Alto de Balbón (X=305.350; Y=902.150), a los que se ha atribuido una edad Arenig, en base a la similitud de facies con otras zonas próximas, aunque no se excluye que pueda ser de edad Tremadociense, al menos la parte inferior.

1.2.3.1 Cuarcitas y pizarras. Cuarcita Armoricana (O₁)

Se asignan a esta formación las cuarcitas del Alto de Balbón, que están compuestas por bancos de ortocuarcitas gris, de hasta 7 m. de espesor, que alternan con otros más finos de cuarcita, arenisca y pizarra gris.

No se observa el techo de la formación, ya que ocupa el núcleo de un sinclinal, por lo que no se puede precisar un espesor total; la potencia visible es de 60 m.

Las cuarcitas están constituidas por cuarzo con textura granoblástica. Como accesorios aparecen turmalina, circón y filosilicatos.

1.3 DOMINIO DEL ANTICLINORIO DEL «OLLO DE SAPO»

El anticlinal del «Olló de Sapo» fue definido por PARGA PONDAL et al. (1964), y la zona que ocupa fue considerada como un dominio externo de la zona IV (Galicia media-Tras os Montes) de MATTE (1968).

Las series correspondientes a este dominio afloran solamente en la esquina suroccidental del mapa, y están separadas de las del Domo de Lugo por una falla normal, de gran salto, aproximadamente paralela a las estructuras, que se sigue sin interrupción hacia el norte hasta la costa Cantábrica.

El porfiroide que da nombre al anticlinorio no llega a aflorar, encontrándose como material más antiguo las pizarras negras con cloritoide e intercalaciones de areniscas y cuarcitas, que en otras áreas próximas descansan encima del «Olló de Sapo».

1.3.1 ORDOVICICO

1.3.1.1 Pizarras negras con cloritoide y niveles de areniscas (CA₂-O_{1p})

Constituyen una alternancia, con predominio de las pizarras, que son equivalentes en edad y en facies a las capas de Villamea descritas en el Domo de Lugo.

No obstante, aquí la edad de toda la formación parece ordovícica, por correlación con la zona de Sanabria, donde MATTE (1968) encontró crucianas ordovícicas algunos metros por encima de la serie porfiroide.

Las areniscas se componen de cuarzo, sericita, clorita, turmalina, circón, apatito y óxidos de hierro.

Las pizarras se caracterizan por la presencia de cloritoide en algunos niveles.

Aunque aquí no se ve el muro de la formación, la potencia en áreas muy próximas de las Hojas de Puertomarín y Monforte de Lemos es de unos 300 m.

1.3.1.2 **Cuarcitas y pizarras. Cuarcita Armoricana (O₁)**

La Cuarcita Armoricana aparece en el núcleo de tres anticlinales que atraviesan la esquina suroeste del mapa.

Se compone de ortocuarcitas blancas, cuarcitas tableadas, areniscas y pizarras grises.

El cuarzo es, con mucho, el componente mayoritario en las cuarcitas. Como accesorios aparecen turmalina, circón, moscovita, clorita, sericita y muy raramente plagioclasa.

La textura es granoblástica, con una esquistosidad marcada por el alargamiento de los granos de cuarzo.

La potencia de la formación es de unos 150 m.

1.3.1.3 **Pizarras gris-azuladas y negras. Pizarras de Luarca (O_{2,3})**

Constituyen una monótona serie de pizarras con alguna intercalación fina de rocas más silíceas.

RIEMER (1966) encontró en la Hoja de Monforte de Lemos fauna clasificable de edad Llanvirniense y Llandeiloense.

Al microscopio se observa que están compuestas por cuarzo, sericita y clorita fundamentalmente, con una textura esquistosa.

Los accesorios son: turmalina, circón, opacos y óxidos de hierro. Tienen algo de materia carbonosa.

Inmediatamente al suroeste de la Hoja, pero ya fuera, se encontró un nivel constituido por hierro oolítico.

La potencia visible de la formación es muy variable, debido a la discordancia Tacónica.

El Silúrico reposa a veces directamente sobre la Cuarcita Armoricana y en otras ocasiones la erosión antesilúrica preservó hasta 250 m. de las Pizarras de Luarca.

Según CAPDEVILA (1969), el espesor alcanza los 1.000 m. en el flanco oriental del anticlinal del «Ollo de Sapo».

1.3.2 SILURICO (S). PIZARRAS, ARENISCAS Y AMPELITAS

El Silúrico en esta zona se compone de pizarras con cloritoide oscuras, ampelitas, areniscas ferruginosas, siltitas, cuarcitas blancas en niveles muy finos intercaladas con pizarras grises, cuarcitas negras y algunos niveles de liditas negras.

El espesor visible de la serie es superior a 500 m.

RIEMER (1966) encontró, al sur de la zona, abundante fauna que abarca desde el Birkhill Inferior, es decir, el Silúrico más Inferior, al Ludlow.

El Silúrico reposa discordantemente sobre diferentes tramos del Ordovícico.

Esta discordancia se interpreta como debida a movimientos epirogénicos acompañados de erosión, que corresponden a una fase Tacónica.

1.4 Terciario (T)

Los depósitos terciarios estudiados en la Hoja, se encuadran dentro del dominio de las cuencas terciarias de Galicia oriental. A excepción de los sedimentos de la cuenca de Sarria (que constituyen el mayor y más importante afloramiento terciario) el resto de estos depósitos se distribuyen de un modo irregular, salpicando de afloramientos de pequeña extensión, prácticamente la mitad O. de la superficie de la Hoja. Su acumulación pudo realizarse en algunas zonas en cuencas aisladas, algunas de muy pequeñas dimensiones. Estas manchas terciarias se sitúan en cotas que oscilan entre algo menos de 400 m. y 740 m.

Han sido estudiados con anterioridad por BIROT y SOLE (1954), NONN (1966), BRELL (1972), BRELL y DOVAL (1975) y VIRGILI Y BRELL (1975), aunque de un modo general, englobados dentro de trabajos regionales sobre el entorno gallego, por lo que éstos, lógicamente, adolecen de la precisión puntual que exige un trabajo más concreto como el presente.

Para una mayor claridad en la exposición de las características litológicas, texturales y de composición de estos depósitos se han separado de la siguiente manera:

Cuenca de Sarria, Cuenca de Monforte, Cuencas de Villamayor, Oural y Teibillid y afloramientos aislados terciarios.

1.4.1 CUENCA DE SARRIA

Ocupa una superficie de unos 50 Km² en la parte central de la mitad norte de la Hoja. La cuenca continúa hacia el N. en la Hoja de Baralla (08-07), recubriendo un área entre la mitad y la tercera parte de la mencionada para esta Hoja.

Corresponde a una marcada depresión morfológica, por la que discurre

el río Sarriá. Fisiográficamente son formas suaves en los relieves dominantes y planas en los fondos de valle. Representa la zona más baja del área estudiada.

Los materiales que la componen han sido divididos en dos litofacies, cuya separación se realiza en campo sin dificultad. Las capas puede decirse que son horizontales o subhorizontales, ya que no se han observado basculamientos apreciables.

1.4.1.1 Margas, margas calcáreas, arcillas margosas y calizas margosas. Facies inferior (Tm y c)

Tiene una escasa representación dentro de la Hoja. Se localiza en su borde N. y corresponde al Miembro Armea de BRELL (1972).

Está compuesta por una alternancia de arcillas, arcillas margosas, margas y calizas margosas de colores rojos, rosas, verdes y blancos. A veces existe una pequeña fracción arenosa que se mezcla en estos materiales.

Las capas competentes que corresponden a las margas calcáreas y especialmente a las calizas margosas, dan lugar a pequeños resaltes topográficos que destacan en la serie. La más importante de estas capas es la que se ha diferenciado en la cartografía con la nomenclatura «c» y que representa el techo de esta facies inferior. El espesor máximo visible es de unos 20 m.

Los análisis mineralógicos que se han realizado en la fracción comprendida entre 0,5 y 0,05 mm. han dado una asociación de minerales pesados de: turmalina (38,5-21,0 por 100) y biotita (18,5-4,5 por 100) como dominantes. La fracción ligera está compuesta por cuarzo (65,5-50,0 por 100), plagioclasa (29,5-16,5 por 100) y feldespato potásico (12,5-8,0 por 100), como minerales abundantes. Existe un importante porcentaje (59-5-47,0 por 100) de opacos naturales.

Las granulometrías realizadas sobre muestras arcillo-arenosas han dado como resultados una clasificación entre pobre y moderada, y un predominio de los tamaños finos y muy finos en la fracción arena.

La fracción fina de estos sedimentos está compuesta por illita-moscovita (90,0-60,0 por 100) y caolinita (24,0-10,0 por 100). Ocasionalmente se ha encontrado montmorillonita en alguna muestra con porcentajes de hasta el 20,0 por 100.

1.4.1.2 Arenas, arcillas y gravas. Facies superior (Ta)

Pertenece a ella la mayor parte de los sedimentos de la cuenca. En muchos puntos se encuentra recubierta por las terrazas y fondos de vaguada de la red hidrográfica. Corresponde al Miembro de Fuenteabuín de BRELL (1972).

Sus materiales, fundamentalmente detriticos, están compuestos por arcillas, arcillas arenosas, arenas y gravas de cuarzo, pizarra y arenisca con matriz arcillo-arenosa. Los colores son principalmente rojos. Aisladamente se ha localizado en un punto (X=299.400; Y=919.350), un nivel calcomargoso similar a los de la facies inferior, de espesor y extensión lateral reducidos. También existen niveles de areniscas cementados, como en Seteventos (X=301.390; Y=916.600) y Castillo de los Infantes (X=297.840; Y=913.280, por ejemplo. Cabe también citar la facies de borde de cuenca compuesta por gravas angulosas y muy heterométricas de pizarra, arenisca y cuarzo con matriz arcillo-arenosa roja.

Estos materiales descansan sobre la facies inferior, aparentemente de un modo concordante, aunque según BRELL (1972) existe una laguna estratigráfica entre ambos. Su espesor resulta difícil de precisar, aunque con seguridad debe sobrepasar los 40 m.

El estudio mineralógico de la fracción comprendida entre 0,5 y 0,05 mm. ha dado para los minerales pesados una asociación compuesta por biotita (59,5-8,5 por 100) y turmalina (17,5-3,5 por 100), y para los ligeros, de cuarzo (58,5-34,5 por 100), biotita (46,5-12,5 por 100) y feldespato potásico (21,0-4,0 por 100) como minerales abundantes. Existen también porcentajes importantes de opacos naturales (55,0-18,0 por 100) y opacos de alteración (11,0-2,0 por 100).

La granulometría de los sedimentos arenosos revela unos materiales moderadamente clasificados, en donde predominan los tamaños medios y finos.

La fracción fina está compuesta principalmente por los siguientes minerales de arcilla: illita-moscovita (90,0-30,0 por 100), caolinita (40,0-10,0 por 100) y montmorillonita ocasionalmente en porcentajes importantes (60,0-12,0 por 100).

