



IGME

46

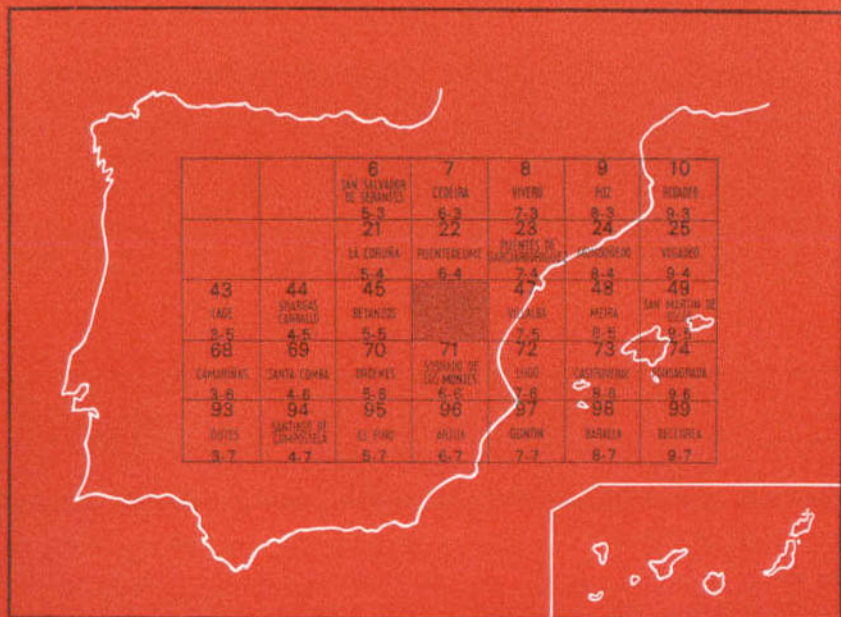
6-5

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GUITIRIZ

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GUITIRIZ

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IMINSA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

En *Cartografía*: Angel Naval Balbín, Moisés Iglesias Ponce de León y Francisco Ruiz Arias, Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Memoria*: Angel Naval Balbín, F. Ruiz Arias (Terciario y C. Económica).

En *Petrología*: Ofelia Suárez, Doctora en Ciencias Geológicas.

Asesoramiento en campo y Memoria: Moisés Iglesias Ponce de León, Licenciado en Ciencias Geológicas, y Charles E. S. Arps y J. Dick Hilgen, Doctores en Ciencias Geológicas.

Supervisión: Argimiro Huerga Rodríguez, Licenciado en Ciencias Geológicas (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 - 41.409 - 1981

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

1 ANTECEDENTES

La Empresa IMINSA realizó el estudio geológico de la Hoja núm. 46 (06-05), Guitiriz, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, siguiendo las directrices del Plan Magna.

La elaboración de este trabajo ha considerado inicialmente los de I. PARGA PONDAL (1963-1967), P. MATTE (1964-1968) y R. CAPDEVILA (1964-1970).

Asimismo se han tenido en cuenta los trabajos realizados por E. J. KEASBERRY (1974-1975), R. P. KUIJPER (1975) y L. A. DE ROOY (1975), de la Escuela de Leiden, en varias zonas de la Hoja.

Han intervenido temporalmente en campo Ch. E. S. ARPS, D. J. HILGEN, M. IGLESIAS PONCE DE LEON y F. RUIZ ARIAS.

2 INTRODUCCION

La zona estudiada se encuentra enmarcada en el límite de las provincias de La Coruña y Lugo (NO de España).

Geológicamente se encuentra situada en la Zona IV de P. MATTE (1968), caracterizada por la ausencia de afloramientos Devónico-Carboníferos, un Ordovícico y un Silúrico esquistoso muy potentes, ausencia total de Cámbrico, ya que el Ordovícico reposa directamente sobre el Olló de Sapo, así como la presencia de un Precámbrico porfiroide («Olló de Sapo») y un Precámbrico antiguo esencialmente constituido por rocas básicas metamorfozadas.

El metamorfismo en ciertos dominios se definió como perteneciente a un ciclo pre-hercínico (Escuela de Leiden P. C. E. DEN TEX (1966), V. ZUUREN (1969), HILGEN (1972), comenzando el metamorfismo hercínico con la primera deformación principal de las dos fases mayores de plegamiento.

La topografía es poco accidentada, salvo en el caso de los ríos Mandeo y Paraños, actualmente encajados, siendo el relieve muy suave, a excepción de los macizos graníticos, algo más elevados. El clima es de tipo atlántico húmedo, siendo la temperatura media anual de 12° C y la precipitación de 850 a 1.750 mm/año.

3 ESTRATIGRAFIA

Se han considerado dos dominios principales, que son el de la Serie del Olo de Sapo y el de la Serie de Ordenes, atendiendo a sus diferencias litológicas, definidas por I. PARGA PONDAL (1963) y MATTE (1968), así como en otras en las cuales se diferencian claramente los dos dominios.

3.1 DOMINIO DE LA SERIE DE OLLO DE SAPO

Está constituido por un conjunto de metasedimentos, que tienen una foliación marcada, ocupando el 30 por 100 de la superficie estudiada, y conformando la franja central de la Hoja, que forma parte del arco que describe en toda Galicia, y que se extiende desde la isla de Coelleira hasta Zamora, donde desaparece bajo el Terciario de la meseta.

El núcleo de dicha franja la ocupa el Olo de Sapo de grano grueso, que tiene estructura anticlinal, siendo la edad claramente anteordovícica, ya que sobre él, en ambos flancos, aparece una serie de sedimentos pelíticos y samíticos, que originan filitas, esquistos y cuarcitas de edad ordovícica.

3.1.1 SERIE OLLO DE SAPO

Se establecieron dos facies claramente diferenciadas por el tamaño de los cristales de feldespato, que son:

- A) Facies gruesas de Olo de Sapo con megacristales. Neises glandulares.
- B) Facies finas de Olo de Sapo. Metagrauvas feldespáticas.

3.1.1.1 Facies de Megacristales. Olo de Sapo de grano grueso (PCÉ)

Está constituido por neises glandulares en los que los cristales de cuarzo, feldespato potásico albitizado y plagioclasa destacan en una matriz esquistosa a neísica.

Aparece formando los núcleos de las estructuras de dirección NNE-SSE, en los anticlinales del Olló de Sapo y Guitiriz.

Estas rocas se caracterizan por presentar una matriz de grano medio, esquistosa, constituida por cuarzo, plagioclasas y micas, pudiendo tener los megacristales hasta unos 9 cm. de longitud y siendo de feldespato potásico albitizado. Estos fenocristales de feldespato normalmente son idiomorfos, estando generalmente muy deformados y pudiendo observarse en algunos puntos sombras de presión. Los cristales de cuarzo suelen tener tonos azulados, pudiendo llegar hasta dos centímetros de diámetro.

No se puede precisar claramente la potencia de dicha formación, pues no se conoce su límite inferior; sin embargo, pudiera ser de varios centenares de metros, posiblemente se puede estimar su potencia mínima en unos 500 metros, por asimilación a otras zonas en que aparece esta formación. La mayor extensión del Olló de Sapo de grano grueso se encuentra constituyendo el núcleo del anticlinal denominado del Olló de Sapo, que cruza la Hoja de Norte a Sur.

Generalmente los fenocristales de cuarzo y feldespato se encuentran aplastados según la esquistosidad de primera fase.

3.1.1.2 Facies de Olló de Sapo de grano fino (PCW)

A simple vista se trata de sedimentos de tipo arenoso en parte y fuertemente consolidados de tono gris parduzco a verdoso, con una matriz constituida fundamentalmente por elementos micáceos, pequeños cristales de feldespatos y cuarzós de tonos azulados.

Su origen se puede definir como una gravaca feldespática, presentando rocas volcánicas interestratificadas, que en otras zonas han sido interpretadas como tales, I. PARGA (1964) y R. CAPDEVILA (1970). Hacia el techo de dicha formación se pueden presentar varios niveles de cuarcitas feldespáticas, niveles filíticos o una alternancia de capas de cuarcitas y filitas.

Los contactos entre el Olló de Sapo de grano grueso y fino son más o menos netos, ya que la diferencia fundamental estriba en el tamaño de los megacristales de feldespato y cuarzo, pudiéndose encontrar también en la zona de contacto entre ambos niveles un nivel de esquistos o bien cuarcitas feldespáticas y esquistos.

Sus afloramientos son continuos a lo largo de los flancos del gran anticlinal del Olló de Sapo, al igual que en los otros pequeños anticlinales visibles en la zona.

