



IGME

266

9-12

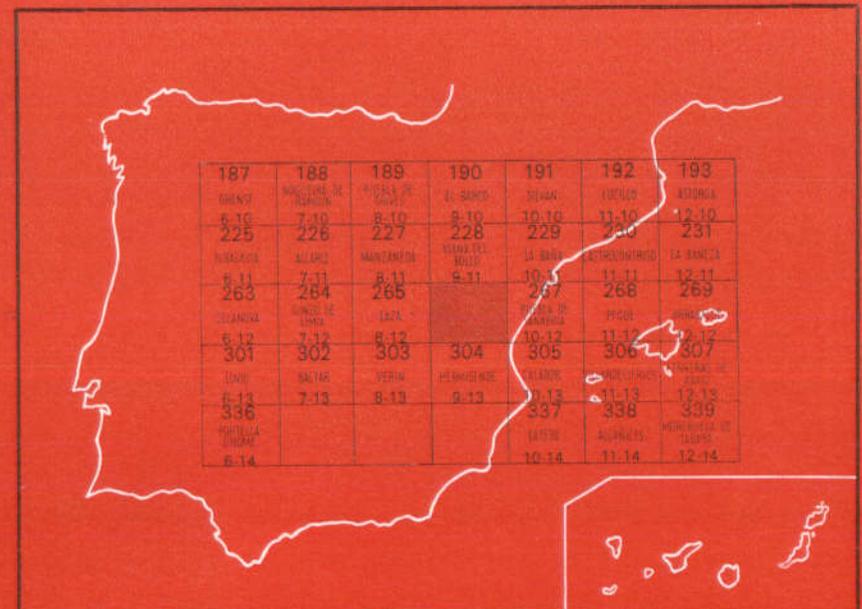
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA GUDIÑA

Segunda serie - Primera edición

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



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

LA GUDIÑA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA (Ibérica de Especialidades Geotécnicas, S. A.) bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido:

En *Cartografía y Memoria*: Arce Duarte, J. M.; López-Prado Teixeira, J., y del Moral Crespo, J., Licdos. en Ciencias Geológicas.

En *Petrología*: Pérez Rojas, A., Lic. en Ciencias Geológicas.

Se ha contado con la colaboración y asesoramiento, tanto en gabinete como en campo, del Dr. Ferragne, A., Catedrático de la Universidad de Burdeos.

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 - 8,945 - 1981

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

INTRODUCCION

La Hoja de La Gudiña, núm. 266 (09-12) del M. T. N. a escala 1/50.000, se encuentra localizada sobre el límite provincial Orense-Zamora, que la recorre de Norte a Sur.

Morfológicamente se trata de una zona con formas de relieve muy abruptas, que se van haciendo ligeramente más suaves hacia el Oeste. Los accidentes topográficos más importantes son los picos de Valdecasares (1.844 metros), Sistral (1.756), Marabón (1.439) y Majedo (1.249), ubicados los dos primeros en la Sierra Segundera, que está constituida, casi exclusivamente, por materiales precámbricos. Los metasedimentos paleozoicos son los responsables de las Sierras de Marabón, El Cañizo y Majedo.

Los cursos de agua, de relativa escasa importancia, discurren bastante encajados en el relieve y con una actividad predominantemente erosiva.

En el área de la Sierra Segundera se observan rasgos morfológicos de modelado glaciar.

Desde el punto de vista paleogeográfico, la presente Hoja forma parte del Macizo Hespérico, incluyéndose dentro de la zona galaico-castellana de LOTZE (1945) o zona IV de MATTE (1968) (denominada Galicia Media-Tras-os Montes) y, más concretamente, en el flanco SO del anticlinal del «Ollo de Sapo».

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 INTRODUCCION

La Hoja de La Gudiña presenta dos zonas estratigráficamente diferentes: una, la serie de «Viana», y otra, la que constituye la serie Ordovícico-Silúrica. Su contacto es por fractura o mecánico en el área en estudio, presentándose actualmente afectadas, en mayor o menor grado, por un metamorfismo, deformadas por fases de plegamientos, y con intrusiones graníticas.

La serie de «Viana» se ha considerado de edad Precámbrica, así como la de los ortogneises de Porto, que afloran en el borde NE de la Hoja.

A estos materiales se les ha atribuido esta edad, teniendo en cuenta los siguientes criterios. En primer lugar, se considera la serie de «Viana» como la roca caja, o encajante, de los ortogneises (supuesta roca madre del «Olló de Sapo» sedimentario) que se han datado de edad Precámbrico.

El segundo criterio está basado en la existencia de unas rocas blastomiloníticas, intercaladas en esta serie, de cuyo estudio petrológico se ha deducido la presencia de un metamorfismo y magmatismo primitivos cuyos efectos, en la actualidad, sólo son reconocibles en este tipo de materiales.

Por último, la intrusión de pequeñas apófisis (de escala métrica) de rocas orto en la serie de Viana, contribuye a reafirmar su datación Precámbrica.

Todos estos datos han sido extraídos en la Tesis Doctoral de FERRAGNE, A. (1972), y comprobados en campo en 1977.

1.2 PRECAMBRICO

1.2.1 SERIE DE VIANA DEL BOLLO (PC)

Ocupa una gran extensión dentro de la Hoja, situándose en los cuadrantes I y IV preferentemente.

La serie se encuentra migmatizada en condiciones catazonales pero, a pesar de ello, en base a la gran variedad de estructuras migmatíticas y al hecho de que entre ellas yacen rocas de diversa litología, se puede deducir que los materiales pre-migmatíticos eran muy heterogéneos. Dentro de la serie se pueden distinguir los siguientes tramos:

- Cuarzitas metamorfizadas con intercalaciones de metapelitas de escasa potencia.
- Esquistos.
- Migmatitas heterogéneas que se presentan en forma de oftalmítas, flebitas, nebulitas, etc.
- Blastomilonita.

- Intercalaciones calcáreas de diversas potencias.
- Anfibolitas.

Los afloramientos de la serie de «Viana», dentro de la Hoja, se presentan con un importante grado de metamorfismo, por lo que resulta difícil obtener datos de estructuras sedimentarias que indiquen el orden de los sedimentos dentro de la columna estratigráfica. Por ello, no se ha podido establecer una cronología relativa de los distintos tramos, habiéndose recurrido a criterios cartográficos y geográficos, exclusivamente, para realizar una descripción ordenada de los materiales dentro de la serie.

Los mismos obstáculos nos encontramos al tratar de asignar una potencia aproximada a cada uno de los niveles.

La serie, dentro de su gran heterogeneidad, presenta una notable constancia en cuanto a los valores direccionales de su foliación principal y a la crenulación (orientaciones preferentes de buzamiento S-SO) y forma un amplio arco que se corta, por falla, contra los materiales Silúricos-Ordovícicos y los granitos en general.

En la zona más al NO, esta serie de migmatitas heterogéneas tiene el aspecto de gneises de grano fino. En la zona del río Vibey son muy frecuentes los gneises glandulares.

En las inmediaciones de la Sierra del Sistral, al N, existe una franja de dirección NE-SO de cloritosquistos de color beige y marrón claro que presentan como carácter principal su apreciable contenido en cristales de cloritoide, muy desarrollado a la escala macroscópica. Una banda similar, aunque de menor potencia, existe en las inmediaciones de Pías, que podría ser continuación de la anterior.

Dentro de los materiales de Viana es muy frecuente encontrar intercalaciones de escasa potencia a nivel métrico y decimétrico, de anfibolitas, piroxenitas, cuarcitas y rocas de origen calcáreo.

Este complejo migmatítico se encuentra en la actualidad afectado por la intrusión granítica.

Las migmatitas heterogéneas pueden dividirse según sus caracteres microscópicos en dos grupos: migmatitas bandeadas y migmatitas oftalmíticas.

Las primeras comprenden las migmatitas heterogéneas cuya estructura macroscópica es flebítica, estromática o plegada.

El melanosoma de estas rocas está fundamentalmente constituido por lechos biotíticos orientados en los que se encuentran diminutos granates residuales (además de apatitos y circones) o agregados fibrolíticos. Con frecuencia se asocia también moscovita, que generalmente forma placas grandes, tardías, en las que se encuentran restos muy numerosos de sillimanita.

El cuarzo y la oligoclasa suelen ser más escasos que las micas. Accidentalmente se han encontrado también cristales residuales de andalucita.

El leucosoma pegmatoide o granitoide (con composiciones graníticas a cuarzo-dioríticas) está constituido por cuarzo, plagioclasa hipidiomorfa con zonado generalmente inverso (An_{25} , con variaciones de alrededor del 5 por 100 del contenido en anortita), microclina xenomorfa y escasa biotita o moscovita secundaria.

Las migmatitas oftalmíticas están compuestas por microclina amigdalar rodeada de una matriz muy cuarcítica, de grano fino, con escasas plagioclasas (más ácidas que en las migmatitas bandeadas) y con finos lechos micáceos en los que puede aparecer moscovita secundaria. La presencia de sillimanita es generalmente rara.

El origen de estas rocas puede ser debido tanto a niveles granitoides intercalados en la serie como a una blastesis feldespática originada en zonas migmatíticas.

1.2.1.1 **Blastomilonita (PCbl)**

Se ha cartografiado únicamente el más potente de los afloramientos de estos materiales, situado al N de Pías en la margen E del embalse. Se presenta como una roca muy melanocrática de tipo gneísico con pequeños minerales diseminados en forma de ojos y diques de pegmatita incluidos, siguiendo la foliación que está muy marcada.