1.4.2 CUENCA DE MONFORTE. ARCILLAS, ARCILLAS ARENOSAS, GRAVAS, ETC. (T)

Dentro de esta denominación se incluye una serie de afloramientos situados en el ángulo SO. de la Hoja, que corresponden al borde septentrional de la cuenca de Monforte, la cual adquiere su principal desarrollo en la Hoja inferior (Monforte de Lemos, núm. 08-09).

Son fundamentalmente arcillas, arcillas arenosas, arenas, gravas y gravillas de tonos rojos, por lo general. Existen aisladamente niveles cementados por carbonatos.

Las gravas son de cuarzo, pizarra y arenisca, con matriz arcillo-arenosa roja. Los cantos van de subredondeados a angulosos. A veces estas gravas tienen un aspecto similar a la facies de borde mencionada en el apartado anterior.

El espesor máximo observado de estos materiales dentro de la Hoja es de 10 m.

El estudio de la fracción comprendida entre 0,5 y 0,05 mm. de estos sedimentos determina para los minerales densos una alteración elevada, siendo la mayor parte óxidos de hierro; también se observan fragmentos de rocas metamórficas, opacos de alteración y granos aislados de turmalina, circón y epidota. La fracción ligera está compuesta por numerosos fragmentos de roca alterados y cuarzo, que está muy impregnado por óxidos de hierro.

Los minerales de la arcilla que componen estos sedimentos son fundamentalmente caolinita (50,0-40,0 por 100) e illita-moscovita (60,0-50,0 por 100).

1.4.3 CUENCAS DE VILLAMAYOR, OURAL Y TEIBILLID. ARCILLAS, ARCILLAS ARENOSAS, ARENAS, ETC. (T)

Se describen en este apartado los afloramientos de Villamayor, Oural y Teibillid conjuntamente, por presentar una serie de características comunes entre ellos.

Las tres son de pequeña extensión (no supera ninguna los 5 km²) y quizá pudieran haberse desarrollado aisladamente.

Se sitúan dentro del cuadrante SO. de la Hoja, siendo el más occidental el de Villamayor y el más oriental el de Teibillid.

Litológicamente se componen de arcillas, arcillas arenosas y arenas que a veces engloban cantos de cuarzo y pizarra angulosos y subangulosos. Localmente existen niveles de gravas y gravillas.

Los colores de estos depósitos son fundamentalmente rojos. Localmente existe una serie de colores acompañantes, tales como marrón y gris (C. de Teibillid), verde y gris (C. de Oural) y azul y amarillo (C. de Villamayor).

Cabe citar también unas gravas de cuarzo, subangulosas a subredondeadas con centil en 50 cm., que recubren frecuentemente estos depósitos. Raramente se encuentran «in situ» (X=291.600; Y=907.700), quedando en la mayoría de los casos representadas por un canturreal superficial.

Es frecuente observar también venillas y nódulos de carbonatos de color blanco, así como niveles cementados por éstos.

El espesor de estos depósitos es de unos 4 m. en el afloramiento de Teibillid, 11 m. en el de Oural y 10 m. en el de Villamayor.

El estudio de los minerales pesados, comprendidos en la fracción de 0,5 a 0,05 mm. en el afloramiento de Oural, revela la existencia de turmalina (29,0 por 100) como mineral más abundante; en los minerales ligeros domina el cuarzo (32,5 por 100), seguido por la plagioclasa (29,0 por 100), moscovita (20,5 por 100) y feldespato potásico (18,0 por 100). Existe también un porcentaje elevado (59,0 por 100) de opacos naturales.

Respecto a los minerales de la arcilla que contienen estos sedimentos, destaca su gran uniformidad, predominando la illita-moscovita (75,0-50,0 por 100) sobre la caolinita (30,0-8,0 por 100). En el afloramiento de Teibillid se ha observado una proporción importante de montmorillonita (42,0 por 100), que no se correlaciona con las demás.

1.4.4 AFLORAMIENTOS AISLADOS TERCIARIOS. GRAVAS Y ARCILLAS (T)

Bajo esta definición se incluyen todos aquellos depósitos que, por su situación morfológica y por sus características litológicas, representan restos de las facies de borde de las diferentes cuencas terciarias descritas anteriormente.

Concretamente se refiere a una serie de afloramientos que se sitúan aproximadamente en el centro de la Hoja, en cotas comprendidas entre 600 m. y 740 m., y con una pequeña representación superficial, generalmente. Litológicamente se caracterizan por estar compuestos de gravas angulosas y subangulosas, fundamentalmente de pizarra, con matriz arcillo-arenosa, roja. Alternando con éstas existen niveles arcillosos rojos en menor proporción que las gravas. Localmente se han localizado niveles cementados de areniscas y conglomerados, como en Gontán (X=300.345; Y=910.515).

Se observa una similitud evidente entre estos depósitos y los descritos como facies de borde de la litofacies superior de la cuenca de Sarriá.

Su espesor es pequeño, no habiéndose observado valores que sobrepasen los 4 m.

Los minerales de la arcilla que contienen los niveles arcillosos y la matriz de las gravas, son fundamentalmente illita-moscovita (55,0 por 100), montmorillonita (30,0 por 100) y caolinita (15,0 por 100).

1.4.5 EDAD DE ESTOS MATERIALES

No se han encontrado hasta el momento restos fosilíferos que daten estos depósitos, por lo que los criterios utilizados por los autores que los han estudiado, se han basado en métodos indirectos más o menos precisos, que han sido, en síntesis: correlaciones mineralógicas, litológicas y de posición morfológica, con otros sedimentos cronológicamente conocidos, como los de las cuencas de Roupár y Puentes de García Rodríguez (datados palinológicamente por MEDUS, 1965) y los de la submeseta norte castellana.

Así, VIDAL BOX (1941) data como terciarios todos estos depósitos que jalonan las cuencas de los ríos Sil y Miño.

La facies inferior de la cuenca de Sarria (Miembro Armea de BRELL) es asignada por LUCAS y col. (1963) al Mioceno Inferior, al igual que

BRELL (1972), que se basa en una secuencia cronológica establecida por él, en función de los minerales de la arcilla contenidos en el sedimento. Sin embargo, NONN (1966), también siguiendo el criterio de aparición de minerales de la arcilla, data como Oligoceno a esta facies inferior, ya que en ella encuentra attapulgita.

Para la facies superior de la cuenca de Sarria (Miembro de Fuenteabuín de BRELL), BIROT y SOLE (1954) piensan en una edad de Mioceno Superior, que no coincide exactamente con la dada por BRELL (1972), que sería del Mioceno Superior o Plioceno Inferior. Para NONN (1966) estos materiales representarían el Mioceno.

Respecto a la cuenca de Monforte, de la cual sólo aflora en la Hoja parte de su borde septentrional, BIROT y SOLE (1954) le asignan una edad Mioceno Medio por analogía con la región de León. BRELL (1972) coincide con estos autores, siguiendo el criterio de los minerales de la arcilla, y NONN (1966) se limita a encuadrarla en el Mioceno.

Sobre la edad de los materiales que componen los pequeños afloramientos de Villamayor, Oural y Teibillid, no existen citas bibliográficas concretas. Utilizando los criterios seguidos por los autores citados anteriormente (secuencia cronológica de los minerales de la arcilla, similitud litológica con otras cuencas y posición morfológica) cabe pensar en una edad de Mioceno Superior-Plioceno Inferior para estos depósitos.

Por último y referente a los afloramientos aislados mencionados en el apartado 1.6.4, ocurre algo muy similar a lo descrito en el párrafo anterior. Siguiendo los mismos criterios se puede pensar en una edad Mioceno Superior-Plioceno Inferior para éstos.

1.5 PLIOCUATERNARIO (T₂Q)

Bajo esta denominación se definen unos depósitos que se sitúan sobre la litofacies superior de la Cuenca de Sarria, en el «Cha de Santa María».

Dan lugar a una clara mesa morfológica de cota media 500 m., rodeada por los ríos Sarria y Gállego.

Están compuestos fundamentalmente por gravas de cuarzo, arenisca y pizarra muy alterada con matriz arcillo-arenosa pardo-amarillenta o pardo-rojiza. Intercalados en las gravas existen niveles de arenas lenticulares.

Los cantos que componen las gravas son subredondeados principalmente y a veces presentan rubefacción. Localmente se ha observado un ordenamiento del depósito. El centil es de 30 cm. en cuarcita y el tamaño medio oscila entre 5 y 7 cm.

Estos sedimentos se sitúan sobre los materiales de la litofacies superior de la Cuenca de Sarria discordantemente, separándoles una clara cicatriz erosiva. El espesor que se les puede suponer es de 4-5 m. como mínimo.

El estudio de la fracción comprendida entre 0,5 y 0,05 mm. de estos

materiales revela que la mayor parte de los granos de la fracción densa son hidróxidos de hierro que proceden de la alteración de fragmentos de roca o de minerales. También se observan algunos granos de ilmenita casi totalmente alterados a leucoxeno, así como cristales aislados de epidota, circón y turmalina. La fracción ligera presenta principalmente cuarzo con formas irregulares, muy impregnado por óxidos de hierro y numerosos óxidos de hidróxidos de hierro productos de alteración de otros minerales o rocas.

Granulométricamente, las arenas presentan una clasificación moderada con predominio de los tamaños medios.

El estudio de los minerales de la fracción fina presentan como principales a la caolinita (50,0 por 100), illita-moscovita (25,0 por 100) y montmorillonita (25,0 por 100).

La falta de hallazgos fosilíferos, junto con la ausencia de citas bibliográficas concretas sobre estos materiales, impiden una datación más concreta de los mismos.

1.6 CUATERNARIO (Q)

Se han distinguido y cartografiado diversos depósitos de vertientes y accionamiento fluvial. El recubrimiento por este conjunto de formaciones superficiales y suelos es importante: Los depósitos aluviales, el coluvionamiento, los procesos de alteración y edafización actuales o paraactuales, junto con el suelo vegetal cubren de una forma casi continua al país que enmarca la Hoja.

Los antecedentes bibliográficos sobre el Cuaternario de la región son escasos y de valor general. Se han utilizado los tratados de geografía de SOLE SABARIS (1951) y LAUTENSACH (1967) y como trabajos más específicos, las investigaciones geomorfológicas sobre el país gallego de BIROT y SOLE SABARIS (1954) y NONN (1966).

1.6.1 PLEISTOCENO (Q₁)

1.6.1.1 Terrazas (Q₁T₁, Q₁T₂)

Corresponden a los niveles de terraza dejados por el río Sarriá, que han sido diferenciados y cartografiados. Se localizan exclusivamente en la parte central del tercio norte de la Hoja (Cuenca de Sarriá).

Concretamente se han separado dos niveles: uno a +6—8 m. y otro a +15—16 m. sobre el cauce actual del río.