La potencia mínima de la Serie se puede calcular en unas decenas de metros, entre los 50 y 80 metros.

3.1.1.3 Consideraciones sobre la formación

La edad del Olló de Sapo es objeto de controversia. En el área repre-

sentada en esta Hoja y en toda Galicia esta formación se sitúa por debajo del Ordovícico, por lo que el único dato cronológico seguro se puede dar como anteordovícico.

Según diferentes autores: I. PARGA PONDAL (1964), P. MATTE (1968), R. CAPDEVILA (1968), A. FERRAGNE (1972), E. MARTINEZ GARCIA (1973) y A. RIBEIRO (1974), son rocas de muy difícil clasificación, pudiendo decirse que son rocas originadas por metamorfismo, de rocas que a su vez derivan de rocas magmáticas.

La mayor parte de los autores están de acuerdo en admitir la presencia de rocas volcánicas ácidas, difíciles de diferenciar, pues les afectó una fuerte tectónica y un metamorfismo progresivo.

Según J. P. BARD (1972) su edad es precámbrica por estar cubierto por Formaciones Cámbricas en Miranda do Douro (Portugal) y la zona meridional de la Cordillera Central.

Según E. MARTINEZ GARCIA (1973) su edad la podemos considerar como Cámbrica, por encontrarse encima de la Serie de Porto, de edad Cámbrico Inferior.

3.1.2 ORDOVICICO

Se halla en contacto directo sobre la Serie del Olló de Sapo de grano fino y constituido fundamentalmente por esquistos, con algunos niveles filíticos, encontrándose en su muro una banda cuarcítica que se apoya directamente sobre el Olló de Sapo.

El contacto entre el Ordovícico y la Formación de Olló de Sapo es aparentemente concordante, pero sin embargo, debido a la existencia de unas capas de microconglomerados en la misma base o cercanas a la base, ha sido interpretado como una discordancia estratigráfica, entre ambas series.

3.1.2.1 Ordovícico Inferior-Arenig (q, O_{1p}, O_{1q})

De muro a techo la sucesión tipo es la siguiente:

3.1.2.1.1 *Cuarcitas feldespáticas lentejonares* (q₁)

Son cuarcitas de grano muy fino, compactas, de color blanquecino, que presentan hacia su techo niveles esquistosos cada vez más frecuentes.

Este nivel de cuarcitas tiene desarrollo lentejonar y su potencia oscila entre 0 a 30 metros, siendo muy frecuente el ver los pasos laterales a microconglomerados. Estas cuarcitas no están siempre en contacto con la Formación del Olló de Sapo, sino que se encuentra con frecuencia niveles de metapelitas entre ambos niveles. En estas cuarcitas P. MATTE (1968) encontró cruzianas de edad Arenig.

3.1.2.1.2 *Esquistos (O₁P)*

Se apoyan directamente sobre el Olló de Sapo de grano fino o sobre las cuarcitas feldespáticas de la base del Ordovícico.

Este nivel presenta afloramientos continuos y potentes a lo largo de la Hoja, pudiendo alcanzar potencias de hasta 250 metros.

En el macizo granítico al norte de Guitiriz esta formación aparece migmatizada y/o inyectada por la granodiorita precoz con megacristales.

También dentro de estas pizarras o esquistos se encuentran numerosos diques de cuarzo que parecen asociados a fracturas, y lentejones de cuarzo de exhudación con distena.

3.1.2.1.3 *Cuarcitas, areniscas y pizarras (O₁q)*

Este nivel corresponde al de la cuarcita Armoricana y solamente aflora en el flanco Oeste del anticlinal del Olló de Sapo, en la zona central de la Hoja.

Su espesor es bastante continuo, oscilando entre 200 a 300 metros y conteniendo niveles esquistosos.

En algunos puntos muy localizados, al este de Villarboy y del Xestal se pudieron observar algunas estructuras sedimentarias, como son estratificaciones cruzadas y granoclasificación.

El tamaño de grano es medio, con gran recristalización y de color claro.

Existen datos de W. RIEMER (1963) y P. MATTE (1968) de Cruzianas en cuarcitas que ocupan la misma posición estratigráfica, a las que consideramos como cuarcitas armoricanas, en zonas próximas fuera de la Hoja.

3.1.2.2 **Ordovícico Medio-Llandeilo, Esquistos y filitas (O₂p)**

Formado exclusivamente por esquistos y filitas, de tonos oscuros, con un espesor que puede oscilar entre 5 a 15 metros.

No existen datos de fauna que haga posible la datación de estos materiales, pero se atribuyen al Llandeilo por correlación con estudios de zonas próximas.

3.1.3 SILURICO (S)

Los materiales silúricos son pelíticos, siendo semejantes a los ordovícicos, pero sin embargo aquí son abundantes las intercalaciones ampelíticas, en las que se han encontrado en la Hoja de Villalba (07-05) varios ejemplares de graptolites, datados con edades comprendidas entre Llandovery Superior y Ludlow Inferior.

También P. MATTE (1968), según determinación de S. WILLEFERT, cita

en la región de Cabo Ortegal, muy próximo al contacto con el precámbrico, algunos graptolites en lilitas, pertenecientes a la base del Llandovery Superior.

El contacto entre el Ordovícico y Silúrico aparentemente es concordante, pero probablemente entre las dos exista una supuesta discordancia (disimulada por las deformaciones hercínicas) ya que el Ordovícico Superior se encuentra ausente en la zona, fenómeno muy frecuente en el Noroeste de España.

Su potencia puede ser de unos 200 metros, aunque el techo de la formación no lo podemos ver, pues queda cortado por la granodiorita precoz, muy deformada.

3.2 DOMINIO DE LA SERIE DE ORDENES

Es una serie eminentemente detrítica, constituida fundamentalmente por esquistos, cuarzo esquistos y metagrauvascas, en una sucesión con niveles turbidíticos en facies proximales y cuya denominación se debe a I. PARGA PONDAL y la Escuela de Leiden.

La potencia, según P. MATTE y R. CAPDEVILA (1978), puede oscilar entre los 2.000 a 3.000 metros. La Serie de Ordenes, normalmente en la zona estudiada dentro de la presente Hoja, aparece muy alterada en superficie formando suelos muy potentes, que pueden ser de hasta unos dos metros de espesor, y que al estar dentro o corresponder a la parte alta de la zona de la biotita y zona del granate, la recristalización que han sufrido estas rocas enmascara por completo las características originales de las rocas.

Se desconoce la edad de estos materiales, asignándoles provisionalmente una edad Precámbrico-Cámbrico por comparación con la serie de Lugo-Villalba y con el complejo esquisto-grauváquico de Portugal de edad Cámbrica y posiblemente Precámbrica, según la Escuela de Leiden y PARGA PONDAL, al ser una serie rítmica esencialmente cuarzopelítica, así como por tener niveles anfibólico-granatíferos.

Dentro de la Serie de Ordenes se encuentran algunos afloramientos de lentejones de anfibolitas y esquistos anfibólicos, no pudiéndose precisar con exactitud si se trata de cuerpos interestratificados o filonianos oblicuos a la estratificación.

Sus potencias son variables, pudiendo llegar a alcanzar los 20 metros, siendo en ocasiones exagerada su representación para poder señalarlo cartográficamente. Microscópicamente son rocas oscuras de tonos verdosos o grisáceos. También se puede observar en la zona al norte de Oza de los Ríos un pequeño nivel de esquistos grafitosos, de una potencia media entre 5 a 10 metros, de tonos oscuros y conteniendo materia orgánica, no presentando ningún rastro de organismos e indicando episodios reductores en el proceso de diagénesis.

3.3 TERCIARIO (T)

Existen materiales terciarios en la esquina sureste de la Hoja, en las inmediaciones de Guitiriz, ocupando una amplia cuenca ligeramente deprimida respecto a la topografía del entorno, y que se prolonga hacia el Sur.

Así como en la mayor parte de la región los depósitos terciarios se hallan en relación con la formación de cuencas morfotectónicas asociadas a fracturas, en el caso de Guitiriz no se observa a ninguna escala la existencia de accidente de tipo alguno que condicione la existencia de estos depósitos.

No es observable el muro de la formación, y sí únicamente los términos superiores, que corresponden a una serie fundamentalmente arcillosa con inclusión de términos arenosos. Debido a la reducida dimensión de los afloramientos, no puede apreciarse la existencia de niveles ligníferos que se hallarían a mayor profundidad. Por asimilación a series similares de la región, se le atribuye una edad correspondiente al Mioceno.