Las rocas melanocráticas son unos gneises de grano fino con textura lepidogranoblástica o porfidoblástica poco marcada. La composición mineralógica es la siguiente, por orden de abundancia: cuarzo, biotita, plagioclasa, granate, microclina, apatito y minerales opacos. Las plagioclasas no suelen estar zonadas y su composición media es de An_{25} . Los cristales son casi siempre xenomorfos y frecuentemente porfidoblásticos. En este último caso la orientación preferente de la biotita es menos marcada y pueden encontrarse diminutos prismas de distena generalmente sericitizados a, siempre, residuales. La microclina es siempre de aparición accidental y el granate se presenta en cristales residuales comúnmente relacionados con la biotita. En numerosos casos estas rocas evocan caracteres microscópicos algo similares a los de algunas migmatitas heterogéneas de grano fino y pobres en feldespato potásico.

Los diques pegmatíticos están afectados por una orientación que se pone de manifiesto en la disposición de las laminillas moscovíticas y de los grandes prismas de turmalina xenomorfa. Además de estos minerales, estas pegmatitas son muy ricas en cuarzo orientado de grano fino y en albita, ya sea en grandes cristales xenomorfos o con tamaños similares a los del cuarzo.

1.2.1.2 **Calizas (PCc)**

Sus niveles más importantes se han localizado en los alrededores de

Seoane y de Rubiales, existiendo otros de mucha menor potencia en toda la serie, como serían los que afloran en Pías y en la carretera de Pías a Porto.

Las calizas de Seoane y Rubiales se presentan muy recristalizadas, de colores azulados, marrones y blancos. Algunos tramos tienen el aspecto de una caliza cavernosa en donde las oquedades presentan cristales de calcita idiomorfos.

Debido al intenso replegamiento no se puede más que estimar su potencia en unos 40 m. como máximo. Tanto a muro como a techo se presentan las migmatitas heterogéneas.

Al microscopio se presentan como unos mármoles muy heterométricos, salpicados de pequeños cristales pseudomorfos serpentínicos, procedentes de la alteración de minerales máficos preexistentes.

1.2.1.3 Cuarcitas (PCq)

También estos materiales se encuentran repartidos por toda la serie de «Viana».

Tienen potencias muy variadas, de métricas a decimétricas, siendo máximas en los afloramientos de los alrededores de San Sebastián de Taboaza.

Se presentan en alternancias con metapelitas de valores centimétricos, pudiendo las cuarcitas llegar a adquirir una potencia métrica.

Se muestran generalmente muy replegadas, dando distintos tipos de pliegues. Son de color claro, de grano fino y en ocasiones se las encuentra muy recristalizadas.

Existen tramos, como los de Santa Magdalena de Villar de Milo, en los que la proporción de metapelitas es mucho más considerable, aunque éstas han sido asimiladas a la cuarcita en cartografía.

En San Sebastián de Taboaza, estos materiales adquieren el mayor desarrollo de toda la serie de «Viana» y las cuarcitas presentan localmente estructuras de origen sedimentario, como estratificación gradada y cruzada, aunque debido al intenso replegamiento de éstas, no suelen tener más que un valor local (como dato) tratándose de una cartografía a escala 1:50.000.

Cerca de la cantera de cuarcita situada próxima a la desviación a San Sebastián de Taboaza se encuentran, en lechos metapelíticos, grandes granates de 5 a 6 cm. de longitud máxima.

En casi todas ellas se encuentran los cuarzos fuertemente estirados y el feldespato potásico, de reducidas dimensiones, salpica la roca.

En algunas cuarcitas, derivadas de rocas con composición más o menos margosa, se ha visto que están presentes silicatos cálcicos como epidota e incluso anfíbol, diópsido o granate.

1.2.2 GNEISES GLANDULARES (PCgn₁) (PCgn)

Estos materiales afloran en la zona NE de la Hoja, en el área denominada de Porto, resultando polémico dada la trascendencia que supone la edad de su emplazamiento y la relación que implica con la serie de «Viana».

ANDRE FERRAGNE (1972) denominó a estos materiales como «Serie de Porto», dándoles un origen orto. Se han intruido en la serie de «Viana» (roca roja) y posteriormente todos han sido metamorizados. Este criterio es el que se ha tomado para el presente trabajo.

1.2.2.1 Gneis glandular (ortogneis y/o «Ollo de Sapo») (PCgn₁)

Son materiales de aspecto masivo, con megacristales glandulares feldespáticos que se distribuyen en una masa de color pardo, dando el típico aspecto gráfico de las facies de megacristales del «Ollo de Sapo».

En las cercanías de Porto, en la carretera que va hacia los embalses superiores, se han observado intercalaciones de carácter básico y gabarros (ANDRE FERRAGNE, 1972) lo que hace suponer el carácter orto de la serie.

En general presentan una foliación, bastante difusa en ocasiones, que siguen las mismas directrices regionales.

Se trata de gneises glandulares formados por cuarzo, microclina, plagioclasa (An₁₅), biotita, moscovita, apatito, circón, esfena y minerales opacos. La microclina se presenta en grandes glándulas policristalinas, constituidas por cristales redondeados o xenomorfos con numerosas inclusiones de plagioclasas poiquilíticas de gotas de cuarzo. La plagioclasa forma también glándulas (más escasas y de tamaño similar al del feldespato) que incluyen diminutas micas blancas muy numerosas, dispuestas según los planos reticulares de los cristales. La biotita aparece en agregados orientados de grandes láminas, ricas en apatitos y circones y a las cuales se asocia moscovita tardía. Entre estas bandas se encuentra cuarzo de grano fino, muy xenomorfo, acompañado de pequeños feldespatos o plagioclasas y de laminillas micáceas orientadas. Su aspecto microscópico recuerda vagamente las denominadas metavulcanitas «Ollo de Sapo» de la Hoja geológica de Peque (IGME, 1976), pero afectados por un metamorfismo de más alto grado. Como dato en contra cabe señalar que aquí están ausentes los cuarzos ígneos tan característicos de la formación mencionada, al menos a la escala microscópica.

1.2.2.2 Gneis glandular (Orto) y/o «Ollo de Sapo» migmatizado (PCgn)

De una forma paulatina se pasa del ortogneis (PCgn₁) al (PCgn), apareciendo una segunda deformación de crenulación, con direcciones muy aproximadas a la anterior.

En esta facies se observan las glándulas estiradas y plegadas intensamente como causa de las deformaciones y metamorfismo, si bien este no se manifiesta con la aparición de minerales nuevos, sino más bien en una reestructuración interna de la roca, que a veces pone en duda, salvo por la apariencia de los feldespatos, que ambas puedan estar relacionadas.

Se observa cómo los lechos micáceos orientados se hacen difusos y en su lugar aparecen agregados desordenados de biotita, asociada o no, a abundante moscovita.

De otra parte, la cantidad de microclina parece disminuir, mientras que aumenta la de una plagioclasa (An_{35-25}) que exhibe un zonado oscilatorio llamativo, con núcleos hidio o hipidiomorfos y, ocasionalmente, fragmentos de la periferia mirmequíticos.

El cuarzo adopta una estructura en mosaico, con aparente disminución del tamaño de grano y su disposición intersticial entre los feldespatos confiere a numerosas muestras el aspecto de granitoides porfídicos cuya composición es de tipo granodiorítico.

El apatito omnipresente en estas rocas, y relativamente abundante, forma finos cristales prismáticos que llegan a alcanzar hasta más de 1 mm. de longitud.

1.3 ORDOVICICO

Los materiales de este sistema se encuentran bien representados en la Hoja, aflorando en una extensa banda desde el SE hasta el NO, con la excepción de un pequeño afloramiento en el borde nororiental.

La representación más completa se encuentra en la zona noroccidental, presentándose las series más inferiores del flanco E del gran sinclinorio cuyo eje se situaría en las Hojas contiguas de Verín y Laza.

Al SE, se encuentra afectado por un metamorfismo de contacto, debido a la intrusión de los granitos.

Dentro de este sistema se han diferenciado cuatro formaciones, dos esquistas y dos cuarcíticas, que a continuación se describen.

1.3.1 CUARCITAS INFERIORES (O_1q) (O_1qM)

Afloran en la base del sistema, al O y S de Santa María de Pradocábalos.

Son materiales de grano fino, muy recrystalizados, de tonos claros, ocres y grisáceos, y en ocasiones presentan finas intercalaciones pelíticas hacia el techo. Al muro, contactan con materiales silúricos por fractura, por lo que su potencia real se desconoce.

Debido al metamorfismo de contacto, presentan planos con abundantes micas claras intercaladas entre los materiales más samíticos, pero el tipo más común es una cuarcita de grano fino, con estructura en mosaico del

cuarzo y salpicada de diminutas moscovitas lepidoblásticas o de finos lechos de aspecto grafitoso en los que se encuentran agregados cloríticos mal orientados. Los circones suelen ser muy abundantes.

1.3.2 PIZARRAS CON INTERCALACIONES ARENOSAS (O₁) (O₁M)

Esta facies aparece cartográficamente siguiendo la alineación de las anteriores (O₁q), por contacto normal.

Es una serie pelítico-arenosa, en la que los niveles samíticos no presentan continuidad lateral.

Las pizarras son, en general, gris azuladas y localmente presentan colores asalmonados.