Se componen fundamentalmente de gravas de cuarzo, areniscas y pizarra, subredondeadas a subangulosas, empastadas en una matriz areno-arcillosa marrón. Intercaladas a modo de niveles lenticulares, existen arenas generalmente de grano grueso a medio que a veces poseen una cierta

proporción de limo y arcilla. Los tamaños medios de las gravas oscilan entre 2 y 4 cm.

Sólo se han encontrado dos cortes donde los materiales de la terraza inferior pueden ser observados «in situ» (X=297.900; Y=917.800) — (X = 297.800; Y = 916.420).

El espesor de estos depósitos es pequeño por lo general. El corte de Carricova (X=297.900; Y=917.800) revela un espesor de 4 m. para la terraza de +6—8 m. en ese punto.

El estudio del contenido en minerales densos y ligeros para la fracción comprendida entre 0,5-0,05 mm. de la terraza inferior, da para los primeros un 8 por 100 de turmalina como mineral abundante y para los segundos un 74 por 100 de cuarzo, un 10 por 100 de plagioclasa y un 9 por 100 de biotita. Existen importantes porcentajes de opacos naturales (60,0 por 100) y opacos de alteración (24,0 por 100).

1.6.2 HOLOCENO (Q₂)

1.6.2.1 Llanuras aluviales y fondos de vaguada (Q₂A1)

Las llanuras aluviales sólo tienen un desarrollo destacable en el área de la cuenca de Sarria, en donde tanto el río Sarria como sus afluentes en esta zona, discurren más libremente que en el resto de la Hoja.

Están compuestas fundamentalmente por gravas de cuarzo, pizarra y arenisca redondeadas a subredondeadas y arenas generalmente de grano grueso a medio, en una matriz limo-arcillosa parda.

El espesor de estos depósitos resulta difícil de precisar, pero cabe pensar en valores bajos, como es tónica general en toda la región.

Respecto a los rellenos de fondo de vaguada, son frecuentes éstos en gran número de arroyos y cauces secundarios de la red hidrográfica. En general, son materiales poco evolucionados procedentes del entorno cercano por el que discurre el curso de agua correspondiente. Su espesor es pequeño.

1.6.2.2 Coluviones y conos de deyección (Q₂C, Q₂Cd)

Representan los depósitos típicos del modelado de los interfluvios en la zona de estudio.

Los coluviones son formaciones que tapizan buena parte de la superficie de la Hoja. Sus espesores pueden ser importantes, sobrepasando en algún punto los 3-4 m. Los materiales coluvionares, angulosos, con características poligénicas o monogénicas, se presentan muy a menudo con aspecto estratificado y homométrico engastados en una matriz limo-arcillo-arenosa.

Los conos de deyección no tienen un desarrollo importante dentro de

la Hoja. Se limitan a unos depósitos de extensión pequeña, colocados en los finales de algunos arroyos de marcada pendiente.

1.6.2.3 Indiferenciado (O₂I)

Se han definido bajo este término aquellos depósitos cuaternarios que ocupando una forma plana y amplia del relieve no pertenecen a ningún curso fluvial o a cualquiera de los otros tipos diferenciados anteriormente.

Corresponden principalmente a suelos grises u oscuros, ácidos, con materia orgánica y temporalmente húmedos o encharcados, que suelen englobar cantos poco evolucionados.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Las estructuras que conforman la disposición de las capas en la Hoja, pertenecen al anticlinal tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarriá (MATTE, 1968), en la mayor parte de su superficie y en la esquina inferior izquierda al anticlinorio del «Olla de Sapo».

Ambas estructuras fueron producidas durante la primera fase de deformación hercínica y retocadas por las fases posteriores.

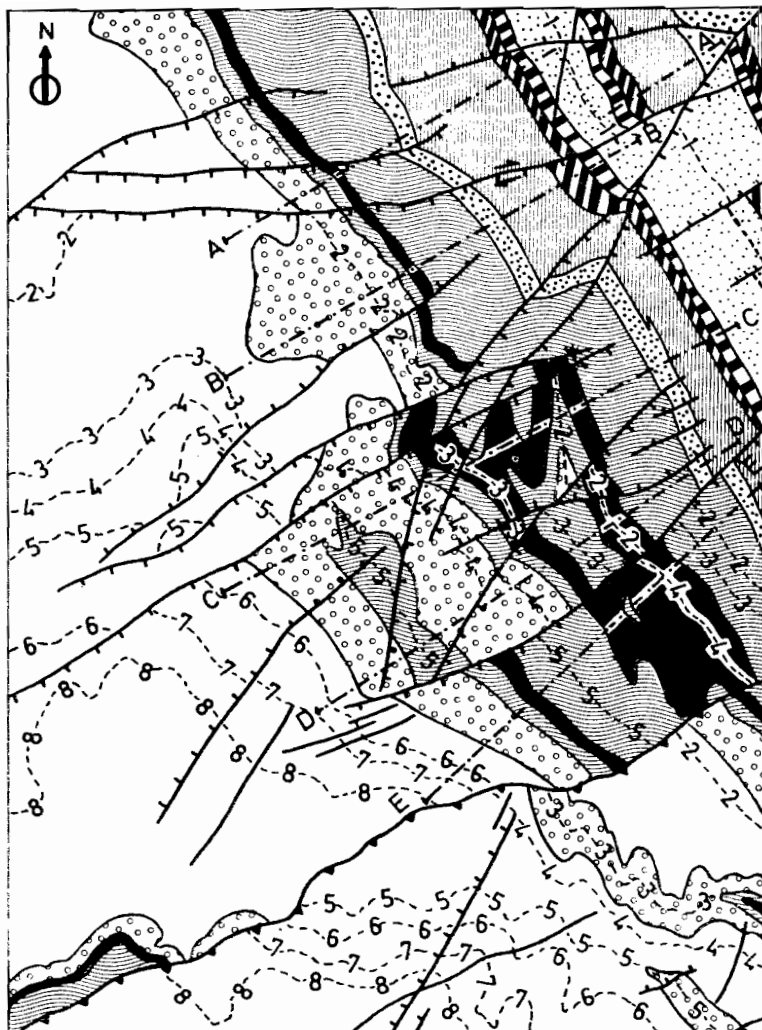
Los dos dominios, que además de sus diferencias estratigráficas, presentan diferencias de orden estructural, están separados por una falla normal, cuya traza es paralela a la de los pliegues principales y que se continúa sin interrupción desde la costa cantábrica (Vivero) hasta la Sierra del Caurel. Se designa con el nombre de Falla de Vivero (MARTINEZ CATALAN et al., 1976).

Se describen en este capítulo las características geométricas de las estructuras mayores y las relaciones entre las diferentes fases que las han formado, para a continuación pasar a la descripción de las estructuras menores y su tratamiento estadístico, finalizando con una descripción de las principales fracturas.

2.2 MACROESTRUCTURAS

2.2.1 DOMO DE LUGO

Se distinguen ocho estructuras importantes de primera fase dentro de este dominio, cuatro sinclinales y cuatro anticlinales.



Escala: 1/100.000

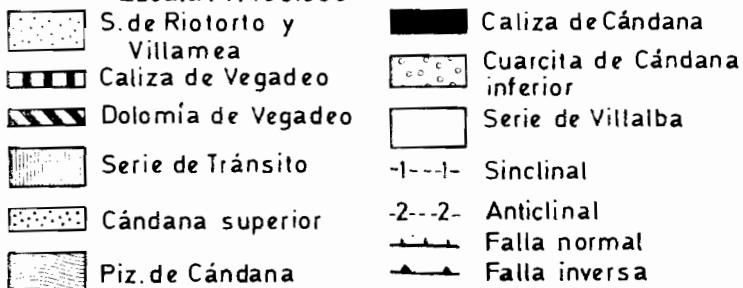
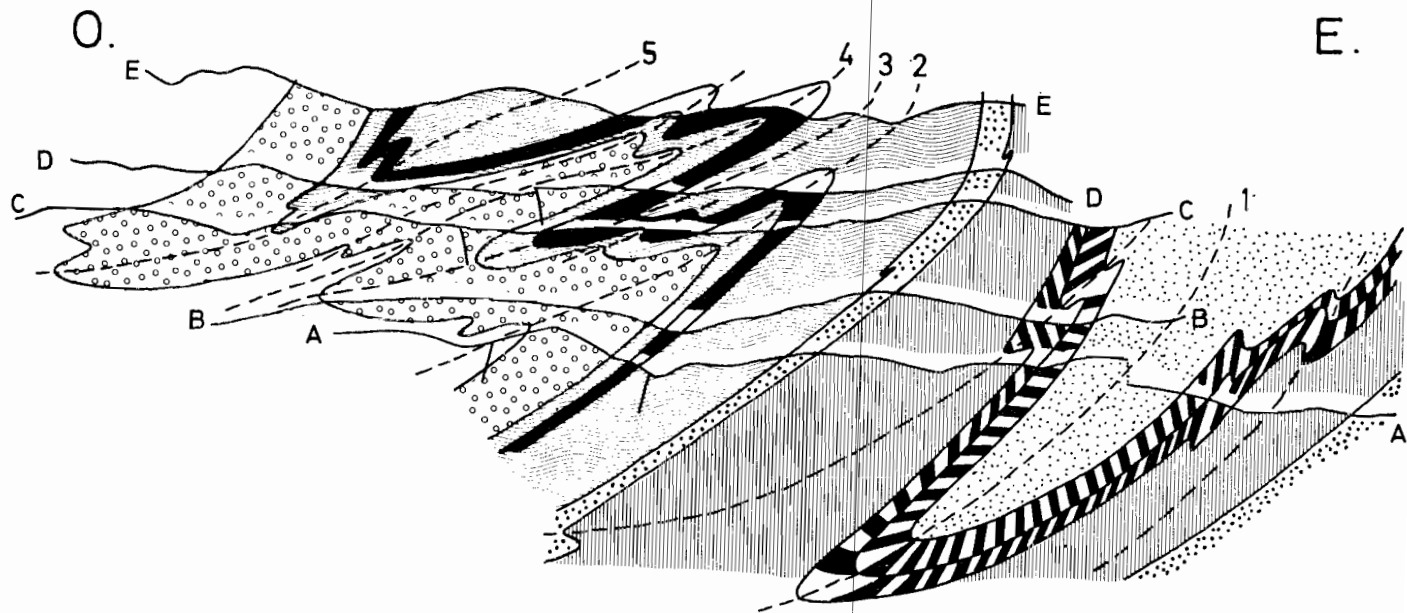


Figura 1.—Esquema geológico de la esquina nororiental de la Hoja, con las trazas axiales de los principales pliegues de fase 1 (pares: anticlinales; impares: sinclinales). Se señalan los cortes realizados para construir la figura 2.



ESCALA HORIZONTAL Y VERTICAL: 1 / 50.000

Figura 2.—Reconstrucción de la estructura en el área nororiental de la Hoja.

En la figura 2 se han representado y numerado las cinco primeras, que afectan al Precámbrico y a su covertera Cámbrica y Ordovícica. La figura 2, es una reconstrucción de la estructura, que ha podido ser realizada gracias al importante juego de bloques que se ha producido aprovechando las fallas y desgarres tardihercínicos.