3.4 PLIOCUATERNARIO

Apoyándose sobre los materiales terciarios, en unos casos, y sobre las series anteriores en otros, se encuentran afloramientos dispersos y de reducidas dimensiones que por sus características son atribuibles a un Plioceno-Pleistoceno, por comparación con depósitos similares.

Se trata de sedimentos gravo-arenosos, bien calibrados y con ligera granuloclasificación; los términos conglomeráticos tienen cantos de cuarzo bien redondeados, englobados en una matriz de arena gruesa. Las arenas son de grano fino o medio, con alto índice de selección.

En la secuencia puede presentarse un término superior de arena-arcillosa o arcilla arenosa. La superficie de deposición de las diferentes secuencias corresponde a zonas de canales incipientes o superficies erosivas.

3.5 CUATERNARIO

No existen depósitos cuaternarios destacables dentro del ámbito de la Hoja, reduciéndose éstos a ligeras formaciones de rellenos aluviales abandonadas (QAI) o coluviones de escaso desarrollo.

En general, el desarrollo de suelos de alteración primarios, de potencia variable, produce una cobertura extensa de los materiales suprayacentes, dificultando su observación directa, pero sin llegar nunca a tener entidad suficiente.

4 PETROLOGIA

Se describen a continuación las características petrológicas de los diferentes tipos de rocas metamórficas, plutónicas de tipo ácidas y básicas presentes en la Hoja.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

Son las pertenecientes a las series paleozoicas descritas anteriormente y divididas en dos dominios diferentes, que son el del Olo de Sapo y el de la Serie de Ordenes.

4.1.1 SERIE DE OLLO DE SAPO

La mineralogía del Olo de Sapo es muy similar en las facies fina y gruesa, estribando las diferencias en el mayor o menor tamaño de los fenocristales y en la naturaleza de la matriz. Existe todo un tránsito con facies mixtas.

Estructuralmente presenta esquistosidad o foliación adaptada a los fenocristales, que en las facies finas, ricas en matriz, suelen aparecer microplegadas por una segunda esquistosidad de crenulación.

Las facies finas están constituidas esencialmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, biotita y clorita, aunque en algunos casos el feldespato potásico o algunas de las micas pueden no ser esenciales.

Accesoriamente se encuentran sericita, turmalina, opacos, oligisto, leucoxeno, apatito (prismático y muy fracturado), esfena, circón, epidota y granate bastante raro.

Las plagioclasas (An 7-14) presentan en muchos casos bordes irregulares con frecuentes corrosiones o interpenetraciones con la matriz, macladas polisintéticamente o en damero, siendo frecuente que estén totalmente sericitizadas y en algunos casos presentan fracturas rellenas por cuarzo recristalizado. El carácter precinemático es muy claro y aparecen englobadas por la esquistosidad con sombras de presión con cristalización de cuarzo y micas de mayor desarrollo que en la matriz.

El cuarzo, además de constituir la matriz, se encuentra en nódulos precinemáticos, a veces policristalinos y que en otros casos corresponden a un único cristal con extinción ondulante muy manifiesta y en algunos casos muy deformados, presentándose extraordinariamente estirados.

Ocasionalmente se han encontrado cristales de tendencia idiomórfica algo corroídos, viéndose también algunas veces cristales de cuarzo riolí-

ticos de hasta 5 mm. de longitud con golfos de corrosión y suturas de estallidos.

La biotita se puede presentar en porfiroblastos algo poiquilíticos oblicuos a la esquistosidad o en asociaciones de tipo poligonal y en pseudomorfos, en los que asociados con la biotita aparecen opacos en granos, cuarzo y rutilo. Otros pseudomorfos son sericita-moscovita.

En las facies de grano grueso existen grandes cristales o glándulas de feldespato, preferentemente plagioclasas y cuarzo, además de algunos agregados de micas.

Son más frecuentes que en las facies finas los feldespatos con maclas en damero ricos en inclusiones de cuarzo muy finas que deben corresponder a los primitivos feldespatos potásicos desestabilizados y sustituidos por albita.

Ocasionalmente y en algunas zonas de metamorfismo más alto se encuentran algunos cristales de microclina, tanto en uno como en otro tipo de feldespatos son frecuentes las reprecipitaciones por cuarzo.

Esporádicamente son muy ricos en turmalina, pudiendo considerarse como verdaderas turmalinitas. Muchas de estas rocas han sido afectadas por un proceso de retrometamorfismo, que se manifiesta en la cloritización de la biotita y acumulación de óxidos de hierro en las superficies de esquistosidad y sericitización intensa de las plagioclasas.

4.1.2 SERIES PALEOZOICAS-ORDOVICICO-SILURICO

4.1.2.1 **Ordovícico**

Se distinguen diferentes litologías que corresponden a filitas, esquistos y cuarcitas.

En los dos primeros tipos se observan dos fases principales de deformación que originan esquistosidad de flujo y microcrenulación, «kink-bands», «tectonic-banding», como microestructuras visibles al microscopio.

Las cuarcitas están constituidas por cuarzo, moscovita, clorita, biotita, opacos, turmalina, circón, cloritoide y granate. Suelen ser esquistosas, viéndose la esquistosidad en la orientación de las micas en general y en algunos casos el cuarzo se presenta extraordinariamente deformado, hábito muy alargado y con contactos interpenetrados.

Las filitas corresponden a la zona de más bajo grado metamórfico de la clorita-cloritoide, es decir, generalmente debajo de la isograda de la biotita, excepto en una zona dentro del sinclinal ordovícico al Este del anticlinal del Ojito de Sapo.

Sus componentes mineralógicos son moscovita, clorita, cuarzo, biotita (muy rara), grafito, opacos, turmalina y oligisto. Son frecuentes los filoncillos de cuarzo fino granoblástico que les da un carácter bandeado. Destacan entre los accesorios por su frecuencia y tamaño el rutilo. Este se

presenta en cristales aciculares de gran desarrollo longitudinal (hasta 6 mm.), que suelen aparecer pseudomorfizados por opacos en muchos casos totalmente y que tienen un carácter precinematográfico apareciendo con sombras de presión muy desarrolladas que son similares a las descritas por A. MARCOS (1975) en las pizarras de Luarca y a las citadas por GARCIA DE FIGUEROLA y MARTIN CALVO (1969).

Los esquistos, rocas más abundantes en todo el ordovícico, son muy cuarcíticos, tratándose a veces de verdaderos cuarzoesquistos; suelen ser bandeados con alternancia de capas de cuarzo granoblástico con otros pelíticos de diferentes caracteres mineralógicos y texturales según las zonas metamórficas donde se encuentran.

Los minerales esenciales son moscovita y/o cuarzo, y/o clorita, biotita, estos dos últimos dependiendo del grado de metamorfismo sufrido, apareciendo como minerales índice, además de la biotita, el cloritoide, granate, estauroлита y andalucita.

A veces tienen carácter noduloso, debido a la presencia de porfiroblastos de estos minerales, sombras de presión muy desarrolladas, a pseudomorfos de sericita moscovita, que deben reemplazar seguramente a éstos.

Aparecen también niveles de micaesquistos muy recrystalizados, con foliación, que corresponden a la zona de la biotita, y suelen contener granate y estauroлита, faltando la clorita y el cloritoide.

4.1.2.2 Silúrico

Son muy pequeños los afloramientos dentro de la Hoja y constituidos fundamentalmente por micaesquistos con intercalaciones de ampelitas y lilitas.

Microscópicamente se observan las moscovitas claramente orientadas, que determinan una serie de planos discontinuos y remarcados por la esquistosidad de primera fase.

También aparecen opacos, circones y turmalinas.

4.1.3 SERIE DE ORDENES

Predominan dentro de esta serie las rocas de naturaleza pelítica constituidas esencialmente por moscovita, biotita, clorita y cuarzo, éste muy frecuentemente en bandas o lentejones; muy raramente se puede encontrar plagioclasas. Petrográficamente se trata de esquistos cuarcíticos bandeados o micaesquistos en las zonas de más alto grado metamórfico, observándose en los primeros una esquistosidad de flujo que aparece muy frecuentemente crenulada por una segunda que origina también tectonic-banding localmente. Suelen contener además granate, estauroлита y andalucita, y por accesorios son frecuentes los feldespatos, opacos, epidota, turmalina, apatito, circón y rutilo.

La biotita y moscovita suelen aparecer en dos generaciones distintas, correspondiendo una a las laminillas finas orientadas en la esquistosidad y otra a láminas de mayor tamaño oblicuas a la misma y con sombras de presión.

También la clorita puede presentarse en estas formas y a veces en grandes porfiroblastos que aparecen crenulados por la esquistosidad principal.