Las intercalaciones samíticas son de color blanquecino de potencia centimétrica y en ocasiones decimétrica, y están en alternancia con niveles pelíticos. En esta serie el dominio es de los términos pizarrosos.

Su potencia se puede estimar en unos 200 m. aproximadamente.

En el borde Nororiental de la Hoja estos materiales se encuentran afectados por la migmatización y por la intrusión de los granitos adyacentes, dando lugar a migmatitas heterogéneas y esquistos, predominando estos últimos, de colores marrones oscuros y beige, y que muestran un gran desarrollo, ya sea de las micas en los planos de esquistosidad o de minerales típicamente de contacto (biotita, andalucita e incluso sillimanita).

Existen abundantes filoncillos de cuarzo de exudación siguiendo los planos de esquistosidad.

Se trata de unas metapelitas más o menos arenosas, cuya pizarrosidad queda desarrollada a tenor del contenido en cuarzo. Están compuestas por diminutas micas blancas, cloritas y cuarzo en cantidades variables, además de grafito, que suele frecuentemente impregnar los filosilicatos. Comúnmente se observan agregados lenticulares, diminutos, de clorita incolora que deforma la esquistosidad. El grado de metamorfismo puede clasificarse de muy bajo, siguiendo la terminología de WINKLER (1970).

1.3.3 ALTERNANCIA DE CUARCITAS Y PIZARRAS (O₁₂)

Esta serie se correspondería con las facies de cuarcitas masivas, techo del Arenig.

Son alternancias de bancos de cuarcitas con niveles pizarrosos, en los que el término samítico es mucho más acusado. Los bancos de cuarcita pueden ser desde métricos a centimétricos, predominando, a techo, los niveles cuarcíticos de mayor potencia.

Las cuarcitas son de color claro, en ocasiones algo grisáceas, de grano fino y medio. A veces presentan estructuras sedimentarias, tales como la granuloclasificación y estratificación cruzada.

Estos materiales, en la zona O de la Hoja, aparte de presentarse muy replegados en una serie isoclinal que buza hacia el SO, muestran mayor potencia, al encontrarse la serie completa.

Su contacto con el tramo infrayacente es normal, y su potencia se puede estimar en 450 m. aproximadamente.

Microscópicamente las metapelitas son muy similares a las de la formación anterior y las cuarcitas, a las de la base del Sistema, sin que pueda señalarse ningún carácter metamórfico digno de mención, excepción hecha de los debidos a la proximidad de masas graníticas.

1.3.4 PIZARRAS GRIS-AZULADAS Y ASALMONADAS (O₂₋₃) (O₂₋₃M)

Es una serie de metapelitas que presentan una gran monotonía. Su contacto con las alternancias es normal y su potencia dentro de la Hoja se puede estimar en unos 300 m. aproximadamente.

Son pizarras gris-azuladas, con alguna intercalación local de pizarras asalmonadas.

Se presenta como una serie isoclinal que buza hacia el SO, y únicamente se han observado dentro de estos materiales algunas alineaciones, como resultado de la intersección de la esquistosidad de flujo con la de fractura.

Hacia el SE, estas pizarras se encuentran afectadas por un metamorfismo de contacto, procedente de la intrusión del granito de Calabor y de la granodiorita de megacristales.

De estas dos intrusiones, la primera es la que afecta a estos materiales ocasionando pliegues de arrastre y dándoles un aspecto rojizo y tonalidades doradas que dan, a simple vista, el aspecto de haber sufrido unas condiciones de temperatura y presión elevadas.

En el borde O de la Sierra del Marabón, estos materiales son de color gris oscuro con abundante cuarzo de exudación y muy grafitosos. Con frecuencia pueden encontrarse diminutos prismas o rosetas de cloritoide, fenómeno que se identifica más con la composición de los sedimentos que con el aumento del grado de metamorfismo.

1.4 ORDOVICICO MEDIO SUPERIOR - SILURICO INFERIOR, ESQUISTOS ANDALUCITICOS (O₂₋₃SM)

Afloran en una banda, de dirección aproximada NNO-SSE, que provoca los abruptos relieves de la Sierra de Marabón.

Son esquistos que mantienen unas características litológicas muy constantes, de tonalidades negruzcas y marrones oscuras, con una gran cantidad de cristales de andalucita que alcanzan tamaños de hasta diez centímetros.

Son muy frecuentes, en este tramo, los cuarzos de exudación y las mineralizaciones de hierro. Las micas que alcanzan mayor desarrollo son

las biotitas, debido al metamorfismo de contacto; las moscovitas, mucho más pequeñas, se disponen siguiendo planos que marcan la esquistosidad principal.

Es común encontrar andalucitas ligeramente rotacionales o variedades quistolíticas, con las inclusiones grafitosas dispuestas en cruz. En algunos casos se puede observar cómo dentro de la andalucita queda algún resto de estaurólita inestable. En otras muestras, coexistiendo con la andalucita, se encuentran biotitas de contacto e incluso cloritoides tardíos.

Este conjunto de materiales metamórficos enmascara el contacto ordovícico-silúrico. Por tanto, no se considera como un nivel estratigráfico.

1.5 SILURICO - DEVONICO

La distribución geográfica de los afloramientos de este sistema es análoga a la del anterior, aunque cobra más desarrollo hacia el borde SO de la Hoja. Su litología es heterogénea conteniendo ampelitas, liditas, pizarras, pizarras grafitosas e intercalaciones lentejonares de rocas volcánicas de muy poca potencia que a continuación se describirán.

1.5.1 SERIE GRAUVACO FILITICA INFERIOR (S^AW)

Sólo existe un afloramiento de estos materiales en la presente Hoja, en los alrededores de la zona de Las Lamazais.

Son de aspecto pizarroso, de grano fino y de color verdoso.

Tiene escasa potencia y no presenta continuidad lateral. Los tipos de rocas más comunes son filitas grafitosas que no revisten caracteres dignos de mención; cuarcitas más o menos puras, conteniendo algo de sericita y filitas arenosas que corresponden a metacuarzograuvas de grano fino en las que el cuarzo es poco anguloso y las plagioclasas si bien suelen estar presentes, son verdaderamente escasas. La matriz en ellas suele ser dominante y estar discretamente orientada.

1.5.2 AMPELITAS Y LIDITAS (S^{A-B}) (S^{A-B}M)

Son materiales muy característicos del sistema Silúrico. La aparición de estos niveles hacia la base se ha utilizado como criterio de separación entre los sistemas Ordovícico y Silúrico.

Son lentejonares y su potencia, en cartografía, es normalmente exagerada ya que los afloramientos son de escaso desarrollo.

A nivel de afloramiento, las liditas se presentan en pequeños bancos, acompañadas de niveles ampelíticos que con frecuencia pasan a pizarras negras y compactas muy características.

Las liditas están perforadas por cuarzo microgranudo, muy ocasional-

mente criptocristalino, fuertemente impregnado por bandas grafitosas poco plegadas. Los filoncillos de cuarzo de recristalización son muy numerosos. Frecuentemente se observan diminutas zonas redondeadas u ovoides en las que el cuarzo recristaliza y que probablemente son restos de antiguos radiolarios.

En cuanto a las ampelitas son filitas similares a las del Sistema subyacente en las que el grafito es un componente importante que ocasionalmente impregna toda la roca.

1.5.3 SECUENCIA GRAUVAQUICA (S-Dw)

Esta serie muestra, dentro de la presente Hoja, unas características distintas a las grauvacas inferiores. Son de colores pardos y verdosos y de grano más grueso, lo que permite, a simple vista, observar claramente los clastos y los fragmentos angulosos de rocas.

Su potencia real no se puede estimar puesto que la serie está fracturada en su lado N. Sin embargo, dentro del sistema, parecen tener escasa potencia.

Se engloban, dentro de ellas, diversas metareniscas o metagrauvacas en las que pueden intercalarse algunas filitas. En las primeras es muy frecuente encontrar pequeños clastos de cuarzos ígneos, tanto redondeados como ligeramente aplanados según la esquistosidad. En las metagrauvacas, ocasionalmente, se encuentran clastos de tamaño sefítico. Casi todos ellos corresponden a cuarzo redondeado de origen ígneo, mientras que en otras rocas son subangulosos. Las plagioclasas, con maclas o desprovistas de ellas, suelen ser escasas. En reducido número se encuentran fragmentos de roca, correspondientes a filitas o cuarcitas sericíticas de grano muy fino. La matriz, tanto en grauvacas como en metareniscas, presenta composición cuarzomicaéa, grano fino y suele estar esquistosada.

1.5.4 LIDITAS CON INTERCALACIONES DE AMPELITAS (S-DId)

Dentro del seno de los materiales silúricos, es muy frecuente encontrar intercalaciones de ampelitas y liditas.

Aparecen entre las filitas y las filitas grafitosas, y con cierta frecuencia se observan, muy próximas a ellas, masas lentejonares volcánicas no cartografiadas.

Su potencia es en general reducida, por lo que sólo se han cartografiado aquellos niveles de mayor desarrollo; en algunos puntos se ha exagerado la representación a fin de poder resaltar su existencia.

Asociados a las liditas, aparecen ampelitas de color negruzco que lateralmente pasan a pizarras más compactas, con una red anárquica muy característica de nivelillos milimétricos de cuarzo.

Su potencia es difícil de estimar por sus condiciones lentejonares, no superando los 15 m.