En efecto, en la parte noreste de la Hoja el juego de las fallas, con saltos de hasta 600 m., permite que la estructura haya sido erosionada a diferentes niveles.

Se ha realizado entonces un corte geológico transversal por cada uno de los bloques (figura 1), y a continuación se ha buscado la mejor manera de encajarlos todos en una estructura que al mismo tiempo sea acorde con lo que se conoce sobre la geometría de los pliegues en esta región, al buzamiento de las capas y al salto de las fallas.

El resultado podría haber sido perfecto en el caso de que las estructuras fueran cilíndricas. Esto no es probable que ocurra, dado que se trata de pliegues bastante tumbados y es fácil que la deformación no haya sido homogénea, dando lugar a charnelas ligeramente curvas.

No obstante, de las medidas de lineación de intersección L_1 se infiere que esa curvatura, caso de existir, es muy pequeña para la esquina nor-oriental de la Hoja.

Otro factor que influye desfavorablemente en la exactitud del corte es el hecho de que las fallas no tienen el mismo salto en todo su recorrido, y sin embargo en la reconstrucción se ha supuesto que éste es prácticamente uniforme.

El resultado, por tanto, no refleja la estructura de una forma exacta, sino aproximada.

Como se observa en la figura 2, existe una serie de pliegues menores asociados; las trazas axiales de algunos de estos pliegues han sido representadas en la cartografía, pero no en el esquema de la figura 1.

El más meridional de todos, dentro del Domo de Lugo, es el sinclinal que pliega las cuarcitas en el Alto de Balbón ($X=306.350$; $Y=902.150$) y su continuación hacia el Oeste.

Como se observa en los cortes geológicos y en la figura 2, las superficies axiales de los pliegues en la zona oriental se tumban progresivamente hacia el Oeste.

La inclinación de la superficie axial en esta zona está en relación con la forma de los pliegues: Son más isoclinales cuanto menor es la inclinación.

Este hecho conduce a la conclusión de que la verticalización progresiva de las estructuras hacia el Este es al menos en parte primaria, producida durante la primera fase de plegamiento, por diferencias en la intensidad de la deformación tangencial.

En la opinión de los autores de la Hoja, la verticalización ha sido exagerada después por la tercera fase de deformación.

Se denomina así a una fase tardía que originó pliegues de tipo *chevron*, *kink bands* y esquistosidad de crenulación con un plano axial que buza sistemáticamente al E. o NE., y que se encuentra muy desarrollada al E., O. y S. del Domo de Lugo, faltando casi completamente en el centro del mismo.

Es la misma que describe MARCOS (1973) como Fase 3 y también MATTE (1968) hace referencia a ella, como fase tardía, atribuyéndole los pequeños pliegues que aparecen en el borde interno del Domo de Lugo.

Además de la variación en la inclinación de la superficie axial, las estructuras de la primera fase tienen en común:

- Una dirección NNO-SSE. en la parte oriental, que pasa a ser aproximadamente E.-O. en la zona central y occidental del Domo.
- Vergencia hacia el N. y NE.
- Los pliegues son más o menos cilíndricos en pequeños dominios, pero a escala de todo el mapa presentan una curvatura bastante acusada en la charnela.
- La semilongitud de onda varía entre 0,5 y 3 km., y la amplitud de 1 a 6 km.
- Presentan esquistosidad de plano axial.
- Los flancos normales están más desarrollados que los inversos. Todos los pliegues forman parte de un anticlinorio mayor, denominado Anticlinal de Sarria (MARTINEZ CATALAN et al., 1976) que es a su vez uno de los que constituyen el Domo de Lugo.
- Su geometría corresponde a pliegues de la clase 1C para las capas competentes, y 3 para las incompetentes, según la clasificación de RAMSAY (1967).

Los pliegues de la primera fase están ondulados posteriormente por una fase tardía. El plano axial de los pliegues tardíos es subvertical. La traza axial de los pliegues tardíos mayores, una sinforma y una antifforma, lleva una dirección N.-S. y es oblicua tanto a la dirección de la esquistosidad S_3 como a la flexión a la que parece que esté asociada dicha esquistosidad.

Por tanto, en la opinión de los autores los pliegues suaves tardíos que configuran la estructura en domo de este dominio no son producto de la misma fase que la esquistosidad S_3 , sino de otra fase, igualmente tardía.

El eje de los últimos pliegues tiene una dirección N.-S. y cabecea hacia el Sur de 12 a 20°.

En la parte oriental del mapa, el ángulo que forman entre sí los ejes de los pliegues principales y de los tardíos es de unos 20° y la interfe-

rencia entre ambos está entre los tipos 2 y 3 de RAMSAY (1967). En el centro y oeste los ejes de ambos sistemas forman un ángulo de 90° y la interferencia es claramente del tipo 2. Debido a esto, la traza axial de la sinforma tardía presenta una distribución «en escalón» en la parte N., donde la figura de interferencia es del tipo 3, o está próxima, pasando a ser continua hacia el S., donde dicha figura es del tipo 2.

La interpretación estructural de detalle del sinclinal de Baralla dentro de la Hoja (ángulo NE.), no coincide con la dada en la Hoja situada al N. (08-07, Baralla) en las proximidades de esta zona, debido a que se asignaron diferentes posiciones estratigráficas a algunos de los niveles calizos que allí afloran.

2.2.2 ANTICLINORIO DEL «OLLO DE SAPO»

Esta estructura alcanza muy escasa representación en la Hoja.

Solamente tres anticlinales de primera fase, en cuyo núcleo aparece el Ordovícico Inferior, afloran en la esquina suroccidental del mapa.

Son pliegues muy apretados, casi cilíndricos, cuyo plano axial buza al O. entre 40° y 50° , y cuyo eje presenta una inmersión hacia el SE. que varía entre 5° y 30° .

La vergencia es hacia el NE., igual que en los pliegues del Domo de Lugo.

La dirección de la traza axial es NO.-SE. La semilongitud de onda es aproximadamente de 1 km. y la amplitud, difícil de calcular, se estima en 1 a 3 km.

Las estructuras están más verticalizadas que en el Domo de Lugo, dominio del que están separadas por la falla de Vivero.

Esta verticalización, en opinión de los autores de la Hoja, es parcialmente primaria, como parece corresponder en esta región a pliegues que se formaron en un nivel estructural superior, aunque solo muy ligeramente: 2 a 3 km., que es el salto en vertical que se estima para la falla de Vivero a partir de estudios gravimétricos (A. CARBO, comunicación personal).

No obstante, consideramos que la causa fundamental de la verticalización es la existencia de una flexión cuya traza es paralela a la de la esquistosidad S_3 , y que podría admitir a ésta como plano axial.

2.3 ESTRUCTURAS MENORES

El estudio de las estructuras menores permite determinar la geometría de las mayores y suministra indicaciones valiosas por lo que respecta a la naturaleza de la deformación.

Describimos a continuación los distintos tipos, que se han clasificado en:

- Esquistosidades.
- Lineaciones.
- Micropliegues.
- «Boudines».

2.3.1 ESQUISTOSIDADES

Se encuentran dos tipos: Esquistosidad de flujo, originada por la primera fase de deformación, y esquistosidad de crenulación, que siempre aparece ligada a fases posteriores.

2.3.1.1 Esquistosidad de flujo (S_1)

Es la superficie de anisotropía más visible en las rocas, en general, junto con la estratificación, salvo en algunos casos en que la crenulación está muy desarrollada.

En los niveles pelíticos se manifiesta por una orientación paralela de los filosilicatos. En las cuarcitas resulta menos aparente y consiste en la deformación y recristalización de los granos de cuarzo, que hace adquirir a estos una orientación preferente.

La esquistosidad de flujo se originó durante la primera fase y ha sido, por tanto, ondulada por las fases posteriores.

En la figura 3 se ha realizado un contaje sobre 100 polos de S_1 dentro del Domo de Lugo. Aunque todos los puntos están bastante agrupados, se distingue una zona con más del 30 por 100, alargada, definiendo un fragmento de una guirnalda que corresponde a que la esquistosidad está muy suavemente ondulada. El polo de esa guirnalda ($178^\circ/16^\circ S.$) marca el eje de los pliegues tardíos medio sobre la superficie de esquistosidad primaria.

2.3.1.2 Esquistosidad de crenulación

Se encuentran dos esquistosidades de este tipo, desarrolladas en diferentes momentos.

Las denotaremos, por orden cronológico, como S_2 y S_3 .

S_2 : Se ha identificado sólo de una forma local, en algunos lugares del extremo meridional del Domo de Lugo y dentro del anticlinorio del Olló de Sapo.

Con frecuencia es muy penetrativa, apareciendo a simple vista como la esquistosidad primaria. Su posición es subhorizontal, buzando hacia el SO. entre 10° y 40° .

No se han identificado macroestructuras que estén en relación con esta esquistosidad, pero sí micropliegues que la admiten como plano axial.

S₃: Esquistosidad de crenulación con un desarrollo más extendido que la anterior. Aparece sobre todo en la cobertera paleozoica y en el Precámbrico de las zonas límites del Domo de Lugo, siendo escasa o débilmente desarrollada en el centro del mismo.

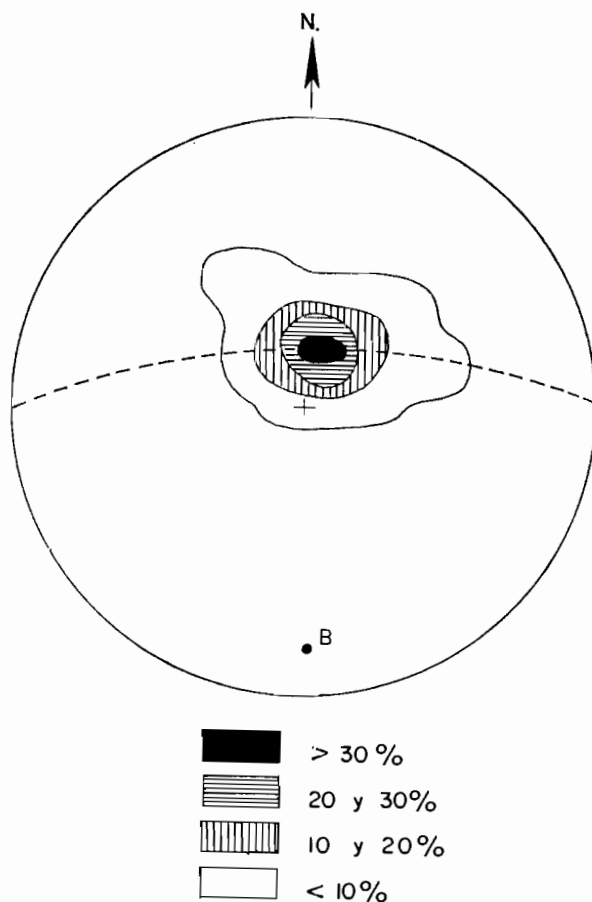


Figura 3.—Proyección de 100 polos de S₁ en el Domo de Lugo. Porcentaje para el 1 por 100 del área. Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior. Se ha marcado el eje de los pliegues tardíos (178°/16°S.) tomando como referencia la esquistosidad primaria.