El granate es de los minerales índices de metamorfismo el más frecuente, siendo prefase 2, siendo frecuente el que aparezca pseudomorfizado por clorita-hematites.

En algunas rocas en la zona de la estauroлита se han encontrado dos generaciones diferentes de este mineral, en grandes porfiroblastos, ricos en inclusiones de cuarzo englobados por la esquistosidad, bastante corroídos y sustituidos por clorita.

Existen otros idiomórficos de menor tamaño, nada alterados y que parecen ser tardíos.

Existen también algunos niveles que corresponden a esquistos anfibólicos, compuestos esencialmente por plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol del tipo actinolita-tremolita, minerales del grupo epidota-clanozoisita y con frecuente esfena.

Más raros son los paraneises de grano fino, en los que aparece microclina y en los que existe una recristalización muy acusada de cuarzo.

4.2 ROCAS PLUTONICAS

En este apartado se diferencian dos grupos principales:

- Rocas graníticas antehercínicas
- Rocas graníticas hercínicas.
- Rocas básicas.

4.2.1 ROCAS GRANITICAS ANTEHERCINICAS

Solamente tenemos el Ortoneis biotítico, en la parte suroeste de la Hoja.

4.2.1.1 Ortoneis biotítico ^b(Nγγ¹)

Dentro de la Hoja de Guitiriz constituye dos afloramientos en la parte suroeste de la Hoja. Es muy variable en su textura y con tamaño de grano muy heterométrico.

En su borde norte el tamaño es de medio a grueso, pero al sur, sobre todo debido a la existencia de grandes cristales de feldspatos, toma el aspecto de un neis glandular, viéndose también una marcada foliación.

Contiene numerosos granates, que pudieran ser primarios o bien debidos

al metamorfismo y que localmente se encuentran retrogradados a biotita-clorita.

En su borde norte su apariencia es de un granito de biotita o una granodiorita de grano fino, que de Norte a Sur va pasando a un ortoneis biotítico de grano grueso de dirección N-S, causado por una deformación plástica, que en el Sur fue mucho más fuerte que en el Norte.

Existen datos de edad radiométrica del mismo por Rb/Sr que dan 409 ± 24 millones de años por VAN CALSTEREN (1977).

Microscópicamente se caracteriza por texturas que varían de alotriomórficas o hipidiomórficas, ligeramente deformadas u orientadas típicamente neísicas y a veces miloníticas.

La matriz, en estos casos de grano fino, aparece intensamente granulada y muy orientada en las variedades neísicas.

Como minerales esenciales se encuentran plagioclasa, biotita, cuarzo y a veces microlina o anfíbol, siendo lo más característico la elevada proporción de plagioclasas y biotita. Como accesorios son frecuentes opacos, granates, apatito, circón y esfena.

Las plagioclasas, oligoclasa-andesina (30-38 por 100 de An) macladas polisintéticamente y ligeramente zonadas suelen presentar frecuentes fisuras o fracturas, así como planos de macla curvos. En algunos casos están muy sericitizadas. Pueden presentar zonas mirmequíticas incipientes en contacto con microclina.

El cuarzo forma parte de la matriz y se presenta intensamente granulado y recristalizado; en cristales de mayor tamaño, se caracteriza por extinción ondulante marcada y constituye a veces formas alargadas.

La microclina, cuando existe, es escasa, presenta contactos de corrosión, sobre plagioclasas a las que parece corroer, y abundantes inclusiones de cuarzo.

La biotita de color marrón negruzco muy oscuro suele incluir frecuentes opacos. Se presenta en láminas grandes o de tamaño pequeño, estando las primeras muy deformadas, a veces microplegadas con kink-bands muy bien desarrollados; las laminillas finas aparecen asociadas con zonas de microgranulación.

Los anfíboles son poiquiloblásticos y parecen posteriores a la biotita; de color verde azulado, probablemente se trata de cummingtonita.

Los granates son frecuentes en cristales de tamaño medio, corroídos o esqueletiformes asociados con cuarzo, con clorita y limonita que losseudomorfiza.

Se ha observado una mayor abundancia de granates en zonas de intensa deformación muy ricas en cuarzo fino recristalizado.

4.2.2 ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

Se incluyen en este grupo todas las rocas graníticas no prehercínicas,

apareciendo algunas de ellas muy deformadas, ya que deben presentar intrusiones precoces en relación con las deformaciones hercínicas.

- Granodiorita precoz con megacristales.
- Granodiorita precoz muy deformada.
- Granito de dos micas débilmente deformado.
- Granito de dos micas muy deformado.

4.2.2.1 Granodiorita precoz con megacristales (${}^d_{1}\gamma\tau^2$)

Se encuentran en el borde oriental de la Hoja, ocupando el núcleo del anticlinal de Guitiriz.

Esta granodiorita es una roca de grano medio a grueso, muy compacta, con grandes megacristales de feldespato (a veces maclados) que presentan recrecimiento y en ciertas zonas se ve claramente orientación de flujo, presentando numerosos cristales de moscovita. Presenta numerosos diques de aplita y pegmatita.

La influencia de la fase 2 es muy variable, encontrándose zonas donde es muy intensa la deformación y zonas donde ésta es poco perceptible.

El contacto occidental de la granodiorita precoz en los lugares donde existen buenos afloramientos se puede observar que es frecuentemente impreciso.

Existen datos de edad radiométrica, que es de -308 ± 16 m. de a. con una relación 87 Sr/86 Sr al origen de 0,710 (R. CAPDEVILA e Y. VIALETTE, 1969).

La deformación de estas rocas se realiza de idéntica manera a la descrita en el apartado correspondiente al granito de dos micas muy deformado.

Microscópicamente son rocas de textura hipidiomórfica, bastante deformada, con zonas de microgranulación intergranular con distinto desarrollo, que cuando son muy abundantes le dan aspecto alotriomórfico microporfidico.

Sus componentes esenciales son cuarzo, plagioclasa tipo oligoclasa, andesina, feldespato potásico, biotita directamente cloritizada y moscovita.

Accesoriamente se encuentran apatito, circón, opacos y granate.

El cuarzo tiene un carácter cataclástico muy marcado con abundantes fracturas, extinción ondulantes y parece ser tardío por su carácter intersticial, apareciendo también en pequeños granos o gotas incluido en el feldespato potásico.

Este suele presentar frecuentes maclas de Karlsbald en el enrejado de la microclina, aunque en algunos casos carece de él y aparece con aspecto turbio, siendo abundantes las pertitas en forma de «string» que contiene halos pleocroicos bastante desarrollados.

En contacto con las plagioclasas presenta ondas de corrosión, siendo en

parte sustituidas, abundando las mirmequitas en las zonas de contacto entre ambos minerales.

Las plagioclasas suelen estar ligeramente zonadas o sericitizadas.

La biotita es muy pleocroica, de tonos amarillentos a marrón muy oscuro o negro; suele disponerse en agregados y en parte aparece cloritizada a «rods» muy malos.

La moscovita, que en algunos casos es más abundante que la biotita, puede aparecer en láminas de gran desarrollo o en otras menores similares a las de la biotita.

Con las micas suele aparecer apatito idiomórfico y bastante fracturado.

4.2.2.2 Granodiorita precoz muy deformada ($x \gamma \eta^2$)

Se trata de una granodiorita, de grano grueso, con grandes megacristales totalmente rotos, con cantidad de moscovitas tardías de gran tamaño y con venas de sericita recrystalizada.

Existen numerosos diques de aplitas y pegmatitas, pudiendo verse la relación intrusiva, entre la granodiorita y los diques de pegmatitas, que son anteriores a la deformación, ya que todas las direcciones de los feldespatos y demás minerales se siguen con la misma dirección que entre la granodiorita y las pegmatitas.

Es muy típica debido a la deformación la forma tipo «boudin» de los feldespatos alcalinos, con sus bordes redondeados y rotos, siendo su aspecto general el de una granodiorita de muy deformada a milonitizada, con idéntico aspecto y tipo de roca a la que se encuentra en el borde Oeste de la fosa blastomilonítica.

Las aplitas tienen el aspecto de encontrarse muy neisificadas.

La presencia de grandes cristales de moscovita indican que hay una recrystalización tardía de moscovita probablemente a causa de planos de falla más o menos coincidentes con la fase 2 o más tardíos.

La deformación de estas rocas se realizó de idéntica manera a la que se describe a continuación en el apartado del granito de 2 micas muy deformado.

Esta granodiorita es la prolongación septentrional del macizo Chantada-Taboada (CAPDEVILA, 1970) y que en opinión de M. IGLESIAS (Com. oral) se continúa hacia el Norte hasta la costa.