Las filitas y ampelitas siguen mostrando caracteres similares a las de formaciones anteriores, por lo que no es preciso insistir sobre ellas. Más interés tienen las metavulcanitas, formadas por diminutos cuarzos ígneos en una matriz micácea algo orientada, con proporciones variables de cuarzo microgranado. Su aspecto es el de metacineritas.

1.5.5 FILONITAS (S-Dcg)

Son materiales insertos en el Silúrico, formados por una serie pizarrosa de color pardo-grisáceo con un conjunto de cantos blandos y claros incluidos en ellas, los cuales se observan, a la escala macroscópica, estirados, pudiendo a veces ser de gran tamaño (de 7 y 8 cm.).

El tramo es lentejonar y no parece tener una distribución regular dentro del Silúrico; por lo general está relacionado con accidentes tectónicos.

En lámina delgada presentan aspecto pseudoconglomerático definido por la presencia de lados alargados o, más o menos, redondeados, de grano muy fino, constituido por abundantes micas blancas diablásticas entre las que se intercalan diminutos cuarzos en proporciones variables. Todos estos «clastos» se encuentran dentro de una matriz más oscura, filítica, cuarzo-sericitica-clorítica-grafitosa, a veces algo plegada o con débiles crénulas. En algunas muestras se ha podido comprobar cómo esta estructura no es más que el resultado de un bandeado mineralógico obliterado por la esquistosidad más aparente de la roca y debido a fenómenos puramente dinámicos.

1.5.6 CUARCITAS (S-Dq)

Estos materiales afloran en el borde SO de la Hoja en las proximidades de Pentes, presentándose en bancos centimétricos muy tectonizados y di-clasados debido a la intrusión del granito.

Son de colores cremas y beige con tonalidades claras.

1.5.7 SERIE FILITICA (S-Df) (S-DfM)

Dentro de la serie silúrico-devónica, éste es el tramo que alcanza mayor representación cartográfica, extendiéndose principalmente su dominio por el borde O de la Hoja.

Es una sucesión bastante monótona de filitas, gris negruzcas y gris azuladas, con presencia casi constante de grafito, entre las que se intercalan, con relativa frecuencia, masas lentejonares (no cartografiables) de metavulcanitas (fundamentalmente metalinesitas metafelsitas) las cuales destacan

del resto del conjunto por sus tonalidades más claras y por su alteración muy patente.

A pesar de que una de las características definitorias de este tramo es la monotonía, es necesario reseñar la presencia de niveles más detríticos, que destacan entre las pelitas por un tamaño de grano más grosero (detectable por observación macroscópica) y por sus tonalidades beige y gris claras.

En las zonas afectadas por metamorfismo de contacto estas filitas pasan a esquistos andalucíticos de tonalidades marrones oscuras y negruzcas, en los que las micas adquieren un mayor desarrollo, especialmente en los planos de esquistosidad. Los cristales de andalucita no llegan a alcanzar el desarrollo de los de la serie metamórfica Ordovícico-Silúrica de la Sierra del Marabón.

Por último, es necesario destacar el hecho de que en este tramo, se intercalan una serie de materiales —como liditas, filonitas, grauvacas y cuarcitas— que han sido individualizadas para su descripción, ya que, tanto desde el punto de vista litológico como sedimentario, presentan características muy diferentes a los aquí reseñados.

1.5.8 SILURICO-DEVONICO INDIFERENCIADO. ENCLAVES EN GRANITOS (S-D)

Al S de la zona, y por debajo de la falla de las Portillas, es frecuente encontrar, en los granitos, enclaves de materiales paleozoicos no asimilados por las diferentes intrusiones. Aparte de este conjunto de enclaves existe otro al NO de la zona, situado entre San Adrián de Solveira y Santa María de Pijeiros. La composición litológica es semejante en todos ellos.

Estos enclaves están formados por filitas, esquistos, cuarcitas micáceas, etc.

En el afloramiento de San Martín de la Mezquita se observa la presencia de liditas muy recrystalizadas, mientras que en Santa María de Tameirón, en la zona norte, se observan migmatitas heterogéneas, a las que se les ha dado representación cartográfica.

Las cuarcitas, microscópicamente, se presentan constituidas por cuarzo de grano fino, con estructura en mosaico y con alineaciones de diminutas láminas moscovíticas muy netamente orientadas.

En cuanto a los esquistos, están formados por biotita semiorientada, en lechos muy delgados o en hileras, asociándose a ellas láminas mayores moscovíticas, con la exfoliación oblicua a la de la biotita y resorción en los bordes además de numerosas inclusiones de agujas de sillimanita. En forma de bandas irregulares se encuentran lechos cuarcíticos formados por granos de tamaño medio ligeramente orientados.

1.6 Terciario (T)

La representación de estos materiales dentro de la Hoja es muy pequeña, únicamente se encuentran estos tipos de depósitos en la zona de Cabezos.

Sus facies son posiblemente de borde del Terciario y su edad no es posible constatarla al hallarse completamente aisladas en la zona y depositarse de una forma discordante sobre la serie de «Viana».

Son conglomerados de cantos gruesos con intercalaciones de tramos arcillo-arenosos de grano muy fino. El color es generalmente rojizo, aunque en la mayoría de las ocasiones se debe a un proceso de alteración. Las intercalaciones conglomeráticas son de una potencia métrica, incluyendo niveles arcillo-arenosos generalmente de colores abigarrados.

Dentro de este afloramiento, en su zona septentrional, se observan colores verdosos y grises, lo que puede implicar un cambio de ambiente sedimentario, pero dada la escasez del afloramiento no se pueden obtener datos para confirmarlo.

Se han detectado laboreos antiguos en estos materiales, aunque no se ha podido determinar a qué tipo de minerales estaban dirigidos estos trabajos.

1.7 CUATERNARIO

1.7.1 MORRENAS (Q₁ M₀)

Son depósitos de tipo fanglomerático, con cantos y bloques que pueden alcanzar varios metros cúbicos y cuya composición, muy heterogénea, es la de granitos, migmatitas, «Olló de Sapo», etc.

En general, tienen una gran extensión dando formas alargadas, con varias barras en «media luna».

Posiblemente estos depósitos estén ligados a la trayectoria actual del río Jares y los subsidiarios de éste.

1.7.2 COLUVIONES (Q₁ C)

La mayoría de estos depósitos de ladera han sido omitidos en la cartografía, para dar una mayor expresión al mapa, aún cuando, en ocasiones, su potencia puede ser considerable.

En mitad E de la Hoja, debido a la topografía abrupta existente, aparecen abundantes «pies de montes», formados por bloques y cantos de diferentes tamaños. En general, los finos son muy escasos.

1.7.3 ALUVIALES (Q₂ Al₁)

Son los sedimentos de origen fluvial los más recientes dentro de la Hoja. Su representación es escasa, debido a que los ríos que recorren la zona se encuentran en su tramo alto y medio, predominando la erosión y transporte sobre la sedimentación.

Están compuestos por arenas, gravas, cantos, etc., procedentes de la disgregación de los materiales más próximos.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Para elaborar el presente capítulo se han consultado los trabajos más importantes —publicados— sobre tectónica de la zona, confrontándose los datos que cada uno de ellos suministran con las «evidencias» de campo constatadas por los autores de este Informe.

De este análisis comparativo se ha obtenido la conclusión de que las teorías más acordes con las investigaciones «sobre el terreno» son las suscritas por FERRAGNE, A. (publicación de 1972 y visita de campo de 1977); a ellos se ceñirán (con algunas modificaciones) las fases de deformación que, en los siguientes puntos, se describen.

2.2 FASES PRE-HERCINICAS

Afectan, exclusivamente, a los materiales precámbricos que integran la «Serie de Viana» y los ortogneises de Porto.

Se pueden distinguir dos momentos o fases de deformación que producen estructuras reconocibles sobre el terreno.

a) Fase I (F_I): es responsable de la blastomilonitización, de una deformación de fractura y de la formación de pliegues isoclinales (con flancos paralelos) asociados a una esquistosidad S₁ enmascarada por la esquistosidad de la segunda fase pre-hercínica. En la carretera de Pías a Porto se han visto charnelas de estos pliegues de Fase I (desarrollados en materiales refractarios a la migmatización) y presenta direcciones aproximadas NE-SO.

b) Fase II (F_{II}): provoca la aparición de pliegues y una esquistosidad que enmascara la de primera fase. Los pliegues debidos en este momento de deformación (sólo visibles en algunos niveles cuarcíticos) son similares, con engrosamientos en las charnelas y adelgazamientos en los flancos (en los que también se puede producir un fenómeno de «boudinage»). Los planos axiales son sub-horizontales y sus direcciones preferentes NO-SE y O-E. Esta

segunda fase sería responsable, también, de un metamorfismo de alta presión y una migmatización heterogénea.

El autor, FERRAGNE, A., habla de un ciclo orogénico anterior a la Fase I descrita (ante-blastomilonítico), de existencia probable, pero que no ha podido reconocer con certeza.

2.3 OROGENIA HERCINICA

Es la responsable de todas las estructuras que, en la actualidad, se observan en la Hoja, excepción hecha de las descritas en el apartado anterior que, como se ha dicho, sólo son visibles en localizaciones muy concretas.

Dentro de esta orogenia podemos distinguir tres fases:

2.3.1 PRIMERA FASE DE DEFORMACION (F_1)

Su actividad se manifiesta en el dominio de los materiales paleozoicos y en el de los materiales precámbricos.