Con frecuencia aparece asociada a pliegues centimétricos de tipo *chevron* y a mayor escala, se piensa que está en relación con las dos flexiones que dibuja la esquistosidad primaria, una al E. y otra al S. y SO. del Domo de Lugo.

En varias localidades próximas a la falla de Vivero, y concretamente unos 200 m. al S. de Novelín ($X=296.200$; $Y=902.550$), se ha visto que los pliegues producidos durante la tercera fase doblan a la esquistosidad de crenulación S_2 .

En la figura 4 se han representado varios polos de S_3 en el Domo de Lugo.

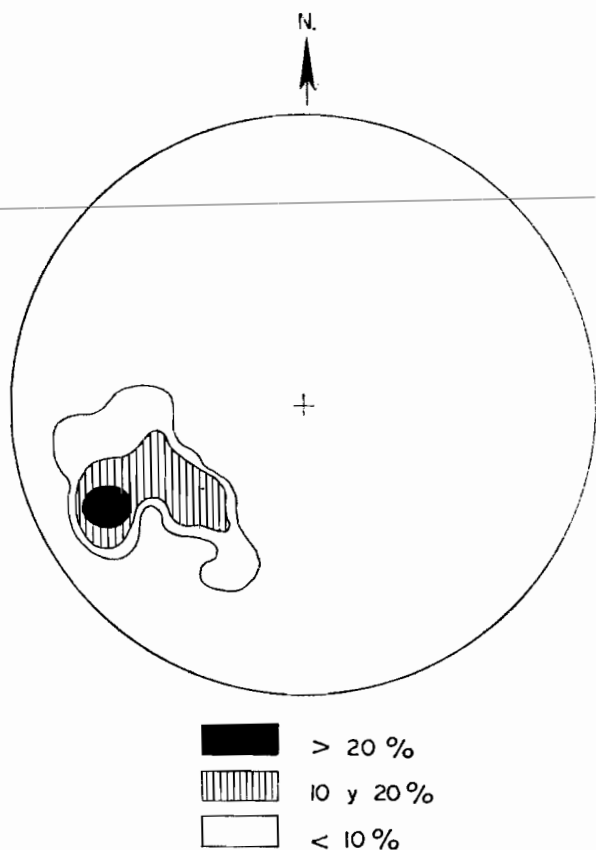


Figura 4.—Proyección de 10 polos de S_3 en el Domo de Lugo. Porcentaje para el 1 por 100 del área. Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior.

2.3.2 LINEACIONES

Se identifican tres tipos de lineaciones:

- De intersección.
- De crenulación.
- Mineral.

2.3.2.1 Lineación de intersección (L_1)

Formada por la intersección de la esquistosidad primaria con las superficies de estratificación.

Es paralela al eje de los pliegues de fase 1.

En la figura 5 se han representado 50 medidas de L_1 tomadas en el Domo de Lugo.

Se aprecia un máximo en la dirección N. 150° E., que corresponde al extremo oriental del mapa, donde más medidas se tomaron, y luego una serie de puntos en direcciones cada vez más próximas a la E.-O., hasta N. 75° E., pertenecientes a la parte central del Domo.

2.3.2.2 Lineaciones de crenulación

Vienen marcadas por las charnelas de los micropliegues que constituyen la crenulación. Geométricamente corresponden a la intersección del plano de la esquistosidad de crenulación con el plano anterior al que crenulan, generalmente la esquistosidad de flujo S_1 .

2.3.2.3 Lineación mineral

Se observa en algunas pizarras que los cristales de biotita han crecido paralelamente unos a otros.

El hecho de que el eje más largo de los cristales se disponga paralelamente, se interpreta como debido a un crecimiento sincinemático, señalando la orientación de los cristales el eje de mayor estiramiento (X) del elipsoide de deformación.

En la Hoja, las direcciones de estiramiento medidas por este método dentro del Precámbrico del Domo de Lugo, resultan ser oblicuas (30° a 40°) a los ejes de los pliegues primarios.

2.3.3 MICROPLIEGUES

Se ha encontrado una serie de micropliegues, que presentan los siguientes caracteres:

- Esquistosidad de plano axial en todos ellos; de flujo si son de primera fase o de crenulación si son de la segunda o tercera.

- Los ejes son paralelos a la lineación de intersección o de crenulación correspondientes.
 - Los de la primera fase son cilíndricos. Los correspondientes a la segunda y tercera no siempre.
 - Geométricamente pueden clasificarse en la clase 1C o 3 de RAMSAY (1967), según que afecten a niveles competentes o incompetentes.
- Los de la fase 3 son casi siempre de tipo *chevron* o *kink*.

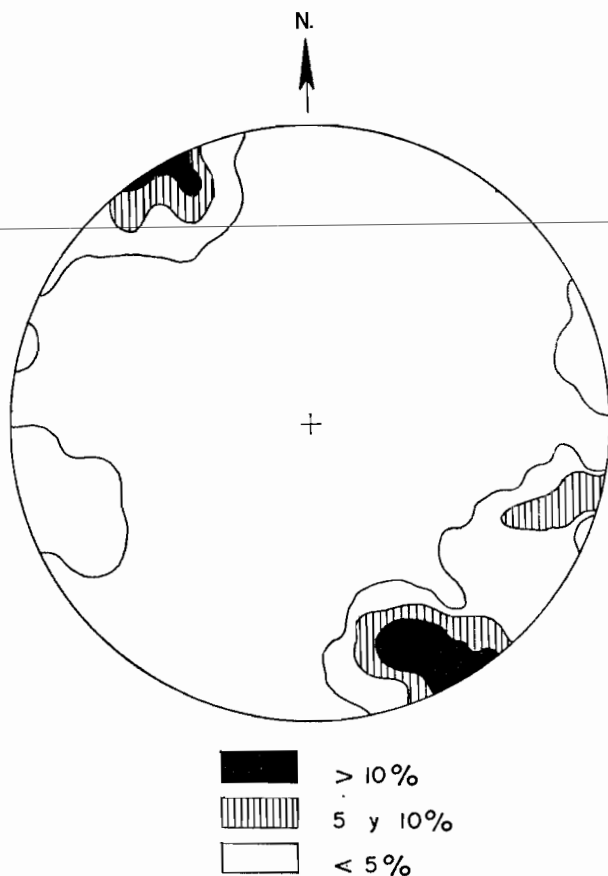


Figura 5.—Proyección de 50 polos de la lineación de intersección en el Domo de Lugo. Porcentaje para el 1 por 100 del área. Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior.

2.3.4 «BOUDINES»

Se encuentran estas estructuras afectando a capas, venas y filones.

Afectando a capas no son muy numerosos. Se han encontrado en las capas cuarcíticas del Cámbrico en la parte meridional del Domo de Lugo.

En cambio son muy frecuentes los «boudines» afectando a venas de calcita dentro de los niveles carbonatados y a filones de cuarzo dentro de los esquistos.

En todos los casos se interpretan como estructuras producidas durante la primera fase de deformación.

2.4 FRACTURAS

La más antigua es la falla de Vivero, paralela a las estructuras de primera fase del anticlinorio del «Ollo de Sapo» y que separa este dominio del Domo de Lugo.

La falla buza hacia el O. y en la Hoja hacia el SO., y su juego es normal, habiéndose levantado el bloque nororiental, como prueba el salto de metamorfismo que es mayor del lado del Domo de Lugo.

La falla se produjo con posterioridad al máximo de metamorfismo, ya que corta netamente las isogradas y también después de la intrusión del granito alcalino (de dos micas) del macizo de Sarriá (CAPDEVILA, 1969).

A continuación se desarrolló un sistema de fracturas con direcciones que oscilan entre N. 30° E. y E.-O.

Son en general fallas normales, con saltos en la vertical que alcanzan los 600 m. y con alguna componente horizontal en varios casos.

Una excepción es la falla que atraviesa la esquina inferior derecha del mapa, que pasa por Fillobal (X=312.100; Y=910.150), Balsa (X=305.350; Y=907.570) y Mao (X=302.250; Y=905.250).

Esta fractura, cuyo plano buza unos 55° al SE., es una falla inversa. Paralelamente a ella por el lado cabalgante se desarrolló una antiforma suave, señalada en la cartografía por las calizas de Cándana, cuyo afloramiento se cierra en sí mismo en el extremo meridional.

Paralelamente a las fallas se desarrollan localmente pliegues de tipo *chevron* suaves y estructuras de tipo *kink bands*.

La edad de estas fracturas, denominadas tardihercínicas (PARGA, 1969), debe corresponder el Carbonífero más Superior y Pérmico, aunque sin duda han rejugado durante el ciclo Alpino, e incluso alguna en tiempos recientes.

3 HISTORIA GEOLOGICA

3.1 CICLO HERCINICO

Los sedimentos más antiguos representados en la Hoja pertenecen probablemente al Precámbrico más superior en tránsito hacia el Cámbrico.

Se depositaron aparentemente a partir de corrientes turbidíticas, aunque la facies distal que presenta parece indicar una cierta lejanía de la zona del talud. Hacia arriba se pasa a unos depósitos detríticos y carbonatados característicos de una plataforma estable. El contacto entre ambos tipos de sedimentos es concordante en nuestra zona, donde aparentemente no se produjeron los movimientos de la fase Asíntica que han sido descritos en el área del anticlinorio del Narcea (LOTZE, 1956; DE SITTER, 1961; MATTE, 1968).

~~La sedimentación cámbrica se caracteriza por oscilaciones en la energía del medio que dan lugar a depósitos detríticos y carbonatados, alternantes. La zona que hoy ocupa el anticlinorio del «Ollo de Sapo» funcionó probablemente como un umbral, quizá temporalmente emergido. Hacia el SO. del Domo de Lugo las facies de los carbonatos, sobre todo de los de Cándana, indican que esta zona estaría próxima a un área emergida (RABU, 1977). El Ordovícico se caracteriza por una deposición predominantemente detrítica en su parte inferior, que pasa en el medio y superior a un depósito más tranquilo a base de pelitas con sulfuros de hierro y materia orgánica.~~

No se encuentran indicios de actividad de la fase Sárdica que son frecuentes en el centro y sur del Macizo Hespérico (LOTZE, 1956). Por el contrario, la fase Tacónica se halla representada por la discordancia del Silúrico sobre el Ordovícico Inferior.

Esta discordancia es angular y se interpreta como producida por la acción combinada de abombamientos suaves y erosión en tiempos del Ordovícico Superior.

Los niveles del Silúrico, con una litología variada, corresponden a un medio de aguas tranquilas, y seguramente poco profundas, en un ambiente reductor.

Durante la orogenia hercínica, los materiales paleozoicos y precámbricos fueron intensamente plegados y metamorfizados.