Microscópicamente su textura es nodulosa, orientada típicamente neísica en muchos casos y en otros solamente deformada con zonas de microgranulación integranular no muy desarrollados.

Esencialmente están formadas por plagioclasas, cuarzo, microclina, biotita, moscovita, y accesoriamente se encuentran circón, apatito, opacos, granate y turmalina.

El cuarzo se encuentra preferentemente en la matriz, presentándose muy

recristalizado, a veces constituyendo bandas o formas alargadas y nódulos con marcada extinción ondulante.

Las plagioclasas y la microclina constituyen los nódulos más frecuentes y suelen existir zonas de corrosión en las primeras que se observan similares y sustituidas por la microclina y que presenta sericitización fina y densa.

En la microclina existen pertitas tipo «string», bastante ralas.

Las micas están en láminas finas y suelen estar orientadas en torno a los nódulos, existiendo también moscovita en láminas grandes con bordes simplectíticos y formada en parte a expensas de feldespatos.

Las turmalinas son de tamaño grande y suelen estar reemplazadas por clorita.

Existen a veces diferenciaciones leucocráticas de grano más o menos fino, que son particularmente ricas en granates y que incluyen abundante cuarzo.

4.2.2.3 Granito de dos micas débilmente deformado ($d_{\gamma^2_{mb}}$)

Ocupan en la Hoja dos importantes macizos graníticos, uno al Oeste en contacto con la Serie de Ordenes, denominado macizo de Espenuca, y el otro al Este de dicho dominio, denominado macizo de Guitiriz.

Es un granito muy poco deformado, presentando deformación en sus bordes y con megacristales no muy homogéneos.

Generalmente es de color claro y variado en su granulometría, caracterizándose mayormente el grano grueso, pero en las zonas donde el grano es más fino tiene mayor homogeneidad.

Se pueden observar en numerosos puntos pequeños diques de aplita y ocasionalmente de pegmatita, presenta «schlieren» de biotita y moscovitas tardías relativamente grandes.

La deformación característica que presenta sobre todo en sus bordes, está provocada por la Fase 2, ya que en los sitios donde ésta se observa, aparece más o menos paralela a la misma, con una dirección N 10 O.

El emplazamiento de estos granitos de dos micas, se efectuó entre la fase 1 y 2, son granitos hercínicos interfase. Existen datos de datación radiométrica de los mismos por el método Rb/Sr, que da una edad de 279 ± 11 millones de años (PRIEM et al, 1970).

Microscópicamente se caracterizan por texturas hipidiomórficas, a veces alotriomórficas algo microporfídicas y en algunos casos cataclásticas y deformadas u orientadas.

Los componentes esenciales son cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, moscovita y biotita. Con carácter accesorio aparecen circón, apatito, rutilo, opacos, epidota-clinozoisita, granate y turmalina, estos dos últimos muy raros.

El cuarzo se presenta en dos generaciones distintas, correspondiendo a la primera grandes cristales con extinción ondulante frecuente, y aspecto

cataclástico en general y a la segunda cristales más finos de carácter intersticial, generalmente bastante recrystalizados.

El feldespato potásico, microclina en fenocristales, exhibe abundantes perfitas, de forma de fibras alargadas y anastomosadas. Presenta contactos de corrosión y sustitución con las plagioclasas, formándose mirmequitas en los bordes de éstas.

En general son bastante frecuentes zonas de microgranulación en los contactos entre feldespatos y cuarzo.

Las plagioclasas (28-33 por 100 An) están bastante sericitizadas e incluyen algunas láminas de moscovita; esta suele predominar sobre la biotita, presentándose en laminillas ricas en inclusiones finas de opacos o en grandes formas poiquiloblásticas formadas a expensas de los feldespatos.

La biotita suele estar cloritizada en parte o desferrificada.

El granate, cuando aparece, está pseudomorfizado por clorita y limonita.

4.2.2.4 Granito de dos micas muy deformado ($\frac{d}{x\gamma^2}$)

Aparece en una banda de dirección NNO-SSE, con una anchura media aproximada de dos kilómetros.

Es de color claro, con matriz de grano fino a grueso, donde destacan grandes fenocristales habiendo emigrado en su mayor parte las micas a causa de la deformación.

Tiene gran cantidad de diques de pegmatita y cuarzo, que debido a su escasa potencia no son representables cartográficamente.

El contacto con las rocas básicas es muy neto y esta zona deformada forma parte del borde este del macizo de Espenuca.

Es una roca cataclástica, muy milonitizada, en la que se distinguen en el campo y al microscopio dos familias de superficies contemporáneas. Una de ellas está constituida por planos muy continuos, con una dirección media de N 150 y con buzamientos en general al Oeste, variable entre la vertical y 60°.

Entre estas primeras superficies, que se presentan con un espaciado variable, entre unos pocos milímetros hasta 3 cm., se observan planos sigmoides, señalados por orientaciones de micas que forman un ángulo entre 0 y 45° con las primeras superficies descritas.

La penetrabilidad de las superficies de cizalla, disminuye a medida que nos adentramos en el macizo granítico, y el contacto con el macizo de Espenuca, representa la línea en que las superficies de cizalla desaparecen (M. IGLESIAS com. oral).

Microscópicamente se caracteriza por texturas siempre deformadas y a veces muy orientadas, que varían de néisicas a alotriomórficas o hipidio-mórficas microporfídicas orientadas, predominando las primeras ocasional-

mente. Destaca el estado de la intensa cataclasis, y milonitización que se manifiesta por una recristalización del cuarzo.

Los componentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa de tipo oligoclasa, moscovita y biotita algo cloritizada o desferriada. Accesorios son el apatito, circón, granate, opacos, esfena y rutilo.

Los feldespatos, sobre todo, y el cuarzo, constituyen nódulos en torno a los que se orienta la matriz de grano más o menos fino y milonítica con micas trituradas.

La deformación puede afectar a toda la roca o quedar reducida a zonas intergranulares.

El feldespato potásico suele presentar el enrejado típico de la microclina, aunque a veces existen cristales en los que falta por completo en zonas.

En las plagioclasas, algo zonadas, y sericitizadas, los planos de macla aparecen a veces curvados y existen fracturas finas. Suelen presentar zonas de borde ricas en mirmequitas, siendo frecuentes fenómenos de corrosión, y reporsión por feldespato potásico y cuarzo. Este predomina en la matriz y aparece recristalizado en típicas texturas de mosaico muy finas, a veces de mayor tamaño, en zonas marginales a los nódulos feldespáticos.

La moscovita es más abundante que la biotita y se presenta en dos formas diferentes: en láminas finas, similares a las de la biotita con opacos finos orientados en torno a los cristales, y en grandes láminas ovaladas con los extremos algo deshilachadas y con estructuras tipo Kink bastante frecuentes. De los accesorios cabe destacar el granate, con frecuentes mordeduras y bastante alterado.

4.2.3 ROCAS BASICAS ANTEHERCINICAS-ANFIBOLITAS Y SERPENTINITAS ($\Xi A_2\Sigma$)

Anfibolitas

Aparecen dentro de la Hoja constituyendo una banda continua, intercalada dentro del granito muy deformado, desde la zona norte de la Hoja al este de Villamateo hasta el sur de Muniferral, y también constituyendo un enclave al norte del Ortoneis biotítico en la localidad de Rodeiro, al sudoeste de la Hoja.

Es una roca de grano medio a fino, pudiendo observarse gran cantidad de plagioclasas y abundantes prismas de anfíbol de color verde pálido, que presentan una orientación muy bien definida, también numerosos clastos de anfíbol, que hacen que a veces se vean como una blastomilonita de edad hercínica o aún más anterior.

A lo largo de la banda anfíbolítica existen pequeños enclaves de serpentinita, algunos de los cuales se pudieron representar cartográficamente.

No se conoce bien su origen, pues tienen un metamorfismo de facies anfíbolíticas, y se metamorfiza antes que los granodioritas o los últimos

productos de la migmatización de los granitos, pero quizá se deben a intrusiones subvolcánicas básicas (basaltos, doleritas), dando origen a estas anfibolitas o filones gabroides.

Se ven claramente afectadas por las fases 1 y 2, aunque esta última no se pueda ver con claridad más que en sitios muy localizados. La banda anfibolítica que va de Norte a Sur de la Hoja se encuentra desplazada en varios puntos por fracturas claramente tardihercínicas.

Microscópicamente tienen textura nematoblástica, y son foliadas en la mayoría de los casos. Como minerales esenciales aparece anfíbol verde, tipo hornblenda, cuarzo y plagioclasas, estas dos con carácter muy subordinado.