Es necesario remarcar el hecho de que, dentro del Paleozoico, los terrenos ordovícicos y silúricos se presentan deformados por igual durante esta fase, cuyas manifestaciones son: la formación de pliegues isoclinales tumbados (de vergencia NE) y la aparición de una esquistosidad de flujo o foliación (S_1), con valores relativamente constantes.

Estos pliegues de fase uno son de flancos paralelos, sin esquistosos y presentan rumbos preferentes NO-SE y NNO-SSE (los valores direccionales anómalos son debidos a deformaciones tardías). La geometría de estas estructuras puede variar algo en relación con la competencia de los materiales; así en las cuarcitas del Arenig del Pico Majedo (Oeste de la Hoja) se observan pliegues métricos «en rodilla».

Los planos de esquistosidad S_1 poseen direcciones comprendidas, aproximadamente, entre N 90° y N 160°. Los buzamientos se dirigen, con raras excepciones, hacia el S-SO y sus valores (cantidad de buzamiento) se suavizan, curiosamente, hacia el ángulo SO de la Hoja (tramo medio del Sinclinal de Verín).

En el dominio de los materiales precámbricos, este momento de deformación hercínica, provocó una Fase III, definida por la aparición de pequeños pliegues, en «chevron» (desarrollados sobre la S_{II}) y de algunos pliegues, de mayor entidad, localizables en el afloramiento de cuarcitas precámbricas situado en el centro de la Hoja.

La geometría de los pliegues en «chevron» es variable e influenciada por dos factores: la potencia de los niveles más competentes y la relación de potencias entre éstos y los incompetentes (normalmente melanosomas de migmatitas). Estos pequeños pliegues se relacionan con un clivaje de

plano axial (S_{III}), cuyas direcciones varían de N 120° a N 150° y cuyos buzamientos, normalmente, se dirigen hacia el SO.

La discordancia cartográfica que marca el paso Ordovícico-Silúrico hace sospechar la existencia de una fase ante-Silúrica, pero no se han encontrado evidencias estructurales de ella en toda la zona estudiada.

2.3.2 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (F_2)

En el entorno de la presente Hoja, esta segunda fase se manifiesta por una foliación o esquistosidad subhorizontal (S_2) que se desarrolla sobre los materiales paleozoicos y forman con la S_1 un ángulo muy débil (10°-15°). La dirección de buzamiento de este plano de esquistosidad es, aproximadamente, SO y la interacción de la S_1 con la S_2 determina la aparición de una «crenulación» de plano axial sub-horizontal.

En algunos puntos (por ejemplo, en el camino forestal hacia el Pico Majedo), se puede observar que, este momento de deformación, ha provocado una remodelación de los flancos de los pliegues de primera fase hercínica.

El macizo granítico de Queija-Manzaneda sufrió una orientación de borde durante esta deformación.

2.3.3 TERCERA FASE DE DEFORMACION (F_3)

Este momento de la orogenia hercínica, responsable de las grandes estructuras que flanquean al NE y SO de la Hoja de La Gudiña, ha dejado muy escasos vestigios en el área geográfica delimitada por ella.

Se trata de pliegues decamétricos, de amplio radio de curvatura, con flancos suaves y plano axial sub-vertical que se localizan exclusivamente en la Ladera NE de Cabeza Pequeña, relieve adosado al Pico Majedo (borde oeste de la Hoja).

2.3.4 DEFORMACIONES TARDIAS

Una vez emplazado el último de los granitoides, una fase de fracturación afecta a las estructuras preexistentes, provocando la aparición de una serie de accidentes con direcciones más frecuentes N-S, NNE-SSO y E-O.

Entre las fallas más importantes, la más antigua es la de Santa María de Pijeiros. Se trata de una falla normal (la componente vertical es la más importante), de dirección aproximada N-S y con un plano de fuerte pendiente hacia el Oeste que provoca el hundimiento del bloque situado en esa orientación. Su salto debe ser de importancia, ya que pone en contacto los materiales precámbricos con los silúricos.

Con posterioridad a la aparición de esta falla juegan una serie de «décollements» senestros, paralelos entre sí y de dirección NNE-SSO, que des-

plazan a las estructuras hercínicas (muy especialmente en la mitad occidental de la Hoja).

El accidente más destacable de esta fase de fracturación es el «déchocement» de Las Portillas de sentido dextro y dirección aproximada E-O, que afecta y desplaza a la falla de Santa María de Pijeiros, así como a todos los materiales paleozoicos y graníticos situados al sur de la Hoja. A lo largo de la traza de esta gran falla, y en especial en los granitoides, se pueden observar importantes franjas milonitizadas.

3 PETROLOGIA

3.1 ANTECEDENTES

Existen diversos trabajos en los que se estudia, con mayor o menor detalle, la petrología del entorno geográfico en el que se halla ubicada la presente Hoja. Entre ellos cabría destacar los de PARGA PONDAL, I. et al (1964), CAPDEVILA, R. (1969), FERRAGNE, A. (1972) y MARTINEZ GARCIA, E. (1973), que han sido consultados para la elaboración de esta Memoria.

3.2 ROCAS PLUTONICAS HERCINICAS

Las rocas plutónicas de la Hoja de La Gudiña se pueden encuadrar en tres grandes grupos: el primero (más antiguo) sería el integrado por los granitos gneisificados y los leucogranitos, que prenestan como característica común el que sus contactos con el encajante siguen la dirección de la primera fase de deformación hercínica; el segundo grupo sería el integrado por los granitos de dos micas y el granito deformado de Calabor, que cortan a las estructuras de fase uno y, en algunos casos, se ven afectados por una orientación (de borde) paralela a la segunda fase; en el tercer grupo se englobarían granodioritas, granitos porfidoclásticos y granitos monzoníticos, fruto todos ellos de la actividad póstuma de la orogenia hercínica.

Más problemático se presenta el situar, dentro del magmatismo hercínico, las masas de granito de anatexia que afloran en el dominio Este de la Hoja, aunque existen indicios para suponer que se formaron durante la segunda fase de deformación hercínica, habiendo sufrido una removilización durante la tercera, que sería la causante, por tanto, de su actual emplazamiento.

3.2.1 GRANITO GNEISIFICADO ($x^d \gamma^2$)

Aflora exclusivamente en el borde ENE de la Hoja y forma masas alargadas de dirección aproximada NO-SE.

Sus contactos con el encajante son bastante netos, aunque en la zona de Valdecasares, entre los materiales ordovícicos y muy cercanas al borde de la intrusión, se pueden observar pequeñas masas de esta roca (desde algunos centímetros a pocos metros), también intrusivas, que muestran aspecto migmatítico.

Este granito, de tonos blancuzcos y grisáceos claros, muestra unos bandeados ondulados (entre los que se distribuyen fenocristales de cuarzo y feldespatos) que son los que confieren el aspecto gneísico y que marcan direcciones paralelas a las deformaciones de primera fase hercínica. La disyunción se realiza en lajas.

La composición mineralógica de estos granitos es: cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita, moscovita, circón y apatito. La microclina suele predominar sobre la plagioclasa, si bien en algunos puntos ocurre lo contrario. Se trata pues de granitos o granitos adamelíticos en los que predomina indistintamente la biotita o la moscovita, siendo este último caso el más frecuente.

La microclina forma fenocristales preferentemente tabulares, con maclas de karsbald y en enrejado.

La plagioclasa (An₂₀), también porfídica, presenta un zonado muy débil que a veces no se percibe. Las mirmequitas son muy frecuentes.

Las micas forman diminutos lechos, agregados, o se encuentran aisladas, orientándose según la dirección mayor de los fenocristales.

3.2.2 LEUCOGRANITO O GRANITO PREFERENTEMENTE MOSCOVITICO

(γ_m^d)

Se trata de un granito de grano medio a fino, en el que predominan las moscovitas, aunque las biotitas están siempre presentes y se manifiestan, en porcentajes algo más elevados, hacia el centro de los macizos.

Hacia los bordes de los afloramientos el tamaño de grano se hace más heterométrico, predominando los gruesos, observándose algunos fenocristales y una cierta orientación que sigue los valores direccionales de la primera fase de deformación hercínica.

Sus contactos con las rocas de caja son netos y es normal encontrar, dentro de estas masas, enclaves de materiales paleozoicos, así como concentraciones de biotita en nódulos centimétricos.

La composición mineralógica media, aproximada, es: cuarzo, microclina, plagioclasa (An₁₈), moscovita, biotita, apatito y circón. Accidentalmente se observan también escasos niveles de granate. El carácter más destacable de estos granitos es la marcada orientación y manifiesta deformación de todos los minerales componentes. La proporción de moscovita es siempre notablemente superior a la de biotita, mientras que la relación microclina plagioclasa es variable.

3.2.3 GRANITO DE DOS MICAS DEFORMADO DE CALABOR ($d\gamma^2$) ($d\gamma_m^2$)

Se sitúa en el ángulo SE de la Hoja y forma un afloramiento irregular de dirección aproximada SSE-NNO. En el contacto con el Paleozoico del Alto de La Canda sufre una diferenciación de borde, pasando a leucogranito ($d\gamma_m^2$), en cual provoca pliegues de arrastre en los materiales ordovícicos y un importante metamorfismo de contacto.

La deformación y orientación de los componentes mineralógicos se llega a observar a simple vista.

La roca presenta, en corte fresco, tonalidades blancuzcas y, a veces, rosáceas, Muestra una patente disyunción en bolos y no es raro encontrar en este granito enclaves de encajante. Los fenocristales no son frecuentes.