Se han identificado tres fases de deformación, que son, por orden cronológico, las siguientes:

Fase 1: Produce los pliegues mayores, casi isoclinales, y la esquistosidad principal de flujo.

Fase 2: Produce una esquistosidad de crenulación muy penetrativa, pero muy localizada. No se han observado macroestructuras asociadas a ella.

Fase 3: Se relaciona esta fase con la verticalización que sufre la esquistosidad primaria al este y al oeste del Domo de Lugo.

A escala de la microtectónica, se desarrollan durante ella abundantes pliegues de tipo *chevron* y *kink bands*, así como una esquistosidad de crenulación.

Otra fase tardía, de la que no se conoce su relación con la Fase 3, abomba suavemente los pliegues primarios subhorizontales, dando lugar a una estructura en forma de domo que atraviesa la Hoja de N. a S.

Con posterioridad al paroxismo de la primera fase, intruyen tres tipos de granitos:

- Granodiorita precoz.
- Granito de dos micas (alcalino).
- Granodiorita tardía.

La granodiorita precoz sólo aparece representada en el margen septentrional del mapa, como un fragmento del macizo de Puebla de San Julián.

El granito alcalino (de dos micas) o leucogranodiorita parautóctona de CAPDEVILA (1969), está por el contrario bien representado por el macizo de Sarria.

Según CAPDEVILA (1969) es posterior y engloba parcialmente la granodiorita del macizo de San Julián.

La granodiorita tardía aparece solamente en la esquina NO. del mapa como un fragmento del macizo de Neira (CAPDEVILA, 1969). Es claramente intrusiva en el granito de dos micas del macizo de Sarria.

En cuanto a las fracturas, la primera en producirse fue la falla de Vivero.

Su funcionamiento principal es posterior al emplazamiento del macizo de Sarria, como se puede deducir de la cartografía de la zona de Villamayor (X=286.650; Y=909.500) donde es la falla la que pone en contacto el granito con el Ordovícico Inferior.

Posteriormente se desarrolló el importante sistema de fracturas tardihercínicas, que jugaron un importante papel durante el siguiente ciclo.

3.2 CICLO ALPINO

La estructura geológica de la región se encuentra prácticamente constituida a partir de la última fase hercínica. Las estructuras que se originan después corresponden a un estilo marcadamente frágil, protagonizado por

un juego de fallas verticales que aprovechan en su mayoría planos de fractura tardihercínicos.

Corresponde, pues, a una época de distensión caracterizada por el emplazamiento de filones doleríticos cicatrizando fracturas de dirección ENE.-OSO., la formación de «grabens», que posteriormente serán rellenados por los sedimentos terciarios, y el reajuste de bloques deformando localmente los sedimentos modernos depositados sobre ellos.

Los estudios geomorfológicos de NONN desde 1958, y los palinológicos de MEDUS (1965), en el borde SO. del macizo ibérico, han permitido el reconstruir en buena medida la historia geológica durante el Terciario y el Cuaternario.

Los restos cíclicos más antiguos de Galicia parecen corresponder al nivel de cumbres de las «Sierras». Para NONN (o. c.), serían los elementos más importantes heredados del Secundario. Al final del Cretácico Superior o principio del Terciario, el suelo emergido se presentaría como una superficie poligénica, bajo un clima «caolinizante» francamente tropical. Diversos autores reconocen una orogenia pirenaica, presannoisiense o sávica que desnivela estas superficies poligénicas antiguas.

Durante el Terciario Inferior se desarrolla sobre la topografía preexistente una evolución cíclica del relieve, dando origen a las «penillanuras parciales» de SOLE (1951), o a las también denominadas por BIROT y SOLE (1954) «superficies fundamentales» o «superficies principales». NONN (o. c.), sitúa el desarrollo de las más antiguas de estas superficies en el Sannoisiense o Stampiense. La más moderna sería fini-oligocena, edad que se ha podido precisar gracias a los depósitos conservados sobre ella en las cuencas de Roupar y Puentes de García Rodríguez.

Es durante el Mioceno cuando empieza una nueva etapa de sedimentación en la zona, rellenándose las cubetas tectónicas, anteriormente formadas, por sedimentos de origen fluvial o fluvio-lacustre. Son los depósitos de las cuencas de Sarria, Monforte, Villamayor, Oural y Teibillid, y demás afloramientos terciarios de la Hoja.

Las fracturas de desgarre tardihercínicas de dirección ENE.-OSO., parecen haber jugado en falla normal posteriormente a la construcción de la superficie fini-oligocena de NONN.

Durante el Cuaternario se establecen diversos procesos morfogenéticos que dan origen a los conos de deyección antiguos y modernos, al coluvionamiento de laderas y a la construcción de terrazas. Una alternancia climática es evidente, frente a procesos de clima mediterráneo o semiárido, como los conos torrenciales, restos de suelos rojos sobre las terrazas y rubefacción de cantos de las mismas, se oponen otros procesos antiguos y modernos de clima más frío o periglaciario. Valles en cuna, planos o disimétricos, derrubios estratificados, laderas regularizadas, etc. Existen también frecuentes restos de actividad kárstica, localizadas en todas las forma-

ciones carbonatadas de la Hoja, que se ponen de manifiesto en el terreno por pequeñas dolinas y hundimientos, por lo general rellenos de arcillas producto de la descalcificación de estas rocas.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS IGNEAS

Se encuentran en la Hoja parte de dos macizos de rocas plutónicas pertenecientes a la serie calcoalcalina de CAPDEVILA (1969): El macizo de San Julián, constituido por granodiorita precoz, y el macizo de Neira, de granodiorita tardía.

Al sur de las mismas se emplaza el macizo de Sarriá, importante masa de granito de dos micas (alcalino).

Describiremos a continuación las características petrológicas más sobresalientes de cada una de ellas.

4.1.1 GRANODIORITA PRECOZ DEL MACIZO DE SAN JULIAN ($i \gamma \eta^2$)

Pertenece a los granitos de la serie de diferenciación trondhjémítica de PARGA PONDAL (1956) y a las granodioritas con megacristales de los autores holandeses (DEN TEX, 1966).

En el caso que nos ocupa la composición mineralógica es la siguiente: Microlina, plagioclasa saussuritizada y sericitizada, cuarzo, biotita, clorita, moscovita, y como accesorios apatito, circón, epidota, rutilo y opacos.

La textura es heterogranular, hipidiomorfa, con grandes cristales de microlina hipidiomorfos o alotriomorfos maclados a veces albitizados, con una triclinicidad muy acusada.

La plagioclasa hipidiomorfa maclada, suele estar bastante alterada. Presenta a veces zonado normal (An 32 en el núcleo a An 17 en la corteza. CAPDEVILA, 1969).

El cuarzo, alotriomorfo, presenta extinción ondulante, testigo de la deformación sufrida con posterioridad al emplazamiento.

La presencia de moscovita es atribuida por CAPDEVILA (1969) a moscovitización posterior por intrusión de leucogranodioritas. Según el mismo autor se encuentran a veces cristales de allanita.

La deformación que ha sufrido este macizo es pequeña y sólo apreciable en algunos sitios.

Los enclaves más comunes son de composición tonalítica, con bordes netos y formas redondeadas.

La edad más probable para este tipo de rocas, basada en dataciones radiométricas, es de unos 310 a 320 m. a. según CAPDEVILA (1969).

La falta de un claro criterio petrológico para diferenciar las granodioritas: precoz, tardía y la facies de borde de esta última, en una zona situada a unos 4 km. del extremo oeste del límite superior de la Hoja, ha dado lugar a una falta de correlación cartográfica, en este punto, con la Hoja situada al N. (08-07, Baralla).

4.1.2 GRANODIORITA TARDIA DEL MACIZO DE NEIRA (${}^b_p\gamma\eta^2, {}^b_{\alpha}\gamma\eta^2$)

Se distinguen dos facies, denominadas respectivamente «común» y de «borde». La facies «común» tiene las siguientes características:

- 25 por 100 de cuarzo. Se presenta corroido, xenomorfo o en asociaciones mirmequíticas con albita en el contacto entre plagioclasa y feldespato potásico.
- 32 a 36 por 100 de plagioclasa subautomorfa, con zonación (CAPDEVILA, 1969), que va de An 33 en el núcleo a An 17 en la corteza. Están siempre macladas, según Carlsbad, periclina y otros sistemas. Con frecuencia está saussuritizada.
- 31 a 32 por 100 de feldespato potásico en megacristales subautomorfos y en pequeños cristales xenomorfos. Es microclina, casi siempre con macla de Carlsbad.
- 6 a 7,5 por 100 de biotita, que generalmente se presenta en agregados, asociada a minerales accesorios. Engloban circones con halos pleocroicos, allanita y opacos, están frecuentemente alteradas a clorita y prehnita.
- Como accesorios, se identifican apatito, circón, albita y minerales opacos, de los que el más abundante es la ilmenita.

La facies «de borde» se presenta aquí en contacto con granitos anteriores. Difiere de la facies común por un enriquecimiento en plagioclasa y un descenso en el contenido en microclina.

Las plagioclasas están muy alteradas y sobre ellas (CAPDEVILA, 1969) se desarrollan grandes cristales de moscovita.

Son frecuentes los enclaves microgranudos, redondeados, de bordes netos y composición granodiorítica a tonalítica, a veces con anfíbol.

La edad de las granodioritas tardías, en macizos circunscritos como el de Neira, del que aparece sólo una pequeña parte en la esquina superior izquierda del mapa, es de 260 m. a. según CAPDEVILA (1969).

4.1.3 GRANITO DE DOS MICAS. MACIZO DE SARRIA (${}^d\gamma^2$)

Este macizo está representado en la Hoja en su mayor parte. Pertenece al grupo de las leucogranodioritas de CAPDEVILA (1969). Son cuerpos de

forma irregular asociados especialmente a las zonas con metamorfismo más elevado cerca o por debajo de la isograda de la sillimanita.

La facies común se compone de cuarzo (32 por 100), feldespato potásico (29,5 por 100), plagioclasa (26,5 por 100), biotita (1,5 por 100) y moscovita (10 por 100) (CAPDEVILA, 1969).

Es más ácido que las leucogranodioritas normales.

Los feldespatos potásicos son xenomorfos y engloban a menudo a los otros minerales. Reemplazan a veces a la plagioclasa. Son microclinas muy pobres en sodio. Las plagioclasas (An 9-10) tienen composición albitica, no presentan zonación y suelen estar macladas.

Las biotitas son rojizas y engloban pequeños cristales de circón. En algunas zonas no hay. Las moscovitas se caracterizan por el gran desarrollo de asociaciones simplectíticas con el cuarzo (CAPDEVILA, 1969).

Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón y turmalina.

Los granos de cuarzo y feldespato tienen dimensiones parecidas y son normalmente xenomorfos o alotriomorfos. Los feldespatos presentan abundantes maclas.

Al S. del macizo, en la zona del Monte de Colarelo ($X=289.800$; $Y=908.900$), se encuentra una facies más ácida que la precedente, con granate primario y biotita alterada a biotita verde y clorita.

Son abundantes los enclaves de rocas metamórficas, tanto dentro del cuerpo granítico como en su contacto con la granodiorita precoz del macizo de Puebla de San Julián. Corresponden a los micaesquistos y neises anfibólicos de la serie de Villalba. Se presentan unas veces como neises, que han sufrido una feldespatización y otras constituidos por casi un 90 por 100 de biotita. Estos últimos se interpretan como restos de la anatexia. Como minerales índice de metamorfismo, presentan granate, estaurolita y sillimanita.

Según CAPDEVILA (1969) se han emplazado más o menos simultáneamente a la fase 2, lo que es verosímil, ya que se presentan ligeramente deformados.

Su emplazamiento, suponiendo que sea simultáneo a la fase 2, se puede correlacionar con el granito de Friol, datado en una edad 304 ± 10 m. a. (CAPDEVILA et VIALETTE, 1970).

4.2 ROCAS FILONIANAS

Asociadas, sobre todo, al granito de dos micas, aparecen con frecuencia tanto dentro como en sus bordes, filones de aplitas, pegmatitas y turmalinitas, algunos de ellos deformados. Se adscriben genéticamente con el granito de dos micas por su relación geométrica y porque tales granitos suelen tener unas fases pneumatolítica e hidrotermal muy ricas, dando con frecuencia un cortejo filoniano de este tipo.

Esto no quiere decir que estén todos relacionados directamente con la intrusión, sino que algunos, los primeros y más deformados pueden estar ligados con la anatexia previa, en vez de con el emplazamiento.

Se han encontrado también filones de cuarzo (q), sobre todo emplazados en fracturas tardihercínicas, de los que se ha podido cartografiar uno cerca de Guilfrey (X=312.120; Y=917.900).

4.3 ROCAS METAMORFICAS

El metamorfismo que afectó a las rocas paleozoicas y precámbricas es de carácter regional y aumenta de E. a O. y de S. a N. en la figura 6 se han representado las isogradas. La pendiente de las mismas es difícil de calcular debido a la falta de relieve.

En la zona del Domo de Lugo, según CAPDEVILA (1969), presentan una disposición abombada, que en buena parte es primaria. Corresponde a un domo térmico en relación con el cual se encuentran los granitos del macizo de Sarria.

Esta disposición ha sido ligeramente exagerada por la generación de la antiformal tardía.

Del estudio de las relaciones de la blastesis con la esquistosidad se deduce que el máximo de metamorfismo es posterior a la primera fase. Esto queda igualmente demostrado por el hecho de que las isogradas cortan a los pliegues de fase 1 y no están plegadas por éstos.

En las pizarras y esquistos se encuentran las siguientes asociaciones:

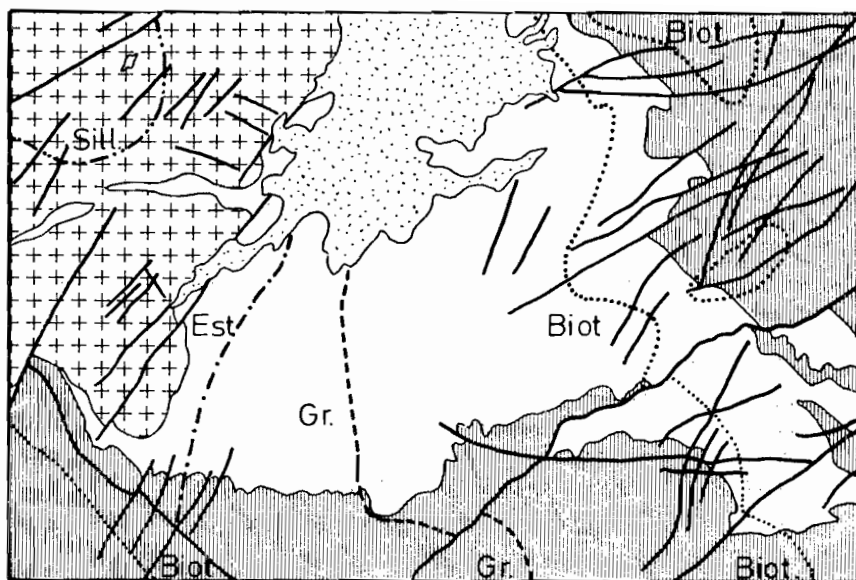
Zona de la clorita:

- Cuarzo-moscovita.
- Cuarzo-moscovita-clorita.
- Cuarzo-cloritoide.
- Cuarzo-cloritoide-clorita.
- Cuarzo-cloritoide-moscovita.
- Cuarzo-cloritoide-clorita-moscovita.

Las asociaciones con cloritoide son frecuentes en la Serie de Villalba, en las Capas de Villamea y en las pizarras del Silúrico, donde llega a estar en enorme proporción.

Zona de la biotita:

- Cuarzo-clorita-biotita.
- Cuarzo-moscovita-biotita.
- Cuarzo-moscovita-biotita-clorita.
- Cuarzo-clorita-moscovita-cloritoide-biotita.
- Cuarzo-moscovita-cloritoide-biotita.



Escala : 1/ 250.000










-  Terciario y Cuaternario
-  Granitoides Hercínicos
-  Paleozoico
-  Precámbrico
-  Falla
-  Isograda de la Biotita
-  " " del Granate
-  " " de la Estaurolita
-  " " " Sillimanita

Figura 6.—Desarrollo de las isogradas del metamorfismo en la Hoja.

Zona del granate:

- Cuarzo-moscovita-biotita-granate.
- Cuarzo-biotita-granate.
- Cuarzo-clorita-moscovita-biotita-granate.
- Cuarzo-clorita-albita-biotita-granate.
- Cuarzo-moscovita-biotita-albita-granate.
- Cuarzo-moscovita-clorita-cloritoide-distena.
- Cuarzo-moscovita-clorita-cloritoide.
- Cuarzo-hornblenda-granate-epidota-plagioclasa-clorita.

Esta última asociación corresponde a los niveles delgados de neises anfibólicos.

Zona de la estaurólita:

- Cuarzo-moscovita-biotita-estaurólita.
- Cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurólita.
- Cuarzo-moscovita-biotita-granate.
- Cuarzo-hornblenda-granate-epidota-plagioclasa.

Esta última corresponde a un nivel de neis anfibólico.

Zona de la sillimanita:

- Cuarzo-moscovita-biotita-plagioclasa-sillimanita.

Las isogradas correspondientes al Domo de Lugo se estrellan contra la falla de Vivero, quedando ésta marcada por el salto de metamorfismo.

En el dominio del anticlinorio del «Ollo de Sapo», por el contrario, la única isograda que aparece, la de la biotita, corre paralela a la falla.

La distena aparece siempre en una banda situada paralelamente al N. y al S. de la falla de Vivero.

Es frecuente también en filones de cuarzo próximos a dicha falla.

Donde el metamorfismo es elevado, en el grado alto de la zona de la estaurólita, los minerales engloban a la esquistosidad sin que se formen a su alrededor sombras de presión importantes.

La cristalización de los porfiroblastos y poiquiloblastos se produjo, por tanto, con posterioridad a la primera fase.

En todo caso, en la zona que nos ocupa, los porfiroblastos son siempre anteriores a la fase 2.

El metamorfismo es de tipo intermedio de baja presión, y según CAPDEVILA (1969) se distinguen dos suites de subfacies: Una suite (A) de menor presión que la otra (C).

La diferencia es en todo caso menor de 2kb. y la diferencia en grado geotérmico es débil, del orden de 3° a 6° C/km.

La suite de mayor presión (C) y menor grado geotérmico está locali-

zada en una banda paralela a la falla de Vivero. Esta distribución puede deberse a un aumento local de la carga litostática debido al apilamiento de pliegues tumbados, o a un efecto de basamento (CAPDEVILA, 1969).

Este efecto, descrito por FONTEILLES y GUITARD (1964), consiste en un apretamiento de las isogradas a medida que nos aproximamos al basamento, aumentando el grado geotérmino. Entonces la zona de la falla de Vivero, que estaría más alejada de los fragmentos de basamento que el centro del Domo de Lugo y el anticlinorio del «Ollo de Sapo», sería la que tendría un menor grado geotérmico.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

No existen en la Hoja explotaciones activas de ningún tipo, ni tampoco antiguas labores mineras.

La gran superficie ocupada por los materiales precámbricos de la Serie de Villalba le restan al área estudiada gran parte de sus posibilidades, habida cuenta de la esterilidad minera de los mismos. De todos modos, los yacimientos próximos (Hoja de Los Nogales, 09-08) de blenda hacen pensar en un potencial interés hasta el momento no descubierto.

5.2 CANTERAS

La cantería de la Hoja, sin embargo, es importante, destacando en primer lugar la explotación de magnesitas de Vila de Mouros (X=292.500; Y=905.340). A continuación le siguen en importancia varias canteras de caliza, en la actualidad en pleno rendimiento, y dos canteras que extraen materiales graníticos.

Con vistas al futuro y respecto a estas tres rocas industriales mencionadas, existen abundantes afloramientos calizos con importantes espesores, concretamente en los cuadrantes NE. y SE., que pertenecen a las formaciones Caliza de Cándana y Caliza de Vegadeo.

Las magnesitas también presentan una extensión lateral importante desde un punto de vista industrial (aunque no tanto geológico) que posibilita una explotación a largo plazo.

Las rocas graníticas, fundamentalmente representadas por el granito de dos micas, ocupan una importante parte de la superficie de la Hoja, aunque la abundancia de este tipo de materiales en toda la región, les restan la importancia que potencialmente pudieran tener.

El resto de las rocas aflorantes en la Hoja (pizarra, cuarcitas, areniscas, gravas, arenas, arcillas y margas), no son explotadas en la actualidad en

ningún punto, como consecuencia lógica de la general baja calidad de los materiales (caso de las pizarras) o del escaso espesor que presentan (como las gravas, arcillas, arenas y margas).

5.3 HIDROGEOLOGIA

Antes de entrar en el campo de la hidrogeología propiamente dicho de la zona, es conveniente conocer los parámetros hidrológicos de la misma. A continuación se citan los más importantes.

La precipitación media anual en la zona oscila entre 1.000 y 1.100 mm., con un máximo en el mes de enero de 130 a 140 mm., un mínimo en julio de 20 a 30 mm. y un número medio de días de lluvia de 130 a 140.

La temperatura media anual es de 10°/11°, siendo el mes más caluroso julio, con un valor medio de 18°, y los más fríos enero y diciembre con medias de 6°.

Las temperaturas máximas y mínimas absolutas registradas son de 37°/38° y —15°, respectivamente.

El valor de la evapotranspiración potencial media anual es de 650/700 mm., alcanzando su máximo desarrollo en el mes de julio (alrededor de 100 mm.), y el mínimo en diciembre (alrededor de 16 mm.). La diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración es negativa (déficit de agua) durante los meses de junio, julio, agosto y septiembre. El valor acumulado de este déficit rebasa a finales de este último mes los —200 mm.