Como accesorios, opacos, clorita, moscovita-sericita, apatito, esfena y hematites. El anfíbol constituye cristales a veces poiquiloblásticos, pero en la mayor parte de los casos son de hábito prismático y carecen de inclusiones.

Las plagioclasas aparecen ligeramente sericitizadas, e incluyen grano de epidota y constituyen una especie de lentejones o bandas irregulares junto con el cuarzo, dando a la roca un aspecto bandeado.

Los opacos de formas granulares suelen aparecer aplanados o alargados, o bien idiomórficos de hábito cúbico, apareciendo sobre los primeros esfena.

En algunas zonas existen segundas bandas, donde las anfibolitas son ricas en anfíboles fibrosos, que se disponen en rosetas o formas radiadas, dentro de lechos leucoclásticos.

Serpentinitas

Las serpentinitas, microscópicamente, están constituidas esencialmente por serpentina, en proporciones superiores al 90 por 100 de la roca, y se presenta ésta como crisotilo fibroso en pequeñas venas que atraviesan de forma reticular las formas laminares de la antigorita.

Accesoriamente aparecen opacos, talco, clorita, anfíbol y titanita.

Los opacos son muy frecuentes en algunas de estas rocas, apareciendo asociados a crisotilo, rellenando pequeñas fisuras marginales de las venas, o bien en masas irregulares.

El anfíbol es fibroso, de tipo tremolita-actinolita, apareciendo asociado en muchos casos con la clorita, y ambos parecen pseudomorfizar otros minerales.

El talco aparece en pequeñas venas.

No se han encontrado relictos de piroxenos ni de olivino.

4.2.4 ROCAS MAFICAS-GABROS (c_0^b1)

Constituyen un pequeño enclave, en el borde norte del Ortoneis bio-

títico, cerca de Vilachá, aflorando en sitios muy localizados y de difícil observación.

Contiene cuarzos, probablemente de origen primario, y actinolita, que se produce durante la retrogradación hercínica.

Es una roca de tonos oscuros, no presentando aparentemente gran deformación, aunque según HARKER (1954) la considera una metagabro que sufrió un metamorfismo de alto grado, estando todos los piroxenos y olivinos originales alterados en hornblenda, existiendo una hornblenda marrón que probablemente sea original.

El gabro, según KEASBERRY (1975), sufrió dos fases de metamorfismo retrógrado, una en la facies anfibolítica y otra en la facies de esquistos verdes, existiendo prehnita (de origen secundario) durante la intrusión del ortoneis biotítico.

Microscópicamente se caracterizan por texturas diabásicas a subofíticas, a veces algo deformadas cataclásticamente.

Esencialmente están formados por plagioclasas, piroxenos, anfíbol, biotita y cuarzo, tratándose en realidad de cuarzo gabros o gabros cuarzosos.

Esporádicamente pueden contener también feldespato potásico muy alterado, y como minerales accesorios son frecuentes los opacos, apatito, epidota, clorita, rutilo, leucoxeno y más ocasionalmente el granate.

Las plagioclasas del tipo andesina-labrador constituyen de un 50 a 60 por 100 del total, con maclas polisintéticas muy finas; presentan frecuentes fisuras, fracturas, y aparecen bastante sericitizadas.

Los clinopiroxenos aparecen muy uralitizados o sustituidos por anfíboles, que son de dos tipos, uno verde-azulado del tipo hornblenda y otro fibroso tipo actinolita.

Existe, además, un anfíbol primario de color marrón (hornblenda parda).

La biotita aparece en formas deshilachadas, con abundantes inclusiones de opacos finos.

El granate es muy esporádico, apareciendo en formas corroides y sustituido por biotita-clorita; KEASBERRY (1975) cita también relictos de olivino y prehnita como mineral secundario.

4.2.5 ROCAS FILONIANAS POSTECTONICAS

Se han diferenciado dos tipos de diques, atendiendo a la tendencia ácida y básica.

4.2.5.1 Dolerita $\left(\begin{smallmatrix} b \\ c_4 \end{smallmatrix} \xi \right)$

Se encuentra emplazada rellenando un filón, que cicatriza una fractura distensional claramente posthercínica, en el macizo granítico al norte de

Guitiriz y cortando claramente el enclave de esquistos muy metamorfizados, asimilados al Ordovícico.

Presenta disyunción en bolas y es de color verdoso-oscuro.

Microscópicamente son rocas de textura típicamente diabásica, constituidas esencialmente por plagioclasas, clinopiroxeno, clorita y anfíbol con opacos, apatito, epidota y esfena muy frecuentes.

Las plagioclasas son idiomórficas de hábito muy alargado, y aparecen bastante sericitizadas y sausuritizadas (con menor frecuencia) sobre todo en parte del núcleo y presentando en los bordes una alteración fibrosa o filiforme.

Los clinopiroxenos, en parte son de variedad dialaga, se presentan en grandes cristales, a veces con carácter zonado y en general bastante fracturados, con bordes como corroídos, y muy frecuentemente están uralitizados, faltando por completo en muchas de las muestras.

La clorita tiene un aspecto intersticial muy marcado, presentándose en formas fibrosas o radiales, y parece ser clinocloro.

El anfíbol es incoloro, fibroso y corresponde a la actinolita.

El apatito se presenta en grandes cristales idiomórficos, y aciculares finos incluidos en otros.

Los opacos parecen pseudomorfizar a otros minerales, en masas de hábito prismático o rectangular.

4.2.5.2 Pegmatitas

Existen numerosos diques dentro de la Hoja, pero no son representables cartográficamente, solamente uno al este de la Serie de Ordenes, en la zona de Villamateo (Cabo de Aldea), que se encuentra intruido en el contacto entre los esquistos de la Serie de Ordenes y el granito de dos micas del macizo de Espenuca.

5 METAMORFISMO

5.1 CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO

Se presenta el desarrollo de un metamorfismo regional, al que se superpone en los entornos de los macizos graníticos un metamorfismo de contacto.

5.2 METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional en la Hoja de Guitiriz se caracteriza por ser progresivo desde la zona de la clorita a la de la estaurólita, siendo la su-

cesión de minerales índice: clorita-cloritoide-biotita-almándino-estauroлита y andalucita, correspondiendo las zonas de mayor atención zonal a la biotita, quedando la zona de la clorita restringida a un pequeño enclave en la zona nordeste de la Hoja.

El metamorfismo aumenta de Oeste a Este en el borde occidental del macizo granítico de Espenuca, y presenta también un máximo de intensidad en su borde oriental.

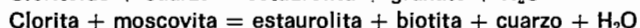
Las paragénesis más frecuentes en secuencias de naturaleza pelítica son:

- 1) Qz + mosc. + clor.
- 2) Qz + mosc. + clor. + cloritoide.
- 3) Qz + mosc. + clor. + biot. ± Alb. ± epid.
- 4) Qz + clor. + biot.
- 5) Qz + mosc. + biot.
- 6) Qz + mosc. + clor. + gran.
- 7) Qz + mosc. + clor. + cloritoide + gran.
- 8) Qz + mosc. + clor. + biot. + gran.
- 9) Qz + mosc. + biot. + gran.
- 10) Qz + mosc. + biot. + gran. + est.
- 11) Qz + mosc. + est. + clor.
- 12) Qz + mosc. + biot. + gran. + andal.
- 13) Qz + mosc. + biot. + gran. + andal. + est.
- 14) Qz + mosc. + biot. + plag. + clorita.
- 15) Qz + mosc. + biot. + plag. + feldes. K ± clorita.

De éstas, las ocho primeras son características de la facies de los esquistos verdes y del estadio de bajo grado (WINKLER, 1970).

A partir de la 9), con la aparición de la estauroлита se entra en el dominio de la facies de las anfibolitas o estadio medio de metamorfismo, WINKLER (1970), estando representada únicamente la subfacies estauroлита-almándino, si bien siguen siendo estables algunas de las asociaciones que caracterizan a la facies y estadio de menor grado.

La formación de estauroлита puede tener lugar como se cita en el metamorfismo de la Hoja de Puente de Eume, a partir de minerales de menor grado como el cloritoide, inestable en presencia de cuarzo o de micas y clorita según las reacciones:



que tienen lugar en condiciones de temperatura y presión de $540 \pm 30^\circ \text{C}$ y 4 K. bars, según HOSCHEK (1969) y GANGULI (1969).