Un cortejo filoniano, principalmente de pegmatitas turmaliníferas, acompaña al granito de Calabor. Su tamaño de grano es de medio a grueso y su composición mineralógica lo mismo que su carácter textural son similares a los ya descritos para el granito gneisificado. Como caracteres microscópicos diferenciables más notables en granito de Calabor se pueden señalar una deformación algo mayor del cuarzo y menor de las micas, un carácter porfídico ausente o poco marcado y un zonado y basicidad mayores en las plagioclasas, además de ser más numerosas las mirmequitas.

3.2.4 GRANITO DE DOS MICAS DE GRANO MEDIO A GRUESO ($d_{2-3}\gamma_b^2$, m)

Aflora al SO, NO (Macizo Queija-Manzaneda, de FERRAGNE, A.) y N (Macizo de Pradoramisquedo) de la Hoja. Suelen dar un paisaje de «berrocal», circunstancia bien patente al sur de La Gudiña.

El tamaño de grano es siempre de medio a grueso, aunque se observan facies locales de grano fino.

Los contactos con el encajante son netos, penetrativos, y son normales los enclaves de rocas intruidas. En el Macizo de Queija-Manzaneda se observa una orientación, de borde, debida a la segunda fase de deformación hercínica.

Su composición mineralógica media es la siguiente: cuarzo, microclina, plagioclasa ácida (An_{10-20}) moscovita, biotita, apatito y circón.

La relación entre los dos feldspatos suele ser variable, a la vez que la biotita es más escasa que la moscovita. Los caracteres texturales son muy variados, encontrándose desde rocas granulares hasta orientadas e, incluso, porfídicas. Igualmente cambia el tamaño de grano de unas muestras a otras, o el grado de idiomorfismo de los cristales. Las plagioclasas pueden presentar zonación muy débil o carecer totalmente de ella. Las mirmequitas no son raras. La microclina puede ser microspertítica o incluir diminutas plagioclasas o granos de cuarzo. Algunas muestras muy aluminosas contienen

agregados fibrolíticos y, más rara vez, restos de andalucita. Pueden encontrarse facies de tránsito que recuerdan a los granitos de anatexia.

3.2.5 GRANITO DE DOS MICAS CON FENOCRISTALES ($d_p \gamma_b^2 m$)

Aflora al este de La Gudiña y forma un macizo discontinuo, intruido, posteriormente, por una granodiorita.

Su tamaño de grano es de medio a grueso y se observan, con frecuencia, fenocristales de microclina. Sus contactos con el encajante son netos, cortantes. Provoca en los materiales paleozoicos un claro metamorfismo de contacto.

En algunos puntos se observan orientaciones, provocadas por la segunda fase de deformación hercínica.

Esta facies de granito se presenta bastante alterada, dando lugar a formas de relieve suaves y a depósitos eluviales arenosos.

Desde el punto de vista mineralógico, no se pueden señalar diferencias esenciales con los granitos de dos micas. Su carácter más notable es la presencia de fenocristales, principalmente de microclina, maclados según Karlsbad y enrejado, con formas tabulares o xenomorfos y que incluyen cuarzos y plagioclasas o escasas micas. Las pertitas parecen ser más abundantes que en los granitos de dos micas carentes de fenocristales.

3.2.6 GRANITO DE ANATEXIA ($d_p \gamma_b^2 m$)

Se emplaza al este de la Hoja, formando afloramientos de irregular tamaño, asociados en cualquier caso, con los materiales migmatíticos hercínicos.

Sus relaciones con el encajamiento son mixtas, ya que, en unos casos, los contactos son netos, cortantes y, en otros, presentan un trazado perfectamente concordante con las estructuras migmatíticas homogéneas, yaciendo en intercalación con ellas y tomando el aspecto de «migmatitas de inyección».

Este granito da relieves muy fuertes y muestra una espectacular disyunción en bolos, algunos de ellos de gran volumen.

El tamaño de grano es de medio a grueso, predominando éste último. La composición mineralógica media es: cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita, moscovita, apatito y circón.

La proporción de feldespatos y micas es variable. La zonación neta de las plagioclasas es frecuente. Se encuentran facies que pueden contener o no lechos micáceos con sílices aluminicos más frecuentes que en ellos. El tipo más característico de los granitos de anatexia está formado por unos feldespatos y plagioclasas algo porfídicos, hipidiomorfos con grano fino, estructura en mosaico y rellenando los intersticios entre los feldespatos. Las micas forman finos lechos generalmente orientados.

3.2.7 GRANODIORITAS DE GRANO MEDIO A GRUESO ($2-3\gamma\eta^2$)

Sólo existe un afloramiento de este tipo de granito, que se sitúa en el entorno del pueblo de Pentés.

Sus contactos con cortantes, intrusivos en el Silúrico y en el granito de dos micas.

No se observan enclaves de encajante y el aspecto de la roca en corte fresco es de tonos claros y, a veces, rosados. El tamaño del grano es de medio a grueso, mostrando los feldespatos en las zonas mecanizadas un cierto grado de caolinización.

Todo el conjunto de rocas, denominadas granodioritas, están constituidas por cuarzo, plagioclasa (An_{15-25}), microclina, biotita y moscovita, la cual no difiere de los granitos de dos micas. Como caracteres distintivos se pueden señalar, más que los tipos texturales, el predominio algo generalizado de la plagioclasa sobre el feldespato, y de la biotita sobre la moscovita, lo cual no se cumple en numerosos casos. CAPDEVILA y FLOOR (1970) señalan entre otros, como caracteres peculiares de los granitos calcoalcalinos, formados en zonas de la corteza más profunda que los granitos alcalinos, la mayor basicidad de la plagioclasa y escasez de la moscovita. Se puede pensar que quizá estas rocas denominadas granodioritas en la presente Hoja sean unas facies intermedias entre las dos series graníticas por ellos establecidas.

La mayoría de las rocas estudiadas corresponden a granitos adamelíticos, granitos y en menor número a granodioritas, todas ellas de dos micas, siguiendo los criterios de basicidad de la plagioclasa, y de su proporción respecto a la microclina.

3.2.8 GRANODIORITA PORFIDICA DE DOS MICAS ($p\gamma\eta^2$)

Aflora en el centro de la Hoja, al norte del décrochement de Las Portillas. Son rocas que en corte fresco dan tonalidades gris claras y azuladas. Su tamaño de grano es, preferentemente, grueso aunque se observan también facies de grano medio. Es muy frecuente la presencia de fenocristales (de 1 a 1,5 cm.) de microclina. Predomina la biotita, pero la moscovita (aunque en menor proporción) está siempre presente.

La intrusión de estas granodioritas provoca, en las rocas de caja, una aureola de metamorfismo de contacto. Son muy escasos los enclaves de encajantes, siendo los contactos con el mismo muy netos y cortantes.

Es frecuente el observar concentraciones de biotita de formas elipsoidales (centimétricas) y filones decimétricos de pegmatitas y cuarzo.

Las formas de relieve que dan estas rocas van de alomadas a fuertes.

3.2.9 GRANODIORITA DE MEGACRISTALES, «DIENTE DE CABALLO» ($\gamma\eta^2$)

Aparece exclusivamente al sur de la Hoja, flanqueando por el Oeste, a la sierra de Marabón. Es un granito muy parecido descrito en el punto anterior, aunque se distingue de él por el predominio de las moscovitas sobre las biotitas y por la abundantísima presencia de megacristales prismáticos de microclina, que alcanzan tamaños de hasta 8 cm. Las disposiciones de estos megacristales es, aparentemente, caótica, situándose (en ocasiones) perpendicularmente a la superficie del afloramiento y produciendo la impresión de «dientes de caballo».

La disyunción de este material se realiza en grandes bolos que, debido a los megacristales, presentan un aspecto muy típico.

3.2.10 GRANITO PORFIDOCLASTICO ($px^d\gamma^2$)

Se han individualizado dos masas de este tipo de granito que bordean, por el oeste y al noreste de La Gudiña, a las intrusiones anteriores.

Es un granito con tonalidades grisáceas y rosadas, de grano medio a grueso y en el que predominan las moscovitas. Se observan frecuentes filones de pegmatitas (que contienen feldespatos rosados de gran tamaño) y enclaves microgranudos muy compactos de tonalidades verdosas y negruzcas; también son normales los nódulos de biotita.

La roca está milonitizada y en los planos de diaclasas suelen encontrar dendritas de pirolusita. Sus contactos son netos y cortan a todos los demás materiales.

Estas facies granitoides están formadas por cuarzo, microclina, plagioclasa poco zonada, acompañada de muy escasa moscovita y de biotita generalmente cloritizada. Se trata de rocas graníticas y leucograníticas, de grano medio, afectadas por una fuerte cataclasis o intensa milonitización que da lugar a una disposición orientada de los minerales componentes, con rotura más o menos acusada, llegando incluso a desarrollarse porfidoclastos heterométricos feldespáticos implantados en una matriz pulverulenta de los minerales leucocráticos.

3.2.11 GRANITO MONZONITICO (μ^2)

El único afloramiento que, de esta roca, se encuentra en la Hoja, se sitúa al norte de Pentes, es de reducido tamaño e incluye, netamente, a los granitos anteriores.