Desde un punto de vista hidrogeológico, se separan en la Hoja dos conjuntos de terrenos claramente diferenciables. Por un lado las pizarras, esquistos, calizas, dolomías, magnesitas, areniscas y cuarcitas pertenecientes al Precámbrico y Paleozoico, y por otro los terrenos terciarios y cuaternarios. Estos últimos ocupan fundamentalmente la parte central de la mitad norte de la Hoja.

5.3.1 TERRENOS PRECAMBRICOS Y PALEOZOICOS

La permeabilidad primaria de las rocas de estas edades en estado fresco es prácticamente nula y en estado de alteración generalmente pequeña. La permeabilidad secundaria, fruto de la red de planos de discontinuidad que las atraviesan o de la disolución de éstas, salvo en el caso de las calizas, tampoco alcanza valores importantes.

En suma, dejando a un lado las calizas y dolomías, las posibilidades de explotación hidrogeológica de estos terrenos se limitan a la realización de captaciones a cielo abierto y de escasa profundidad (como las que abundan en la región) sobre las zonas más alteradas superficialmente. De éstas, raramente se obtendrán caudales superiores a 1 ó 1,5 l/sg., salvo casos excepcionales, producto de la casualidad.

Las calizas y dolomías presentan numerosas muestras de disolución y karstificación a lo largo de sus afloramientos, por lo que en las zonas donde se hayan desarrollado estos procesos, el almacenamiento de agua puede ser importante, originando acuíferos de interés.

Respecto a la contaminación de las aguas subterráneas, el mapa de vulnerabilidad a la contaminación de los mantos acuíferos (Escala 1:1.000.000) encuadra estos terrenos dentro de las zonas donde la contaminación afectará casi exclusivamente a las aguas superficiales, por no existir prácticamente afloramientos de formaciones permeables.

5.3.2 TERRENOS TERCIARIOS Y CUATERNARIOS

La edad de estos sedimentos, que implica un grado mucho menor de compactación que los anteriores, junto con las litologías que los componen, presentan, a priori, unas condiciones más favorables a la infiltración y almacenamiento del agua subterránea.

En el caso de los sedimentos terciarios, la existencia en proporciones importantes de arcillas y margas hace decrecer de un modo notable la permeabilidad del conjunto, anulando prácticamente el desarrollo de acuíferos importantes, quedando los posibles, relegados a los escasos lentejones arenosos o de gravillas que se encuentran intercalados en el conjunto. Salvo en el caso de la cuenca de Sarriá, el resto de los afloramientos terciarios presentan un escaso espesor, factor que les resta aún más su potencial capacidad hidrogeológica.

Respecto a los terrenos cuaternarios, denominador común a todos es la superficialidad de los posibles acuíferos, como causa directa de su escaso espesor, lo que implica que se encuentran muy afectados por las variaciones estacionales.

Solamente las llanuras aluviales sufren una recarga adicional, que en el mayor número de los casos es superior a la pluviométrica, proveniente del caudal del río a que pertenecen.

El mapa de vulnerabilidad a la contaminación de los mantos acuíferos (Escala 1:1.000.000) los define como terrenos donde los acuíferos son muy vulnerables a ésta y zonas donde es necesario extremar las medidas preventivas.

El resto de los depósitos cuaternarios (coluviones, conos de deyección, etc.), pueden presentar también características favorables para la infiltración y almacenamiento de agua, pero su escasa extensión superficial y muchas veces su localización morfológica les resta gran parte del interés.

6 BIBLIOGRAFIA

- BARROIS, CH. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Geol. Nord.*, T. 2, núm. 1, Lille.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique». *Men. et Doc. C. N. R. S.*, T. IV, pp. 7-61.
- BOUMA, A. H. (1962).—«Sedimentology of some flysch deposits». Elsevier Publishing Company. Amsterdam.
- BRELL, J. (1972).—«Estudio litoestratigráfico del Terciario del Oeste de Asturias y Galicia». Tesis Univ. Complutense Madrid, 341 p.
- BRELL, J., y DOVAL, M. (1974).—«Un ejemplo de correlación litoestratigráfica aplicado a las cuencas terciarias del NW. de la Península». *Estudios Geológicos*, vol. XXX, pp. 631-638.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien du NW de L'Espagne». These Univ. de Montpellier, 430 pp.
- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de L'Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, pp. 2527-2530.
- DATOS CLIMATICOS PARA CARRETERAS (1964).—«Publicaciones del Ministerio de Obras Públicas».
- DOVAL, M. (1975).—«Estudio del yacimiento de magnesita de Incio (Lugo)». Tesis Univ. de Madrid.
- FOLK, R. L. (1954).—«The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature». *J. Geol.*, 62, pp. 344-359.
- FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1964).—«L'effet de socle dans le metamorphisme hercynien de l'enveloppe paleozoique des gneiss des Pyrénées». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 258, pp. 4299-4302.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965).—«Datos sobre las pizarras de Lugo». *Rev. Fac. Ciencias Oviedo*, 6, 1, pp. 131-143.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1959).—«Nuevas observaciones sobre la magnesita sedimentaria». *Est. Geol.*, vol. XV, pp. 189-211.
- GUILLOU, J. J. (1970).—«Les magnesites cambriennes de Pacios (Lugo) (Espagne), Leur environnement paleogeographique». *Bull. du B. R. G. M.*, IV, 3, pp. 5-20.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).—«Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol.*, 34, pp. 81-172.
- (1922).—«Hierros de Galicia». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 483 p.
- (1935 a).—«El Sistema Cambriano». *Ibid.*, 41, pp. 291-525.
- (1935 b).—«Hierros de Galicia». *Ibid.*, 42, 769 p.
- (1942).—«El Sistema Siluriano». *Ibid.*, 45, 789 p.

- LAUTENSACH, L. (1967).—«Geografía de España y Portugal». Ed. Vicens-Vives, 814 p.
- LOTZE, F. (1956).—«Das Prakambrium Spaniens». *N. Jb. Pal. Mh.* H. 8.
- (1957).—«Zum alter nordwestspanischer Quatzit-Sandstein-Folgen». *Neues Jb. Geol. Palaont. Mh.*, vol. 10, pp. 464-471, Stuttgart.
- (1961).—«Das kambrium spaniens I. Stratigraphie». *Abh. Akad. Wiss Lit Mainz. Math nat. k.* 1, 6, pp. 285-438.
- LUCAS, J.; NONN, H., y PAQUET, H. (1963).—«Presence de niveaux a sepiolite et attapulgite dans les sediments tertiaries de Galice (Espagne)». *Bull. Serv. Geol. Alsace et Lorr.*, T. XVI, fasc. 4, Strasbourg.
- MAPA AGRONOMICO NACIONAL (1965).—«Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España». Ministerio de Agricultura.
- MAPA METALOGENETICO DE ESPAÑA (1973).—«Lugo, E. 1:200.000». Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.
- MAPA DE ROCAS INDUSTRIALES DE ESPAÑA (1973).—«Lugo, E. 1:200.000». Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.
- MAPA HIDROGEOLOGICO NACIONAL (1972).—«E. 1:1.000.000». Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.
- MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS (1973).—«E. 1:1.000.000». Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.
- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NO. de España)». *Trab. Geol.*, número 6, Oviedo, pp. 1-113.
- MARTINEZ CATALAN, J. R.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS PONCE, M., y DIEZ BALDA, M. A. (1976).—«La estructura del Domo de Lugo y del anticlinorio del Olla de Sapo». IV Reunión sobre la geología del O. Peninsular Salamanca-Coimbra: julio, 1976, *Studia Geológica*, núm. XII (en prensa).
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble. Revue de Geol. Alpine* 44, pp. 1-128.
- MEDUS, J. (1965).—«Contribution palynologique a la connaissance de la flore et la vegetation neogene de l'ouest de l'Espagne: etude des sediments recents de Galice». These 3.^o cycle. Univ. de Montpellier, 92 pp.
- NONN, H. (1966).—«Les regions cotieres de la Galice (Espagne)». Publications Fac. des Lettres. Univ. Strasbourg, T. III, pp. 1-591.
- PARGA, J. R. (1969).—«Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». Trabajos del laboratorio geológico de Lage, núm. 37, pp. 1-15
- PARGA PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña». *Leidse Geol. Med.*, 21, pp. 468-484.

- (1958).—«El conocimiento geológico de Galicia». Ed. Citania, Buenos Aires, 19 p.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp.*, 59, pp. 33-358.
- (1963).—«Mapa petrográfico estructural de Galicia». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- (1967).—«Carte Geologique du Nord-ouest de la Peninsule Iberique (Hercynien et ante-hercynien)». Escala 1:500.000. Primera reunión sobre la geología de Galicia y del Norte de Portugal (1965). Servicios Geológicos de Portugal.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la geologie de "L'Olló de Sapo". Formation porphyroide antesilurienne du Nord Ouest de L'Espagne». *Notas y Comun. Inst. Geol. y Min. de Espagne*, núm. 76, pp. 119-154.
- PEREZ ESTAUN, A. (1975).—«La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la zona Asturoccidental-Leonesa (O. de León, NO. de España)». Tesis Univ. de Oviedo.
- RABU, D. (1977).—«La terminaison orientale du Dome de Lugo (province de León, NO. de Espagne) et son role paleogeographique durante le cambrien inferieur». *Reunión des Scien. de la Terre*. Rennes, abril, 1977.
- RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and fracturing of rock». Mc. Graw Hill Book Company, 1-568 pp.
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 81, pp. 7-20, Madrid.
- SCHULZ, G. (1835).—«Descripción geognóstica del Reino de Galicia». Gráficas Reunidas, S. A., Madrid, 176 pp.
- SITTER, L. U. de (1961).—«Le Précambrien dans la chaine cantabrique». *C. R. Somm. S. G. F.*, p. 253.
- SOLE SABARIS, L. (1951).—«Península Ibérica. Geografía Física». Montaner y Simón, S. A., Barcelona, V, I, 500 p.
- TEX, E. den. (1966).—«Apercu pétrologique et structural de la Galice cristalline». *Leidse geol. Med.*, 36, pp. 211-223.
- VIDAL BOX, C. (1941).—«Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, volumen XXXIX, núms. 3-4, pp. 121-154.
- WALTER, R. (1962).—«Stratigraphie und Tektonik in der nordostlichen Provinz Lugo (NO. Spanien)». *Diss. Math. Natur. Fal. Univ. Munster*, 144 p.
- (1963).—«Beitrag zur stratigraphie des Kambriums in Galicien (NW-Spanien)». *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 117, pp. 360-371.
- (1966).—«Resultados de investigaciones geológicas en el Noreste de la provincia de Lugo (NO-España)». *Not. y Com. Int. Geol. y Min. de España*, núm. 81, pp. 7-16.

- (1968).—«Die geologie in der nordostlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien)». *Geotekt Forsch*, 27, pp. 3-70, Stuttgart.
- ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J. L.; BELLAMY, J., y RABU, D. (1975).—«Lito-facies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-Leonesa NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIX, número 3, pp. 40-48.

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