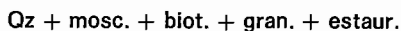
En cuanto a la andalucita, su formación es más tardía; en algunos casos engloba a la estauroлита, que junto con granate aparece en formas relictas

muy corroídas. La desestabilización de la estaurólita en presencia de moscovita y cuarzo puede haber tenido lugar según la reacción:



cuyas condiciones de temperatura-presión determinadas experimentalmente son de $575 \pm 15^\circ \text{C}$ o $675 \pm 15^\circ \text{C}$ para 2 y 5 K. bars, respectivamente, HOSCKECK (1969).

La existencia de esta andalucita tardía, no relacionada con el metamorfismo de contacto, hace suponer que durante el metamorfismo regional hubo una variación de las condiciones, que se traduce en la aparición de las paragénesis sucesivas:



y



pertenecientes a las facies de las anfibolitas con almandino y cordierita, respectivamente.

Posteriormente ha tenido lugar en algunas zonas de retrometamorfismo que origina sericitización y/o moscovitización de la andalucita y estaurólita, así como cloritización de biotita y granate, y a veces también sustitución de este último por biotita.

Estos cambios de las paragénesis iniciales, que no constituyen un metamorfismo de contacto (s-s), podrían estar ligadas con los emplazamientos de los granitos de dos micas y serían debidas a la circulación de fluidos ricos en agua y potasio, emitidos por los granitos en las etapas finales de su evolución.

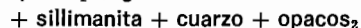
5.3 METAMORFISMO DE CONTACTO

Circundando a los dos macizos graníticos de la Hoja y fundamentalmente en los esquistos de la Serie de Ordenes, se observa una zona de metamorfismo de contacto, que viene representada por la abundancia de corneanas, así como por la aparición de quiastolita.

Las asociaciones mineralógicas de estas rocas son características de la facies de las corneanas hornbléndicas, que aparecen en el enclave de esquistos ordovícicos, dentro de la granodiorita precoz, al norte de la localidad de Guitiriz; presentan una recrystalización muy importante, tratándose por lo general de corneanas y de micacitas hornbléndicas en las que existen grandes poiquiloblastos de moscovita, alternando con zonas más ricas en biotita y cuarzo, con una foliación bastante bien desarrollada, y que debe ser el resultado de la recrystalización mimética de las micas sobre la esquistosidad durante el metamorfismo de contacto.

La presencia de sillimanita, de tipo fibrolítico, es la característica mineralógica más destacable.

El hecho de que esta fibrolita aparezca asociada sobre todo con la biotita en rocas en las que no hay feldespato, podría ser interpretada como consecuencia de reacciones del tipo:



más que la siguiente:



SHELLEY (1968), aun admitiendo que los elementos químicos del feldespato potásico pasen a moscovita tal como se ha propuesto en el estudio del metamorfismo de contacto del stock de Forgoselos (Hoja de Puente-deume).

5.4 RELACIONES BLASTESIS-DEFORMACION

Existe una esquistosidad de flujo (S_1) bien desarrollada y una esquistosidad de crenulación (S_2). Con relación a éstas, los periodos de crecimiento de la clorita, moscovita y biotita son muy similares y amplios; en parte estos minerales son pre S_1 , durando su recristalización hasta llegar a aparecer como sin-post S_2 , si bien la blastesis más importante de la biotita ocurre en el período interfase, presentándose ésta en forma de porfiroblastos algo poiquilíticos.

El cloritoide es principalmente intercinemático, y en zonas restringidas, que corresponden sobre todo a niveles profundos, aparece relacionado con S_2 .

El granate englobado por la esquistosidad S_2 aparece en la mayor parte de los esquistos como cristalizado durante la interfase, aunque a veces está englobado por S_1 , y muy esporádicamente es claramente tardío con respecto a la fase 2.

La estaurolita incluye la esquistosidad S_1 , y a su vez está englobada por la S_2 , con desarrollo de importantes zonas de sombras de presión, mientras que la andalucita es siempre más tardía, aparece relacionada con el desarrollo de la S_2 , en cristales bastante grandes, que a veces incluyen relictos de estaurolita y granate parcialmente reabsorbidos.

6 TECTONICA

Los grandes rasgos tectónicos de la Hoja de Guitiriz responden a una tectónica polifásica de edad hercínica; así pues, a continuación se describen las diferentes fases de deformación observadas en la misma.

1) *Primera fase de deformación hercínica*

Las grandes estructuras visibles en la Hoja son fundamentalmente debidas a la Fase 1, que van acompañadas de una esquistosidad de flujo, que es el plano de anisotropía dominante en todos los minerales de la serie.

Estos pliegues han debido nacer horizontales, P. MATTE (1968), que en origen eran pliegues acostados y que se han verticalizado totalmente.

Estos pliegues son de amplitud kilométrica, pudiendo considerarse como pliegues muy apretados, sin llegar a ser isoclinales.

Los ejes en la mitad Norte de la Hoja buzan con pendientes alrededor de 10° a 15° hacia el Norte, y en la mitad Sur de la misma buzan hacia el Sur unos 5° a 10°.

Microscópicamente la esquistosidad se observa que es penetrativa en todos los niveles de la roca. Esta esquistosidad de primera fase es de flujo, y así en la serie del Olo de Sapo existe una foliación debida a lechos de feldespatos, con bandas cuarcíticas y micáceas alternantes.

La intersección de S_0 con S_1 da lugar a una lineación de intersección generalizada L_1 , no pudiendo verse una lineación de estiramiento de la fase, al estar borrada por deformaciones posteriores.

El espaciado de la esquistosidad de flujo en el Olo de Sapo es mucho menos penetrativa, ya que es una foliación, y sin embargo en los esquistos de Ordenes y los materiales Ordovícico-Silúrico es muy penetrativa.

La esquistosidad observada al microscopio es predominantemente de flujo, y cuando está más desarrollada los cuarzos del Olo de Sapo suelen aparecer totalmente aplastados.

En toda la Hoja, en el metamorfismo que origina la fase 1, estamos por debajo de la isograda de biotita, hallándose prácticamente toda la Hoja afectada por esta primera fase de deformación.

2) *Segunda fase de deformación hercínica*

Esta fase da lugar a pliegues de plano axial subvertical o ligeramente vergentes hacia el Este.

En el dominio del Olo de Sapo da lugar a una gran estructura que es el anticlinal de Guitiriz, P. MATTE (1968), donde se puede apreciar una «tête plongeant» visible cartográficamente en el Olo de Sapo de grano grueso.

Los ejes de los pliegues llevan una dirección de N 10°, con pendientes hacia el Norte de unos 10° a 15°.

Los ejes de los pliegues de Fase 1 y 2 son casi homoaxiales, con una pequeña diferencia de ángulo entre ambos.

Estos pliegues de Fase 2 van acompañados de una esquistosidad de crenulación localmente muy fuerte, que puede llegar a transponer a la fase 1, aunque en general son bien visibles ambas esquistosidades, tanto en el afloramiento como a la escala del microscopio.

Con la fase 2 los minerales que recrystalizan son la moscovita y la clorita, sobre todo. La biotita es de menor proporción, y la andalucita esporádica, no ligada al metamorfismo de contacto.

Algo antes de la fase 2 se emplazaron las granodioritas y los granitos presentes en la Hoja, por tanto se ven claramente afectados por dicha fase de deformación.

En el contacto entre la Serie de Ordenes y el dominio del Olló de Sapo hay un gran accidente, probablemente muy antiguo, que durante la fase 2 funcionó como un *décrochement levógiro*.

3) *Fases posteriores de deformación*

Localmente aparece una serie de planos de esquistosidad, que crenulan a la S_2 , con pendiente hacia el Este, y bien visible en algunos sitios en la Serie de Ordenes y los esquistos del Ordovícico Inferior.

No existe ninguna recrystalización de minerales, según los planos de S_3 .

También muy localmente se puede ver a escala decimétrica el desarrollo de pliegues de tipo «chevron» y «kink-bands» con planos axiales subverticales, relacionados con las fallas de desgarre tardihercínicas visibles en la Hoja.

7 HISTORIA GEOLOGICA

De acuerdo con los datos regionales que poseemos no se puede relacionar la deposición de la Serie de Ordenes, constituida fundamentalmente por esquistos, grauvacas turbidíticas con intercalaciones en tramos de rocas no turbidíticas, y el Olló de Sapo con vulcanitas ácidas dentro, admitiendo que el ámbito de depósito de la Serie de Ordenes ocupase una posición diferente a la que ocupa actualmente dicha serie.

Las relaciones cronológicas entre ambas formaciones no se pueden establecer, pues aún hoy en día existen numerosas hipótesis y datos, algunos contradictorios, sobre su posición estratigráfica y cronológica.