Se trata de un granitoide de grano medio a grueso, con escaso cuarzo y tonalidades frecuentemente rosadas. Las moscovitas están más desarrolladas y son más numerosas que las biotitas. Es muy frecuente encontrar

pequeñas masas aplíticas, de grano muy fino, repartidas irregularmente por toda la roca.

Su composición mineralógica media es: plagioclasas, microclina, cuarzo, biotita y moscovita.

Tanto el cuarzo como las micas son escasos. La plagioclasa está curvada y poco zonada y es mucho más abundante que la microclina. En realidad recuerda a los granitos miloníticos anteriores, si bien el tamaño de grano es ligeramente mayor.

3.3 ROCAS FILONIANAS (q, FP, FASi)

Se han distinguido, dentro del ámbito de la presente Hoja, tres tipos de rocas filonianas: diques de cuarzo, pegmatitas y aplitas silicificadas.

Entre los diques de cuarzo se podría establecer una diferencia, basada en el mayor o menor desarrollo de los mismos y en su proceso genético. Los de mayor potencia proceden del relleno de fracturas en fase de distensión y muestran orientación preferente NO-SE y la ortogonal a ella; los de menor entidad están relacionados con procesos hidrotermales y, en diversos puntos, se presentan mineralizados (como en Villanueva de la Sierra y en el ángulo SO de la Hoja, lugares en los que la mineralización es de mispíquel).

Las pegmatitas están constituidas, casi exclusivamente, por gruesos cristales maclados de microclina, flanqueados por láminas de moscovitas de considerable tamaño. El cuarzo observado es escaso y se presenta pene-trando las maclas feldespáticas y de modo intersticial.

En el ángulo SO de la Hoja (este de Pentes) se localiza un filón de aplitas silicificadas que posee textura cataclástica y está formado por cuarzo en diminutos filoncillos y en granos, entre los que se entremezclan cristales rotos de plagioclasa.

3.4 METAMORFISMO HERCINICO. MIGMATITAS HOMOGENEAS (ψ)

En las series paleozoicas se observa el desarrollo de un metamorfismo progresivo, de baja presión, que hace que de forma gradual se pase de las series pelíticas o arenosas a esquistos y rocas con estructuras migmatíticas, culminando el proceso con la presencia de rocas granitoides, granitos de anatexia. La abundancia de rocas graníticas puede dar lugar, al situar los minerales metamórficos sobre el mapa, a la creencia de que su desarrollo es debido a metamorfismo de contacto, fenómeno éste que queda descartado, ya que muchos de ellos presentan estructuras rotacionales e inclusiones sericiticas. Sin embargo, existen zonas en el Paleozoico sobre las que el granito desarrolla fenómenos de contacto, con la aparición de andalucita y biotita.

Las principales asociaciones minerales que definen la evolución del metamorfismo en las metapelitas son:

Cuarzo-moscovita-clorita
Cuarzo-moscovita-cloritoide
Cuarzo-moscovita-cloritoide-andalucita
Cuarzo-moscovita-biotita-granate-andalucita
Cuarzo-moscovita-biotita-estaurolita-andalucita
Cuarzo-moscovita-biotita-estaurolita
Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita
Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-sillimanita
Cuarzo-moscovita-biotita-sillimanita

El frente de migmatización coincide con un llamativo proceso de moscovitización, que transforma las rocas destruyendo, parcialmente, los silicatos aluminicos y penetra, claramente, dentro de las series paleozoicas.

Entre las denominadas migmatitas homogéneas, los tipos más frecuentes son: gneises bandeados, metatexitas, oftalmíticas, diatexitas nebulíticas y granitos de anatexia. Sus caracteres microscópicos pueden recordar los de las rocas enumeradas al tratar las migmatitas heterogéneas en el capítulo de estratigrafía, pero según FERRAGNE (1972) la diferencia estriba en que estas últimas (es decir, las heterogéneas) se han desenvuelto en unas condiciones dentro de las cuales la moscovita no es estable, mientras que, las homogéneas, se han desarrollado en un ambiente de más baja presión que propició la moscovitización y facilitó el proceso de anatexia. Además, las migmatitas heterogéneas están afectadas por la fase F_{III} , que no se manifiesta en las homogéneas.

3.5 METAMORFISMO PRECAMBRICO

Se encuentra representado en la serie de Viana del Bollo, en la que se observan dos fases principales.

La primera es una fase metamórfica de presión por lo menos moderada, ya que los gneises contienen cuarzo, biotita, restos de distena y granate. Relacionados con ellos se encuentran diques leucocráticos ya descritos anteriormente.

A este metamorfismo sigue un proceso fuertemente dinámico, traducible en una blastomilonitización a la que se sigue un metamorfismo de alta presión y una migmatización heterogénea, en la que la moscovita, en razón de las condiciones de presión anotadas, no es estable.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos más antiguos que se encuentran dentro de la Hoja son: La serie de «Viana» y el ortogneis y/o «Olló de Sapo». En la zona estudiada son atribuidas al Precámbrico (FERRAGNE, A., 1972).

Este ciclo comienza con una deposición arenoso-pelítico, en un medio de plataforma, con oscilaciones, como lo evidencian la existencia de los niveles carbonatados.

Posiblemente durante la orogenia asintica es cuando se intruyen las rocas ortogneisicas, que son las que proporcionarán los materiales que conformarían posteriormente el «Olló de Sapo» sedimentario.

Dentro de la Hoja, entre los primeros sedimentos Ordovícicos y el Precámbrico podemos suponer una etapa de elevación de todo el bloque, por fallas, lo que daría lugar a la aparición de un umbral o antiforma que sería responsable de la ausencia de materiales cámbricos en el ámbito de la zona estudiada.

A nivel de la Hoja la serie Ordovícica contacta en su base por falla, comenzando con un tramo cuarcítico (O1q) que indica un ambiente de plataforma. A techo continúa con una sedimentación pelítica, fundamentalmente, con intercalaciones lentejonares samíticas, representando un medio menos energético que el anterior (O₁).

Por encima de estos tramos se pasa a un medio de plataforma, más somero, en el que se depositan las cuarcitas, que se presentan en grandes bancos y alternancias de cuarcitas con leves intercalaciones de pelitas (O₁₂).

Prosigue la sedimentación con un cambio, depositándose pizarras gris-azuladas, con diseminación de piritas, que podrían indicar la existencia de un medio euxínico (O₂₋₃).

Los materiales depositados durante el Silúrico son de un ambiente similar, con algunos impulsos que provocarían deposiciones detríticas, las cuales significarían un medio de mayor energía. Entre los materiales del Ordovícico y del Silúrico se deduce una discordancia cartográfica.

Para tiempos Precámbricos los materiales han sufrido dos momentos de deformación (F₁ y F₁₁), estando acompañado el segundo de ellos de un metamorfismo, una migmatización y la intrusión del ortogneis.

Posteriormente es la orogenia Hercínica la que afecta a todo el conjunto, dando tres fases de deformación (F₁, F₂ y F₃) y provocando la aparición de un metamorfismo regional.

Este ciclo orogénico es también responsable de una migmatización homogénea y del emplazamiento de los granitoides, que va seguido por unas deformaciones de fractura, tardihercínicas, con la intrusión del cortejo filoniano.

Durante el terciario, posiblemente, tiene lugar una reactivación orogé-

nica, que se manifiesta por fallas o rejuego de las preexistentes y que origina un rejuvenecimiento del relieve. A causa de esto se producen cubetas, de pequeñas dimensiones, que serían rellenadas por sedimentos de origen fluvioacustre.

En el Cuaternario se produce un glaciario (posiblemente en el Wurm) localizado en las zonas más elevadas topográficamente, al N y E de la Hoja, que proporciona sedimentos típicos de lenguas glaciares.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

En la actualidad, el aprovechamiento de los recursos geológicos de esta Hoja es escaso, tanto en el sector de rocas industriales como desde el punto de vista minero, ya que la minería y la explotación de canteras atraviesan un período de inactividad.

5.1 MINERIA

Durante la fase de documentación de la Hoja, se hicieron las oportunas consultas en los distintos organismos (Jefatura de Minas y P. N. I. M.) sobre los indicios, permisos de investigación y concesiones de explotación, correspondientes al área de estudio, localizándose cuatro indicios. En la fase de campo se han detectado otros de los que no existía información.

Ninguno de los indicios existentes son objeto de explotación en la actualidad.

En la Sierra de Marabón el indicio de Fe, en forma de óxido, está asociado a unos esquistos andalucíticos. No se tomaron muestras de este Fe, puesto que sus posibilidades se estimaron poco importantes. También se observan piritizaciones asociadas a filoncillos de cuarzo muy abundantes en esta zona.

Al norte de Chanos existen dos indicios de Caolín, dos pequeñas calicatas, en un granito moscovítico alterado. En ellos se observan arenas procedentes de la alteración del granito, con óxidos de hierro y escasas arenas caolinizadas.

Al este de Villanueva de la Sierra, en el Camino de la Sierra, existen dos indicios de sulfuros tipo mispíquel, galena, etc., asociados a dos filones de cuarzo. Estos filones no superan los tres metros de potencia, su longitud es escasa, y su dirección es de N 80° E.

En la pista de Pentes a Barja, al suroeste de la Hoja, se observaron pequeños filoncillos de cuarzo, con abundante moscovita, óxidos de hierro y casiterita, que atraviesan las pizarras del Silúrico con una dirección aproximada ESE-ONO; su origen es de tipo hidrotermal.

5.2 ROCAS INDUSTRIALES

En la Hoja de La Gudiña existen sólo dos canteras de importancia, una de calizas y otra de granito, el resto de ellas son de escaso interés, habiéndose utilizado localmente como materiales de construcción y áridos de obras públicas.

La cantera de calizas de Seoane de Arriba es de cierta importancia, habiéndose empleado sus materiales en la construcción de las cerradas de los vasos en las presas de San Sebastián de Pradorramisquedo y Porto. Estas calizas pertenecen a la serie de Viana del Bollo.

La cantera de granito, situada en el alto de Cañizo, posee un frente de considerables dimensiones, habiendo sido utilizada en la construcción y reforma del trazado de la carretera N-525 en su tramo El Padornelo-Verín.

Del conjunto de las capas (subbase, base y capa de rodadura) que forman la estructura de la red viaria, este granito se empleó como material constitutivo de la base y capa de rodadura, ya que por su dureza cumplía perfectamente las especificaciones insertas en los plieglos de condiciones de la D. G. de Carreteras.

Este granito se ha cartografiado como granito cataclástico.

Aparte de estas dos explotaciones de importancia, existen varias de diferentes materiales, cuarcitas, jabres, granitos, etc., que fueron utilizados como materiales de construcción. En ocasiones se extrae arena de aquellas zonas en que el granito se encuentra alterado.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico, y debido a las diferentes litologías existentes en la Hoja, se pueden efectuar tres divisiones: materiales precámbricos y granitoides, materiales paleozoicos y materiales terciarios y cuaternarios.

MATERIALES PRECAMBRICOS Y GRANITOIDES

En general se consideran, en pequeño, impermeables, admitiendo, en grande, una cierta permeabilidad ligada a su lajosidad y tectonización. Cuando estos materiales se encuentran alterados, aumenta la permeabilidad.

En algunos casos, la potencia de las zonas alteradas puede ser de cierta magnitud y debido a su escaso grado de compactación, presenta buenas condiciones para la infiltración y almacenamiento del agua subterránea. Estos acuíferos serán de escasa importancia y muy superficiales, aunque se puede esperar de ellos caudales suficientes para demandas locales.

MATERIALES PALEOZOICOS

Presentan un comportamiento hidrológico muy parecido a los precámbricos. Desde el punto de vista hidrogeológico la permeabilidad en pequeño es nula, y en grande varía mucho según su grado de lajosidad y fracturación, aumentando en las proximidades de grandes accidentes tectónicos.

La alteración de las pizarras influye desfavorablemente sobre la permeabilidad, ya que las arcillas, producto de esta alteración, pueden sellar las diaclasas y fracturas haciéndolas disminuir.

En las zonas donde predominan las cuarcitas, si se encuentran muy diaclasadas, fracturadas y en contacto con las pizarras, pueden dar origen a caudales de agua de cierta importancia.

MATERIALES TERCIARIOS Y CUATERNARIOS

Aunque tienen escasa representación en la Hoja, presentan unas condiciones más favorables a la infiltración y almacenamiento del agua subterránea.

Debido a su composición litológica y a su baja compactación poseen una acusada permeabilidad.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una fase probablemente prehercínica en el Noroeste y Centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca)». *Stud. Geol.*, VI, pp. 29-48, Salamanca.
- ANTHONIOZ, P. M., y FERRAGNE, A. (1967).—«Sur la présence d'orthogneiss en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Somm. Acad. Sc. Paris*, núm. 265, pp. 848-851.
- (1969).—«Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations oeillées dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, pp. 138-141.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1972).—«Le Precambrien de la Meseta Iberique». *Notas Servicio Geológico de Marruecos*, vol. 236, pp. 315-335.
- CAPDEVILA, R. (1968).—«Zones de metamorphisme regional progressif dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 262, pp. 309-312.

- CAPDEVILA, E. (1969).—«Le metamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord orientale (NW de l'Espagne)». Thèse, Univ. de Montpellier, 430 pp.
- CHOUKROUNNE, P. (1971).—«Contribution a l'étude des mecanismes de la deformation avec schistosité grace aux cristallisation syncinematiques dans les "zones abritées"». *Bull. Soc. Geol. de France* (7), XIII, núms. 3 y 4, pp. 257-271.
- FERRAGNE, A. (1968).—«Sur l'existence d'un socle precambrien dans la region de Viana del Bollo (Galicia meridionale, Nord Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris, ser. D*, núm. 266, pp. 2375-2379.
- (1972).—«Le precambrien et le paleozoique de la province d'Orense». *Université de Bordeaux, Faculté de Sciences, These*, pp. 1-249.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1922).—«Criaderos de hierro de España, IV. Hierros de Galicia, I, III. *Mem. IGME*, vol. 1, Madrid.
- HOSCHEK, G. (1967).—«Untersuchungen zum stabilitats-bereich von choritoid und Stautotich». *Cont. Miner. and Petrol.*, vol. 14, pp. 123-162.
- IGLESIAS, PONCE DE LEON, M. et al (1977).—«Algunos ejemplos de Ortogneis en Galicia Central». V reunión Geología del W de la Península Ibérica.
- I. U. G. S. (1973).—«Clasificación and nomenclature of Plutonic Rocks Recommendations». *N. Jn. Min.*, H4, pp. 149-164.
- LOTZE, F.—«Observaciones respecto a las variscides de la "Meseta Ibérica"». *Public. extr. sobre Geología de España*, t. V, pp. 149-166, Madrid, 1950.
- (1956).—«Das Prakambrium Spaniens». *N. sb. Geol Palaont.*, 8, pp. 373-380.
- LLOPIS LLADO, N. (1957).—«Estudio del glaciario cuaternario de Sanabria». Libro guía. Exc. núm. 2, V *Congr. Int. INQUA*, Madrid.
- MALLADA, L. (1896).—«Sistemas Siluriano y Cámbrico». *Explc. del Map. Geol. España*, t. I, 1 vol. 515 pp, Madrid.
- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geología*, núm. 6, pp. 1-113, 68 láms., 66 figs., Oviedo.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1969).—«Nota sobre la posición del "Ollo de Sapo" en las provincias de Zamora y Orense». *Com. Serv. Geol. Port.*, t. LIII, pp. 37-42.
- (1971).—«Esquema Geológico del Noroeste de la provincia de Zamora». *I Congr. Hisp.-Luso-Americ. Geol. E. Con. Sic. I*, t. I, pp. 273-286.
- (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (prov. de Zamora, León y Orense, Noroeste de España)». *Studia Geológica*, t. V, pp. 7-106, Univ. de Salamanca.
- MARTINEZ GARCIA, E., y CORRETGE, L. G. (1970).—«Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villavieja (Zamora-Orense)». *Studia Geol.*, Univ. de Salamanca, núm. 1, pp. 47-58.

- MATTE, Ph. (1968).—«La Structure de la virgation hercynienne de Galicia (Espagne)». *Geol. Alpine*, t. 44, p. 127, 128 figs., 3 láms., Grenoble.
- MEHNERT, K. R. (1968).—«Migmatites and the origin of granitic rocks». *El Servier Publishing Company, Amsterdam, London, New York*.
- MIYASHIRO, H. (1973).—«Metamorphism and metamorphic belts». *George Allen and Unwin Ltd.*
- PARGA PONDAL, I. (1958).—«Conocimiento geológico de Galicia». *Ed. Citanía*, p. 19, Buenos Aires.
- (1960).—«Observación e interpretación de problemas geológicos de Galicia». *Notas y Comunicaciones, IGME*, núm. 59, pp. 333-358.
- (1967).—«Carte geologique de Nord-Ouest de la Peninsule Iberique (hercynien et antehercynien)». *Ser. Geol. Portugal*, 1.^a edición, Lisboa.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction geologique l'Olló de Sapo formation porphiroide antesilurien». *Not. y Com. IGME*, núm. 76, pp. 119-154.
- PUIG Y LARRANZ, G. (1883).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora». *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 1 vol., 488 pp.
- RIBEIRO, A. (1974).—«Contribution a l'etude tectonique de Tras-Os-Montes oriental». Memoria núm. 24, Nova serie, *Servicio Geológico de Portugal*.
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not y Com. IGME*, vol. 81, pp. 7-22.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., y LOBATO, M. P. (1955).—«Datos sobre la petrografía de los alrededores del Lago de Sanabria en la provincia de Zamora». *Est. Geol. Inst. «Lucas Mallada»*, núms. 27-28, pp. 37-382.
- SCHMITZ, H. (1969).—«Glacial morphologische Untersuchungen in Bergland Nord-West Spanien (Galicien-León)». *Kolner Geographische Arbeiten*, Heft 23, pp. 1-157.
- SITTER, L. U. (1961).—«Le Precambrien dans la chaire Cantabrique». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, fasc. 9, p. 253.
- SPRY, A. (1969).—«Metamorphic textures». *Pergamon Press*, Oxford, London.
- WAGNER, R. H., y MARTINEZ GARCIA, E. (1974).—«The relation between geosynclinal golding phases and foreland movements in Northwest Spain». *Std. Geol.*, VII, pp. 131-158, Salamanca.
- WINKLER, H. (1976).—«Petrogenesis of Metamorphic Rocks». *Edited by Edgar Froese, Geological Survey, Ottawa, Canadá.*
- (1970).—«Abolition of metamorphic facies. Introduction of the four divisions of metamorphic stage and of a clasification based on isograds in common rocks». *N. Jb. Miner. Mh. Jg.*, 1970, H. 5, pp. 189-248.