Sobre la Serie del Olló de Sapo parece existir una discordancia, faltando el Cámbrico, posiblemente ligada a la existencia de movimientos sárdicos, todo ello condicionado a que la edad del Olló de Sapo no sea Cámbrica, sino Precámbrica.

La sedimentación ordovícica es continua desde el Ordovícico Inferior hasta el Ordovícico Medio-Superior, en que se puede señalar la existencia de una discordancia entre estos materiales y los silúricos, visible en todo el Noroeste en mayor o menor intensidad.

Dentro de la Serie de esquistos de Ordenes, durante el Ordovícico se

está intruyendo el ortoneis biotítico. Los sedimentos paleozoicos más recientes, visibles en la Hoja, son los materiales silúricos.

Durante la orogenia hercínica estos materiales son plegados y metamorfizados, y tiene lugar el emplazamiento de varias rocas graníticas, en particular entre la fase 1 y 2.

Los últimos acontecimientos intrusivos consisten en el emplazamiento de filones de rocas básicas, cicatrizando las fracturas tardihercínicas.

Finalmente comienza la sedimentación terciaria, que es consecuencia del relleno de pequeñas cuencas de origen tectónico, que culmina con los sedimentos cuaternarios producto de la erosión de relieves reactivados.

8 GEOLOGIA ECONOMICA

Canteras

Para su aprovechamiento como materiales de construcción y áridos para obras públicas se realizan explotaciones sobre el granito de dos micas en diversas localidades (Coirós, Areas y Montsalgueiro).

Con el mismo destino se laborea en Muniferral la banda de anfibolitas. Existen antiguas canteras sobre la dolerita, actualmente inactivas.

En su conjunto, los materiales graníticos y granodioríticos ofrecen buenas características para áridos en general. Dada la amplitud de la superficie ocupada por estas rocas, las industrias extractivas son reducidas y de carácter local.

En el Terciario del sur de Guitiriz se extraen los niveles arcillosos para su utilización en industria cerámica.

Localmente se realiza arranque de los niveles conglomeráticos y arenosos pliocuaternarios, para su uso en construcción.

Minería

A la altura del Km. 558 de la carretera N-VI se desarrolla una zona de alteración del granito que puede alcanzar 8 m., en mayor o menor grado, en la que se encuentran pequeñas acumulaciones de caolín, principalmente en relación con las zonas de diaclasado o fracturación. El interés desde el punto de vista industrial es escaso, ya que por tratarse de una alteración muy poco evolucionada no se constituyen depósitos de suficiente entidad de caolín.

En una zona próxima a la localidad de Aranga existen dos pequeños socavones emplazados sobre una red de filones de cuarzo de dirección aproximada N 340-350, con indicios de mispíquel y calcopirita, actualmente abandonados. La visita realizada a estos trabajos hace pensar que los mismos carecían de interés económico.

9 BIBLIOGRAFIA

- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1972).—«Le Precambrian de la Mesete Iberique». *Coll. Intern. C. N. R. S. Paris*, 192, páginas 315-335
- CALSTEREN, P. W. C. (1977).—«Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the Hercynian basement of Galicia [NW Spain]». *Leidse Geol. Med.*, 51.
- CAPDEVILA, R. (1965).—«La geologie du Precambrien et du Paleozoique dans la region de Lugo». *Not. y Com. del IGME*, fasc. 89, pp. 155-174.
- (1969).—«Le Metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne)». *Thèse Université de Montpellier*, 431 p.
- (1970).—«Types de granite Herciniens et leur distribution NW de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, fas. 2, pp. 101-111.
- CAPDEVILA, R. et VIALETTE, Y. (1965).—«Premières mesures d'age absolu effectuées par le méthode au strontium sur des granites et des micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 260, pp. 5081-5083.
- DEN TEX, E. (1966).—«Aperçu petrologique et structural de la Galice Cristalline». *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 36, pp. 211-222.
- DEN TEX, E. et FLOOR, P. (1971).—«A synopsis of the geology of Western Galicia». *Histoire Structurale du Golf de Gascogne*, vol. 1, pp. 1.3.1-1.3.1.4.
- FERRAGNE, A. (1972).—«Le Precambrien et le Paleozoique de la province d'Orense». *These de l'Université de Bordeaux*, I, 249 p.
- FERRAGNE, A., y ANTHONIOZ, P. M. (1967).—«Sur la presence d'orthogneiss en Galice Moyenne». *Comptes rendues academie Sciences de Paris*, vol. 265, pp. 848-851.
- GANGULY, J. (1972).—«Staurolite stability and related paragenesis: theory, experiments and applications». *Jour. et Petr.*, vol. 13, pp. 335 - 365.
- (1969).—«Chloritoid stability and related paragenesis: theory, experiments and applications». *Amer. Jour. of Sc.*, t. 267, pp. 910-944.
- HILGEN, J. D. (1971).—«The Lalin unit a new structural element in the hercynian Orogen of Galicia». *Koninkl. Nederl. AC. Van. Wetens*, vol. 74, número 4, pp. 1-10.
- HOSCHEK, G. (1969).—«The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks». *Contr. Mineral. Petrol.*, t. 22, pp. 208-232.
- KEASBERRY, E. J. (1975).—«Een petrologische beschrijving van een gebied gelegen ten zuidoosten van Betanzos (La Coruña, NW Spanje)». Tesis de licenciatura Univ. de Leiden [Holanda].

- KUIJPER, R. P. (1975).—«Petrografie van het gebied rond Teijeiro [Galicie, NW Spanje]». Tesis de Licenciatura Universidad de Leiden (Holanda).
- MARCOS, A. (1973).—«Las Series de Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NO de España)». *Trabajos de Geológica, Universidad de Oviedo*, núm. 6, pp. 3-113.
- MARTINEZ CATALAN, J. R.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS PONCE DE LEON, M., y DIEZ BALDA, M. A. (1977).—«La estructura del Domo de Lugo y del Anticlinorio del Olló de Sapo». *Stud. Geol.*, XII, pp. 109-122.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (Provincia de Zamora, León y Orense)». *Studia Geológica*, t. 5, pp. 7-106.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure de Paleozoïque de la Sierra de Caurel». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, núm. 7, pp. 243-245.
- (1964).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 1769-1772.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *These Montpellier et Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-128.
- MATTE, Ph. et CAPDEVILA, R. (1978).—«Tectonique en grands plis couchés en plissements superposés d'âge hercynien dans la serie de Ordenes-Betanzos (Galice Occidental). Geológica de la parte norte del macizo Ibérico». Ed. homenaje a I. Parga Pondal. *Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm. 27.
- MATTE, Ph. et RIBEIRO, A. (1967).—«Les rapports tectoniques entre la Precambrien ancien et le Paleozoïque dans le Nord-Ouest de La Península Iberique: Grandes nappes ou extrusions». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, pp. 2-268.
- PARGA PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña». *Leidse Geol. Med.*, vol. 21, pp. 468-484.
- (1958).—«El conocimiento geológico de Galicia». *Ed. Citania*, Buenos Aires.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 59, pp. 33-358.
- (1963).—«Mapa petrográfico estructural de Galicia». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- (1967).—«Carte géologique du Nord-ouest de la Península 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, P., et CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la géologie du l'Olló de Sapo. Formation porphyroide antesiluriana du nord-ouest de l'Espagne». *Notas y Com. Inst. Geol. y Minero de España*, número 76, pp. 119-154.
- RIBEIRO, A., y REBELO, A. (1966).—«Stratigraphie et structure de Tras Os Montes Portugal». *Leidse Geol. Med.*, vol. 36, pp. 293-300.

- (1969).—«Problemes stratigraphiques et tectoniques de Tras Os Montes Oriental». *Comun. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 101-105.
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. Inst. Geol. y Minero de España*, vol. 81, pp. 7-20.
- ROOY, L. A. de (1975).—«Petrografie Van een Gebied Ten E-W van Puente-deume (Provincia de La Coruña, Spanje)». *Tesis de Licenciatura. Universidad de Leiden*. Holanda.
- SHELLEY, D. (1968).—«A note on the relationship of sillimanite to biotite». *Geol. Mag.*, pp. 543-545.
- WINKLER, H. G. F. (1970).—«Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage and of a classification based on isograds in Common Rocks». *N. Jahrb. M. Min. Abh.*, fasc. 8, pp. 189-248.
- ZUUREN, A. van (1969).—«Structural Petrology of an area near Santiago de Compostela». *Leidse Geol. Med.*, vol. 45, pp. 1-71.

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

I.S.S.N. 0373-2096



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA