



IGME

122

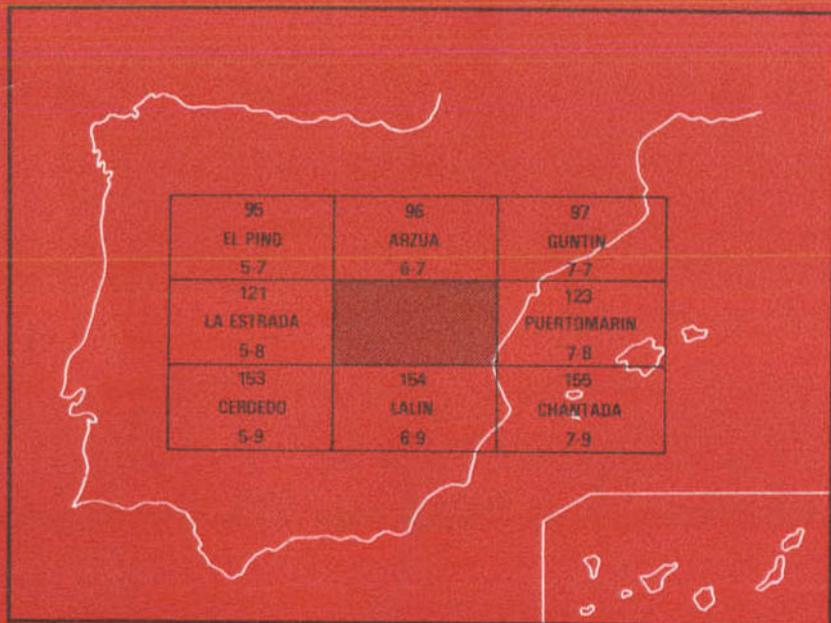
6-8

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GOLADA

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

GOLADA

Segunda serie – Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por T.C.R., S.A., bajo las normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes licenciados en Ciencias Geológicas: *Geología de Campo y Gabinete*: J. DIVAR RODRIGUEZ. *Asesoramiento*: M. IGLESIAS PONCE DE LEON; J. D. HILGEN. *Dirección y Coordinación*: J. HERNANDEZ URROZ. *Petrología*: C. CASQUET MARTIN; M. NAVIDAD FERNANDEZ DE LA CRUZ.
Supervisión IGME: A. HUERGA RODRIGUEZ.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas Bibliográficas.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-32175-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid-21 (Villaverde)

O. INTRODUCCION

0.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja 0608 Golada del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 se encuentra situada en el límite de las provincias gallegas de Pontevedra, Lugo y La Coruña, perteneciendo la mayor parte de su superficie al NE. de Pontevedra. ~~Está delimitada por las coordenadas geográficas siguientes:~~

8° 11' 10,6'' y 7° 51' 10,6'' de longitud Oeste (Greenwich) y 42° 40' 04,5'' y 42° 50' 04,4'' de latitud Norte.

La altitud máxima corresponde a la cumbre del monte Farelo (956 m.), en la sierra del mismo nombre, y la mínima, al valle del río Arnego (280 m.), zona ocupada por una de las colas del embalse de Portomouros, en el límite norte de la hoja.

Morfológicamente, el relieve viene condicionado por la litología, así el relieve más abrupto lo encontramos en las zonas ocupadas por las rocas graníticas, tales como la sierra del Farelo (956 m.), la loma de Suime (840 m.) y Peñarredonda (830 m.) en la cumbre del monte Carrio. El resto de la hoja tiene formas alomadas suaves correspondientes principalmente a la gran mayoría de materiales esquistosos que la configuran.

En la hoja se distinguen tres cuencas hidrográficas:

— La del río Ulla, que corta la esquina NE. en dirección SE. NO. y

luego corre de E. a O. por la Hoja 0607 Arzúa, volviendo a entrar brevemente por el N. de la hoja.

- La del río Arnego, que corta transversalmente la hoja de SE. a NO., para unir sus aguas a las del Ulla en el embalse de Portomouros.
- La del río Deza, que corta brevemente el ángulo SO. de la hoja en la misma dirección que los anteriores.

0.2. ANTECEDENTES GENERALES

Entre las publicaciones más antiguas referentes al NO. de la Península caben destacar los trabajos de SCHULZ, G. (1835), autor del primer Mapa Petrográfico de Galicia; BARROIS, C. (1882), que establece las bases estratigráficas, y junto con MACPHERSON (1881, 1886) da las primeras descripciones petrográficas detalladas; por último, HERNANDEZ SAMPELAYO (1942), con su mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000.

Entre las aportaciones más recientes a escala regional caben destacarse las publicaciones de:

- PARGA PONDAL, I. (1956, 1958, 1960, 1963 y 1967), en particular sus mapas geológicos de Galicia y, sobre todo, el 1:500.000 publicado bajo su dirección en 1967, según los acuerdos tomados en la I Reunión sobre Geología de Galicia y del Norte de Portugal (Santiago de Compostela, 1965).
- MATTE, P. (1968), sobre tectónica regional y paleografía.
- CAPDEVILA, R. (1969), sobre el metamorfismo y las series graníticas.
- Desde 1954 han venido trabajando geólogos holandeses de la escuela de Leiden bajo la dirección de los profesores DE SITTER (1955-1957), DE ROEVER (1956-1958) y desde 1959 DEN TEX, E.

Los trabajos más directamente relacionados con la zona objeto de nuestro estudio son los de HILGEN, J. D. (1971-1976), HUBREGTSE, J. J. (1973), y las tesinas de licenciatura de HUBREGTSE (1970), VAN PUT, E. V. (1974) y VAN PUT, J. H. (1974).

Se han usado también para la confección de la presente Memoria las hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (segunda serie) de Ordenes (0506), Sobrado (0606), Outes (0307), El Pino (0507), Arzúa (0607), Noya (0308), Cerdedo (0509), Lalín (0609), Chantada (0709). También de la síntesis geológica a escala 1:200.000 la hoja núm. 8 (Lugo), así como los mapas metalogenéticos y de rocas industriales de la misma escala y número.

0.3. ENCUADRE GEOLOGICO

De las cinco zonas paleogeográficas establecidas en el NO. de la Península Ibérica por MATTE, P. (1968), el área objeto del presente estudio se encuentra enclavada dentro de la Zona IV Galicia media tras los montes. Esta zona y la V Galicia Occidental NO. de Portugal, no han podido ser datadas paleontológicamente (fig. 0.1.).

Dentro de la hoja existen tres zonas claramente diferenciables tanto desde el punto de vista petrológico como estructural. Estas zonas son:

- El Dominio de la Unidad de Lalín, en el ángulo suroccidental de la hoja. Definida por HILGEN, J. (1971) se caracteriza litológicamente por la presencia de Anfibolitas, Ortoneises, Rocas calcosilicatadas y metasedimentos con frecuente metablastesis de Feldespatos. Es de carácter alóctono y presumiblemente polimetamórfico.
- El Dominio del Complejo de Ordenes, en el ángulo noroccidental. También tiene carácter alóctono y en él se pueden distinguir tres grupos de rocas:
 - La «Serie de Ordenes» formada por esquistos y paraneises en los que intruye un granito biotítico de carácter milonítico, el «Ortoneis de Sobrado», parece cabalgar sobre los distintos tipos de rocas que componen el Complejo de Ordenes. Esta hipótesis la avalan los siguientes hechos:
 - En el contacto del muro del Ortoneis de Sobrado suele presentarse una ultramilonita.
 - Este contacto cartográficamente se hace sobre rocas muy distintas y cuando es sobre una misma serie el espesor de éstas es variable, llegando incluso a desaparecer tramos enteros de la misma.
 - La «Serie Periférica de Ordenes». Situada cartográficamente debajo del Ortoneis de Sobrado y compuesta principalmente por metabasitas y esquistos albiticos y grafitosos con un grado de metamorfismo bajo en facies de los esquistos verdes.
 - El Complejo básico de Mellid, formado por rocas básicas y ultrabásicas parece ser cabalgado por la Serie de Ordenes y a su vez cabalgar a la Serie Periférica.
- El Dominio esquistoso de Galicia central y occidental, ocupa el resto de la hoja, más de la mitad oriental de la misma, y se caracteriza litológicamente por una serie de metasedimentos esquistosos con intercalaciones de cuarcitas, anfibolitas, liditas y

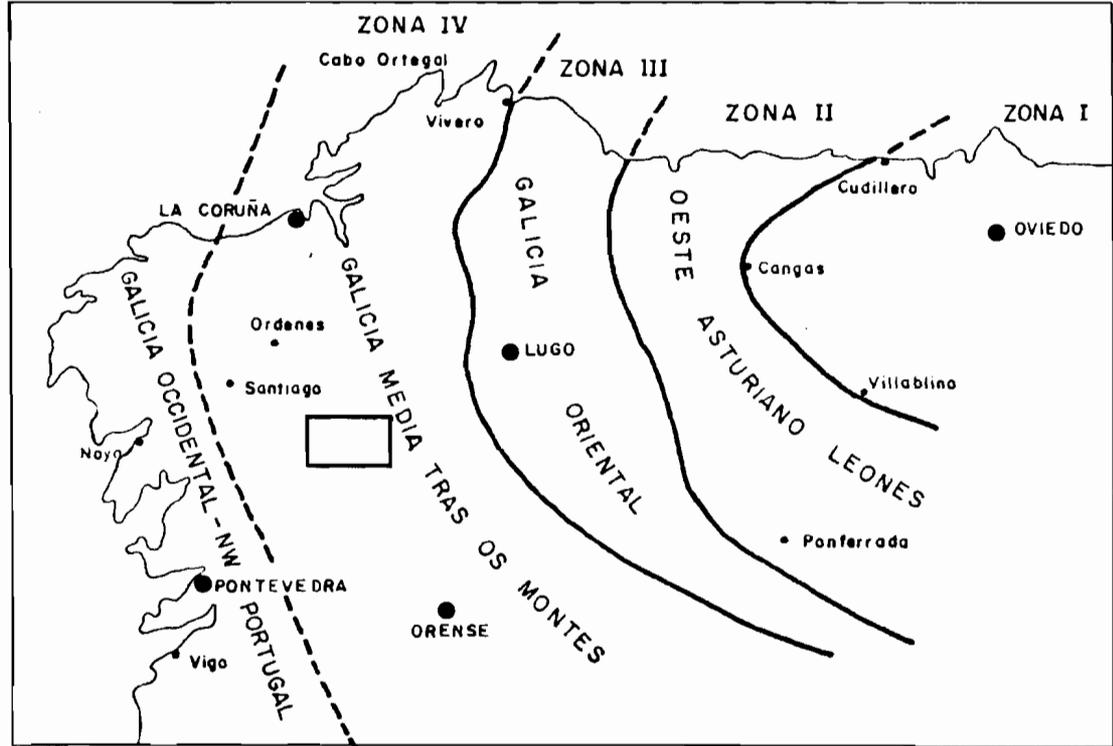


Fig. O. I.- Las distintas zonas paleogeográficas del Noroeste de la Península Ibérica.
(Según MATTE, Ph., 1968)

metavulcanitas ácidas. En ellos intruyen la mayor parte de los granitos de dos micas y en la parte más oriental la granodiorita de megacristales del macizo de Chantada-Taboada, anterior a la intrusión de los granitos de dos micas.

1. ESTRATIGRAFIA

Exceptuando los terrenos cuaternarios recientes y algunas rocas filonianas, el resto de los materiales que afloran en la hoja han sido afectados por la orogenia hercínica y son en gran parte cuerpos intrusivos hercínicos o prehercínicos.

Debido a que una parte considerable de los metasedimentos son neises con fuerte metamorfismo, y el resto lo constituyen series predominantemente esquistosas con poco contraste litológico, poco puede decirse de su estratigrafía, además la intensa deformación y el metamorfismo (regional y de contacto) no permiten la conservación de fósiles ni estructuras sedimentarias que pudieran servir de criterios de polaridad.

A continuación se describirán las rocas sedimentarias de la hoja, por el siguiente orden:

- Dominio de la Unidad de Lalín.
- Dominio del Complejo de Ordenes.
- Dominio esquistoso de Galicia central y occidental.
- Depósitos cuaternarios.

1.1. DOMINIO DE LA UNIDAD DE LALIN

Rocas de esta unidad ocupan el ángulo SO. de la hoja en una extensión aproximada de 80 km². Forman parte de una unidad arqueada que se extiende también por las Hojas de Lalín (0609), Cerdedo (0509) y La Estrada (0508) y que cabalga sobre los esquistos del dominio esquistoso.

1.1.1. Esquistos y paraneises (PC-CA)

Ocupan toda la parte oriental y central de este dominio, encontrándose frecuentemente intercalados por orto y paraanfíbolitas. Son los principales materiales que componen la unidad, pudiendo observarse, al igual que en la Hoja de Cerdedo (0509), dos tipos principales de paraneises entre los que existe todo un tránsito gradual:

a) Un neis de grano fino, equigranular, masivo y con bandeo mineralógico paralelo.

b) Un neis de grano medio con porfiroblastos de plagioclasa que a menudo se destacan de una matriz oscura, dando origen a un neis oscuro ocelado muy típico.

En general son neises de dos micas con granate, andalucita y estauroлита, que derivan de rocas sedimentarias pelíticas y areno-pelíticas grauváquicas.

Por su gran similitud de facies con otras series sedimentarias como las del Complejo de Noya (Hojas 0308 Noya y 0307 Outes) y el esquisto grauváquico se les asigna una edad Precámbrica-Cámbrica.

Por otro lado, dataciones de ortoneises blastomiloníticos procedentes de la Unidad de Lalín (PRIEM, H. H. A. *et al* (1970)) dieron como resultado una edad de 460-430 millones de años (Ordovicio Superior-Silúrico Inferior), lo que implica que los esquistos y paraneises en que dichos ortoneises intruyen sean anteriores a esta edad.

El espesor de esta formación no ha podido conocerse con exactitud habida cuenta el gran número de intercalaciones de ortoneises y anfíbolitas que albergan y también debido a no conocer en detalle la estructura de plegamiento en la unidad. Los autores de la Hoja de Lalín la estiman en unos 2.000 a 3.000 m. En cualquier caso sobrepasan los 500 m. de potencia.

1.1.2. **Anfibolitas** (ϵA_1)

Intercalados en la serie matasedimentaria, se encuentran niveles de anfíbolitas de espesor variable (15 cm. a 40 m.). La mayor parte de estas anfíbolitas son concordantes y están cortadas por los ortoneises biotíticos, por lo que pueden ser interpretadas como rocas volcánicas básicas intercaladas en la serie de esquistos y grauvacas.

Otros niveles de anfíbolitas deben ser antiguos filones de doleritas que se han emplazado con posterioridad al ortoneis, por lo que son intrusivas tanto en este como en la serie metasedimentaria. Al afloramiento no es fácil la distinción entre ambos tipos, ya que dada la intensa deformación los filones han sido reorientados y son paralelos actualmente a la esquistosidad principal.

1.1.3. **Rocas calcosilicatadas** (C_{st})

Dentro de los esquistos y paraneises y caracterizando a esta unidad son frecuentes los lentejones centimétricos hasta decamétricos de rocas calcosilicatadas. Por su espesor sólo han podido ser representados,

en la cartografía, y exagerándolos, los más significativos. Son masivos, de color gris verdoso y probablemente representan episodios de sedimentación margosa dentro de la serie pelítico-grauváquica.

Al microscopio tienen textura granoblástica y como minerales principales: plagioclasa alterada a sericita y zoisita, clinopiroxeno y anfíbol verde. Minerales accesorios: andradita, feldespato potásico y esfena. Suelen presentar un bandeo composicional alternando capas de clinopiroxeno hedembergítico + plagioclasa con otros de anfíbol verde + plagioclasa + esfena.

1.2. DOMINIO DEL COMPLEJO DE ORDENES

Ocupa el borde noroeste de la hoja, en una extensión aproximada de 85-95 km². De techo a muro en su situación cartográfica se distinguen tres grandes grupos de rocas:

1.2.1. Serie de Ordenes

Agrupamos en este conjunto a los esquistos de Ordenes y al Ortoneis de Sobrado, afloran en el ángulo NO. con una extensión aproximada de 12-14 km².

1.2.1.1. Metasedimentos de Ordenes (PC-CA)

~~La alteración superficial es frecuente y el recubrimiento importante, por lo que los buenos afloramientos son escasos.~~

Son esquistos y esquistos micáceos a veces cuarcíticos con algún nivel arenoso intercalado.

Deben proceder de sedimentos de naturaleza grauváquica y arcillosa.

La intensa deformación sufrida por estos materiales, no permite reconocer estructuras sedimentarias que caractericen la serie, por correlación con otras zonas (Hojas de La Coruña (0504), Ordenes (0506 y Betanzos (0505)) debe tratarse de una serie turbidítica.

Estos materiales son muy parecidos, desde el punto de vista estratigráfico, a los del complejo esquistograuváquico.

La edad de estos materiales está comprendida entre la de las rocas del Complejo de Mellid, y la edad del ortoneis que les intruye, datado por VAN CALSTEREN (1977) como Ordovicio-Medio-Silúrico Inferior. Para DEN TEX (1966) y FLOOR (1965), sería Precámbrica. Le asignamos igual que los autores de la Hoja de Ordenes (0506) una edad Precámbrica-Cámbrica dada su analogía con las series del complejo esquistograuváquico.

Aunque en la hoja sólo aparece un espesor superior a los 300 metros, debe tratarse de una potente serie rítmica de 2.000 a 3.000 metros.

1.2.2. **Serie Periférica de Ordenes.**

Agrupamos en este conjunto a una potente serie esquistosa con bajo metamorfismo, facies de los esquistos verdes, situada cartográficamente debajo de la «Serie de Ordenes» y que ocupa en la hoja una extensión aproximada de 60-70 km².

En esta serie se pueden distinguir de techo a muro:

- Esquistos albiticos y grafitosos (PC-S_{ε_p}).
- Esquistos verdes derivados en gran parte de vulcanitas básicas (PC-S_z).
- Esquistos gris-azulados intercalados en los esquistos verdes (PC-S_{ε_k}).

1.2.2.1. *Esquistos albiticos y grafitosos (PC-S_{ε_p})*

Afloran en contacto mecánico bajo el Ortoneis de Sobrado, y bajo las peridotitas serpentizadas y anfibolitas del Complejo de Mellid.

El hecho de que estos materiales sean cabalgantes hace que el afloramiento de esquistos vaya desde unos pocos metros o incluso desaparezcan (al N. de la Villa de Cruces) y las peridotitas se pongan directamente en contacto con los esquistos verdes que yacen aparentemente concordantes bajo ellos, hasta varios km² (como sucede en la zona de la cola del pantano de Portomouros en el cauce del Arnego).

Se trata de esquistos micáceos, principalmente moscovíticos, de color grisáceo, muy foliados, de grano fino y compactos. A veces presentan granos de feldespatos, generalmente plagioclasa albitica, que pueden reconocerse a simple vista y que son componentes esenciales de la roca, esquistos plagioclásicos. A veces tienen pequeños xenoblastos de granate anubarrado y precinemático respecto a las dos esquistosidades S₁ de flujo y S₂ que crenula a la anterior y que suelen apreciarse claramente en la roca.

Por el hecho de estar cabalgados, lo que hace que nunca se observe su techo, y además intensamente plegados, no se puede determinar con exactitud su potencia, pero ésta sin duda debe sobrepasar los 50 metros.

1.2.2.2. *Esquistos verdes derivados en gran parte de vulcanitas básicas (PC-S_z)*

Yacen en contacto concordante bajo los esquistos plagioclásicos y grafitosos, su base no se conoce por estar cortadas por el plano de cabalgamiento exterior del Complejo de Ordenes, sobre dicho plano de cabalgamiento a veces han rejugado fallas normales posteriores como la gran falla del pico Sacro, en la vecina Hoja de Cerdedo (0706).

Este grupo de rocas metasedimentarias presentan en general coloraciones que varían en todos los tonos de verde. Proviene probablemente de emisiones volcánicas submarinas en su mayor parte básicas, intercaladas se encuentran rocas volcánicas ácidas, cuarzo-keratófidos y menos frecuentemente estos mismos se presentan en forma de filones intrusivos en los metabasaltos y anteriores a la deformación. Generalmente, las metabasitas tienen grano fino, son masivas, siendo muy frecuentes y característicos los lechos y masas alentejonadas de epidotitas. El color verde se debe principalmente a los anfíboles y cloritas, minerales principales en la roca. Es muy frecuente la presencia de sulfuros de hierro, principalmente pirita, en cubos que pueden llegar a tener 1 cm. de arista.

Estos materiales están muy replegados, algunos de estos pliegues se han podido determinar gracias a los niveles de esquistos cloríticos interstratificados dentro de ellos. Por el intenso plegamiento y porque su muro está cortado por la base del cabalgamiento de Ordenes no se puede precisar la potencia de estos materiales, pudiéndose estimar que es inferior a los 250 metros.

~~1.2.2.3. Esquistos gris azulados intercalados en los esquistos verdes (PC-S_{ik})~~

Intercalados en las metabasitas con facies esquistos verdes y concordantes con ellos existen unos niveles de esquistos cloríticos de color gris azulado y grano muy fino. Suelen tener abundantes venas de cuarzo de exudación y estar muy deformados y replegados. Se disponen en la hoja y dentro de la Serie Periférica de Ordenes dibujando una serie de pliegues isoclinales. Los afloramientos no son continuos, siendo bastante buenos en las crestas, probablemente por mayor cantidad de venas de cuarzo, y malos y cubiertos por recubrimientos en los valles. Donde mejor se pueden observar estos esquistos es en las cumbres de la sierra de Fornelos ¹, en la peña Cuntín ² y en la cota 648 ³, al O. de la carretera local de Lalín a Villa de Cruces.

¹ Sierra de Fornelos x = 236.300 y = 917.500

² Peña Cuntín x = 240.300 y = 921.100

³ Cota 648 x = 234.540 y = 916.600

La disposición estructural y la intersección con la superficie topográfica, así como los replegamientos, hacen que estos esquistos den algunos afloramientos bastante importantes; por ejemplo, la sierra de Fornelos, en otras partes se separan en bancos y se aprecian potencias de 20 a 25 metros. Pese a ello dan lugar a unos crestones muy característicos dentro de la Serie Periférica del Complejo de Ordenes.

1.2.3. Complejo básico de Mellid

Agrupamos en este conjunto una serie de rocas básicas y ultrabásicas. Retrogradadas a clorito-peridotitas, serpentinitas y anfibolitas, que afloran en el límite norte de la hoja con una extensión aproximada de 12-15 km². Este complejo, cuyo borde sur es el que entra en la hoja, se extiende por la Hoja de Arzúa (0607), ocupando toda la región de Mellid de la que recibe el nombre, y llegando a la Hoja de Sobrado de los Monjes (0606), en la que rodea a los complejos polimetamórficos. Estudiada en detalle, especialmente de petrografía, por HUBREGTSE, J. J. M. W. (1973). En la hoja objeto del presente estudio sólo entran las rocas de la periferia del complejo, concretamente dos tipos de rocas:

- Peridotitas serpentinizadas y rocas ultrabásicas retrogradadas.
- Anfibolitas, derivadas en mayor parte de gabros retrogradados.

En el trabajo de HUBREGTSE ya mencionado, a estas rocas se las reconoce como una secuencia ofiolítica de probable edad Silúrica-Devónica. Mientras que los autores de la Hoja de Sobrado, deducen del tipo de metamorfismo sufrido por estas rocas, que deben ser posteriores a los complejos ultrabásicos a los que rodean; dando como muy improbable que puedan ser restos totalmente retrogradados de rocas de dichos complejos ultrabásicos y polimetamórficos.

En cualquier caso su edad estaría comprendida entre el Precámbrico y el Silúrico, siendo probablemente una suite ofiolítica de composición olivínico-toleítica o haberse emplazado en forma de *sills* o coladas volcánicas durante el Silúrico.

1.2.3.1. *Peridotitas serpentinizadas y rocas ultrabásicas retrógradas (M_{β0} (9))*

Se agrupan en este litotipo una serie de rocas que debieran estar compuestas esencialmente por olivino y piroxeno, pero que actualmente se presentan serpentinizadas y cloritizadas. Se trataría probablemente de dunitas o werhilitas. Aparecen como rocas granudas negras y masivas, con los planos de esquistosidad débilmente desarrollados, cubiertas por una pátina de alternación superficial color ocre sobre la que se aprecia una textura en malla, típica de las peridotitas, son

frecuentes las venas rellenas de asbestos. También intercalados, sobre todo hacia la base, niveles de neises anfibólicos a veces con muchos granates, que pueden alcanzar varios cm. de tamaño.

Se encuentran cabalgantes sobre las rocas de la Serie Periférica de Ordenes, apareciendo en el plano de cabalgamiento entre ambas formaciones un tramo de talco-esquistos que varía en potencia de 0,5 a 4 m. formados por metamorfismo dinámico. Este fenómeno es especialmente observable en las inmediaciones de Val¹. Cartográficamente encima de estas rocas se encuentran las anfibolitas (ϵA_0); el contacto entre ambas formaciones es complejo, apareciendo en unas zonas, como citan los autores de la Hoja de Mellid (0607), las serpentinitas cabalgantes sobre las anfibolitas y en otras, más generales en esta hoja, son las anfibolitas las que cabalgan a las peridotitas serpentinizadas. Este contacto no es neto, existe una zona de tránsito en la que hay lentejones aboudinados de peridotitas dentro de las anfibolitas, rodeadas de esquistos cloríticos y neises anfibólicos. Esta zona puede interpretarse como de mezcla tectónica durante la implantación del cabalgamiento (F_1) y anterior en cualquier caso a la esquistosidad regional de crenulación (F_2).

La cartografía del contacto entre peridotitas y anfibolitas es un argumento importante a favor de que cabalguen éstas sobre aquéllas, ya que las peridotitas se adelgazan y llegan a desaparecer en varios tramos, poniéndose directamente en contacto la anfibolita encima de los esquistos albiticos y grafitosos ($PC-S_p$). Dentro de este esquisto pueden encontrarse también lentejones de peridotita serpentinizados rodeados de una faja de talcoesquistos de pocos metros de potencia, se pueden interpretar como escamas tectónicas producidas durante el cabalgamiento. Asimismo se encuentran a modo de escamas y diques de peridotitas serpentinizadas dentro de las anfibolitas. Estos hechos son observables en la zona de Sesto², el primero, y en la Cantera de Val³, el segundo.

Al no haberse visto ni el techo ni el muro de esta formación no puede calcularse su potencia; en Arzúa (0607) hay una potencia visible de 200-250 m.

1.2.3.2. *Anfibolitas, derivadas en su mayor parte de grabos retrógrados (ϵA_0).*

Afloran relacionadas con las peridotitas serpentinizadas antes descritas y parecen situarse inmediatamente encima de éstas.

¹ Val x = 240.650 y = 921.800

² Sesto x = 237.200 y = 922.400

³ Cantera de Val x = 238.400 y = 922.250

Macrocópicamente son rocas de color verdoso oscuro, a veces presentan un bandeado composicional, en tonos claros, los feldespatos, y oscuros, los anfíboles, en otras ocasiones un moteado, éstos parecen provenir de gabros retrogradados. Tienen grano de medio a grueso y presentan una esquistosidad de flujo bastante bien marcada crenulada por otra posterior no tan desarrollada.

Con los afloramientos de la hoja no se puede determinar su potencia, siendo superior a los 200 m.

1.3. DOMINIO ESQUISTOSO DE GALICIA CENTRAL Y OCCIDENTAL

Ocupa el resto de la hoja, no ocupada por los complejos ya descritos. Dentro de él hay que destacar una banda de anchura variable que se encuentra debajo de la serie periférica del Complejo de Ordenes y por encima de la Unidad de Lalín, por lo que debe de encontrarse en contacto mecánico sobre el resto de las rocas del dominio externo. Sin embargo, estratigráficamente presenta muchas analogías con dichas rocas, por lo que probablemente se trate de una escama de estas mismas series, sedimentada más al O. y emplazada en su actual situación por el cabalgamiento del Complejo de Ordenes. Esta unidad ya mencionada por HILGEN (1971) recibe el nombre de «unidad intermedia». Está formada por esquistos micáceos parecidos a los del resto del dominio, gran cantidad de cuerpos estratiformes de anfíbolitas (e A) y algunas intercalaciones de liditas.

En este dominio intruyen la gran mayoría de las rocas plutónicas hercínicas tanto los granitos de dos micas que también intruyen en la Unidad de Lalín (macizo de monte Carrio), como la granodiorita precoz de megacristales.

1.3.1. Esquistos micáceos y cuarcíticos (PC-S.)

Son los materiales sobre los que cabalgan el Complejo de Ordenes y la Unidad de Lalín, están intruidos, por las rocas graníticas hercínicas quedando en ellas enclaves de todos los tamaños desde centimétricos a macroenclaves de varios km² de extensión.

Es una serie monótona que se compone casi exclusivamente de esquistos micáceos y cuarcíticos correspondiente probablemente a un largo período de sedimentación tranquila del tipo geosinclinal.

El aspecto microscópico de los esquistos varía en función del metamorfismo que han sufrido. En las zonas de menor metamorfismo los

materiales pelíticos son esquistos con moscovita y clorita sin biotita o ésta en pequeños cristales dispersos. Son blandos, de grano fino, de color gris o marrón claro en alternación y brillo satinado. Cuando el metamorfismo es mayor, aumenta el tamaño de grano y presentan porfiroblastos de biotita, granate o estauroilita. Dentro de la isograda de estauroilita no es rara la presencia de los tres minerales juntos en la misma muestra. Estando generalmente las biotitas dispuestas sobre los planos de esquistosidad principal (S_1) en una dirección sensiblemente E.-O., y las estauroilitas cruzadas a esta lineación de estiramiento mineral.

Presentan escasa o nula migmatización, pero sí pueden presentar fenómenos locales de metamorfismo de contacto, por su estrecha relación con los granitos de dos micas. En estas zonas aumenta el tamaño de grano y pueden encontrarse porfiroblastos de andalucita de color violáceo turbio, prismáticos, a veces de considerable tamaño. Junto a los esquistos son frecuentes las intercalaciones de cuarcitas micáceas en bancos de hasta 30 cm. de espesor.

Dentro de esta potente serie están intercalados diversos niveles de anfibolitas y liditas. Si la serie es normal las anfibolitas son más frecuentes al techo y las liditas al muro, pero es posible que la serie esté invertida, constituyendo el flanco inverso de una gran estructura tum-bada de la primera fase hercínica.

La potencia de los esquistos es imposible de apreciar, debido a las diferentes fases de plegamiento que los afectan. Los autores de la Hoja de Lalín (0609) la estiman superior a los 2.000 m.; los de Cerdedo (0509) en 4.000 m. visibles.

Por su posición y composición esta serie esquistosa es comparable con las series ordovícicas-silúricas que afloran más al E. de Galicia: por ejemplo, las descritas en el Anticlinorio del Olló de Sapo. Hojas de Guitiriz (0605), Sobrado (0606), etc. También es correlacionable con las unidades media e inferior de los llamados «esquistos de la región Centro-Gallega» descritas por MINNIGH (1976, 1978), aunque este autor no precisa su edad atribuyéndola al Paleozoico Inferior.

Esta serie aflora también en las Hojas de Cerdedo (0509), en cuya Memoria dejan abierta la posibilidad de que abarque rocas de una edad que puede ir desde el Precámbrico hasta el Silúrico, y Lalín (0609), situada inmediatamente al sur de Golada, donde la denominan «esquistos con niveles finos de cuarcita» (PC-O) y la asignan una edad infraordovícica, sin dejar de señalar que su edad puede ir desde el Precámbrico hasta el Silúrico; además los niveles de esquistos carbonosos y las metavulcanitas ácidas intercaladas entre los esquistos serían, para los autores de la citada Hoja de Lalín, asimilables por analogía de facies al Silúrico, pero que podrían, igualmente, pertenecer al Paleozoico Inferior.

La edad de estos metasedimentos es controvertida, pudiendo abarcar desde el Precámbrico hasta el Silúrico, y siendo muy probable que la mayor parte de los tramos superiores de la serie tengan una edad silúrica.

1.3.2. **Anfibolitas (εA)**

Se encuentran como cuerpos estratiformes intercalados entre los esquistos micáceos y cuarcíticos. Son muy abundantes en la unidad intermedia dando cuerpos de considerable espesor (hasta 60 m.) y gran continuidad lateral (Km.); y aparecen esporádicamente en el resto del dominio en intercalaciones de menor espesor.

Su forma estratiforme parece indicar un origen ígneo en forma de *sills* o coladas volcánicas submarinas. Se trata, pues, de ortoanfibolitas. Han sufrido todos los procesos de deformación y metamorfismo que el resto de la serie en que están intercaladas. Tampoco hay que destacar como mecanismo de emplazamiento en su actual posición, el que tengan que ver con escamas tectónicas producidas durante la implantación del Complejo de Ordenes. Estas escamas se encuentran dentro de una mayor que constituye toda la unidad intermedia.

Microscópicamente presentan texturas que van de nematoblásticas bandeadas y granoblásticas a esquistosas. Como minerales principales:

- Plagioclasa normalmente ácida alterada a sericita + epidota + opacos.
- Anfíbol verde (en muchas ocasiones de tipo actinolita) alterado a clinzoisita + epidota.
- Como minerales secundarios: muscovita, esfena, opacos y apatito.

En algunas muestras con bandeo composicional, marcado con niveles de cuarzo + plagioclasa + anfíbol y otros de anfíbol verde + albita + esfena, se han observado texturas subofíticas.

1.3.3. **Metavulcanitas ácidas (Mv)**

En los alrededores de la aldea de nombre Pardesoa¹, cerca del límite sur de la Hoja, con una dirección sensiblemente N.-S. se encuentran unos lechos de dos a ocho m. de espesor de rocas constituidas por material piroclástico. Están intercalados con niveles de esquistos cuarcíticos y feldespáticos y son prolongación de los descritos en la vecina Hoja de Lalín (0609).

¹ Pardesoa x = 241.000 y = 905.200

Su estudio microscópico revela texturas porfidoblásticas de grano fino, orientadas. Como minerales principales: cuarzo, moscovita, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Secundarios: leucoxeno, óxidos de hierro y opacos. Presentan fenocristales policristalinos de feldespato potásico, albita y cuarzo. Su composición es la de una metariolita.

1.3.4. Cuarcitas negras, liditas (γ v)

Es muy frecuente en todo este dominio encontrar intercalados en la serie esquistosa capas de cuarcitas negras, y otras más ampelíticas, que no han suministrado fauna. Alcanzan los 20 m. de espesor con bastante continuidad lateral, de entre ellas destaca la que corta el castro situado al NO. de Veiga¹, con una dirección aproximada NO.-SE., se la puede seguir durante varios kms., pese a estar alentejada en algunos puntos. Estas rocas están compuestas exclusivamente por cuarzo con texturas granoblásticas poligonales acompañado de grafito y micas incoloras, a veces como accesorios turmalina y circón.

1.4. CUATERNARIO

Lo constituyen depósitos fluviales, en general, de escaso espesor y poco desarrollo, aunque en el ángulo NE. de la hoja alcanzan una extensión relativamente importante. Se trata de la cuenca hidrográfica del río Ulla, en la parte más septentrional de la gran llanura lucense de la comarca «Terra-Cha».

1.4.1. Llanuras aluviales y fondos de vaguada (Q_2 Al)

Constituidos fundamentalmente por arenas, limos y gravas procedentes de la erosión fluvial; son, por tanto, depósitos heterométricos y heterogranulares, con clastos de cuarzo, feldespatos, fragmentos de rocas y minerales pesados, procedentes en su mayoría de la erosión de los materiales ígneos (graníticos principalmente) que afloran en la región, localmente puede haber fangos arcillosos producto de la erosión de los metasedimentos.

Debido a la intensa pluviometría de la zona, 1.000 mm. al año, los procesos edáficos tienen un desarrollo bastante importante, dando un recubrimiento de suelos vegetales de 40 a 60 cm. En algunas áreas alcanzan un desarrollo notablemente superior, no permitiendo la existencia de buenos afloramientos.

¹ Veiga x = 241.600 y = 908.600

2. PETROLOGIA

2.1. INTRODUCCION

Procederemos en este capítulo por el siguiente orden:

- En primer lugar, se estudiarán las rocas de la Unidad de Lalín, tratando primero los metasedimentos y a continuación las rocas de origen ígneo.
- A continuación las rocas del Complejo de Ordenes:
 - Serie periférica.
 - Complejo de Mellid.
 - Serie de Ordenes
- Luego las rocas del dominio esquistoso de Galicia central y occidental.
- Dedicaremos otro apartado al metamorfismo.
- Estudiaremos la petrología de las rocas plutónicas hercínicas.
- Por último, las rocas filonianas que afloran en la hoja.

A lo largo de este capítulo denominaremos con los subíndices 1, 2 y 3 a las fases de deformación y esquistosidades que se descubren al microscópio, con un orden de precedencia; sin que estos subíndices impliquen correspondencia con las fases de deformación que se describirán en el capítulo de tectónica. A grandes rasgos dicha correspondencia sería:

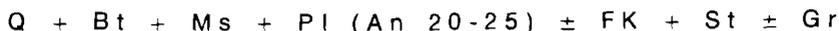
Petrología		Tectónica
F_1 y S_1	=	F_1 y S_1
F_2 y S_2	=	F_1 y S_1
F_3 y S_3	=	F_2 y S_2

2.2. ROCAS DE LA UNIDAD DE LALIN

2.2.1. Esquistos y paraneises (PC-CAε)

Los paraneises son dominantes en casi toda la parte estudiada de la Unidad de Lalín, observándose los esquistos en los bordes junto al autóctono (Dominio Externo) al E. y la Unidad Intermedia al N.

Los paraneises muestran las paragénesis siguientes:



con apatitos, opacos, circón, turmalina y en algún caso grafito; accesorios.

Estas rocas muestran dos fases de deformación. La segunda da la esquistosidad de flujo (S_2) que es dominante. La primera se conserva localmente en microlitos sigmoides o inclusiones rectas en metablastos de plagioclasa pre- F_2 .

El rasgo textural más característico de los paraneises lo constituyen los porfidoblastos de oligoclasa (An 20-25), que confieren a la roca una textura moteada. Son mirmequíticos, presentando abundantes inclusiones de cuarzo en gotas, biotita, moscovita, opacos, granate y a veces estaurólita. Los primeros definen una S_1 en algún caso recta y discordante con la S_2 (S_2), pero mayoritariamente sigmoide y sin- F_2 , aunque temprana, pues localmente se pueden encontrar pequeñas discordancias. En algún caso, las inclusiones son rectas en el núcleo del blasto de plagioclasa, curvándose hacia el borde e indicando así un crecimiento prolongado desde la IF_1^2 a la F_2 . Con frecuencia se observan sombras de presión de cuarzo y grietas rellenas por este mineral.

Los granates son también distintivos de estas rocas. Forman granos pequeños preferentemente incluidos en los metablastos de oligoclasa, aunque también se observan fuera de ellos. A veces son euhedrales, aunque por lo general muestran bordes corroídos y en algún caso en relación de transformación a biotita. Están anubarrados (v. microfot. muestra DR-0298). De estos granates tan sólo puede decirse que son pre- F_2 . En ningún caso muestran inclusiones internas orientadas.

La estaurólita, en general escasa, muestra a veces inclusiones rectas discordantes con la S_2 y llega a verse incluida en los metablastos de plagioclasa. Por otro lado incluye a los granates anubarrados. La estaurólita de los paraneises parece, pues, de cristalización más antigua de la que se observa en el Dominio Externo, claramente sin a post- F_2 .

La sillimanita y la andalucita se han observado en el borde occidental de la hoja donde son manifiestos los fenómenos de inyección granítica. La andalucita da blastos post- F_2 que preceden a una generación de muscovitas cruzadas. La sillimanita se forma sobre la biotita y frecuentemente queda atrapada en el cuarzo granoblástico de recristalización tardía. Su edad y relaciones con la andalucita son inciertas. En esta zona también se observan pruebas de una fuerte alteración hidrotermal que sigue fracturas. Se introduce abundante FK (adularia) acompañado por cloritización de la biotita y del granate y sericitización de la plagioclasa.

Esquistos

Rocas sin metablastos de plagioclasa, aunque intercaladas con pa-

raneises, se observan junto al borde este y norte de la Unidad de Lalín. Se trata en todos los casos de micaesquistos con biotita-estaurolita-granate semejantes a los del autóctono, lo que hace pensar en una posible zona mixta de origen tectónico junto al plano de cabalgamiento.

La paragénesis corriente es:



con ilmenita, apatito, turmalina, grafito, circón y a veces algo de plagioclasa; accesorios.

Muestran una esquistosidad de flujo dominante marcada por una primera generación de muscovita más las barras de ilmenita. A ésta se superpone una fase débil que produce crenulación o simple aplastamiento de la esquistosidad que se incurva en torno de los porfidoblastos. Por correlación con lo observado en el Dominio esquistoso, suponemos que la esquistosidad visible es la S_2 , que oblitera totalmente a la S_1 en esta zona. En DR-386 se conservan micropliegues isoclinales relictos marcados por capas de grafito y arcos poligonales, que confirman la idea anterior.

Una segunda generación de muscovita, la biotita, la estaurolita y el granate forman porfidoblastos posesquistosos gigantes.

El orden de blastesis progresiva observado es el siguiente:



Las micas (cross-micas) muestran cierta orientación preferente dimensional. Así la biotita se presenta como agregados de placas cruzadas alargadas en la dirección estadísticamente normal al eje b de los pliegues sin-esquistosos (esto se ve bien en el dominio esquistoso en las zonas con intercalaciones cuarcíticas). Parece, pues, que las micas, aunque posesquistosas, han crecido condicionadas por un campo tensional, por lo que suponemos que son tardi- F_2 .

El granate y la estaurolita forman idioblastos en la mayoría de los casos con inclusiones rectas (S_2) de cuarzo en el granate y de cuarzo y turmalina en la estaurolita. En algún caso se han podido observar inflexiones de las mismas en los bordes en relación con la fase débil de aplastamiento o crenulación (F_3).

La alteración retrogradada y probablemente debida a actividad hidrotermal se manifiesta en la intensa sericitización de la estaurolita, así como cloritización de la biotita.

2.2.2. Rocas calcosilicatadas (Csi)

Forman lentillas junto al borde norte de la Unidad de Lalín y proceden de intercalaciones margosas.

La asociación observada es:

Pl (olig. Bas.) – Cpx (Fe) – Anf. verde

Estos minerales se disponen dando un bandeo de Pl – Cpx y Pl – Anf. La plagioclasa muestra un zonado débil normal (An 27 – 24) y está variablemente saussuritizada. La esfena es muy abundante como accesorio, así como algo de FK. Hay granate andradítico que avanza reemplazando a los demás minerales a lo largo de los espacios intergranulares. Es tardío y refleja un episodio de *skarn*, quizá en relación con los cuerpos graníticos próximos.

2.2.3. Anfibolitas (cA₁)

Forman cuerpos lenticulares paralelos a la esquistosidad dominante (S₂) y predominan hacia el borde oriental de la unidad.

La asociación mineral significativa es:

Hb + Pl (Andesina) ± Bt (Mg) ± Q + Gr

presentados los tres últimos en cantidades accesorias.

Los accesorios comunes son esfena, apatito, opacos, turmalina.

Estas rocas muestran una foliación dominante marcada por la orientación nematoblástica estadística de los prismas de anfíbol y la biotita cuando presenta. A diferencia de las anfibolitas de la unidad intermedia no muestran bandeo de diferenciación.

Al igual que los paraneises, la característica distintiva de estas anfibolitas es la presencia de poiquiloblastos (copos) de plagioclasa que les confiere a estas rocas un aspecto moteado. Son xenoblásticos y contienen abundantes inclusiones de cuarzo en gotas, así como de biotita, esfena, opacos, apatito y prismillas de anfíbol de tamaño inferior a los de la matriz. A veces definen una S₁ discordante con la S₂ (foliación dominante) y están rodeados por la misma, lo que hace pensar que esta última es la S₂ dominante en los paraneises asociados.

Los metablastos son, pues, preesquistosos y probablemente interfase, aunque no se pueden descartar tipos sin-F₂. Composicionalmente son andesinas (An 20-40), igual que las de la mesostasia, a veces con un débil zonado normal a An 25. Frecuentemente están saussuritizadas.

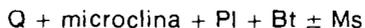
El granate se observa ocasionalmente (p. e. DR 394) como granos relictos atrapados en los metablastos de plagioclasa.

La alteración hidrotermal se relaciona con una fase de deformación frágil tardía generadora de fisuras. Consiste en rellenos de FK (adularia) + clorita + esfena, así como reemplazamiento (feldespatización) de la plagioclasa. A partir del anfíbol se forma uralita fibrosa + clorita indicando condiciones térmicas de bajo grado.

2.2.4. **Ortoneises biotíticos (N; b)**

Muestran dos facies bien diferenciables en campo: una de grano fino leucocrática y otra glandular dominante mesocrata. En ambos casos la textura es marcadamente planar y planolinear blastomilonítica, consistiendo en un agregado granoblástico fino de cuarzo y feldespatos, mientras que la biotita con tendencia a disponerse en capas, y lentillas de cuarzo granoblástico marcan la foliación visible.

La paragénesis es:



con circón, apatito, opacos y ocasionalmente fluorita accesorios.

El FK es una microclina perfecta con pertitas en filmes y frecuentemente con inclusiones de cuarzo en gotas.

La plagioclasa es una albita-oligoclasa (An 0-10). En algunas muestra (p. e. DR 0297) se presenta como micrometablastos con inclusiones rectas de opacos, apatito, circón y cuarzo discordantes con la S_1 (probablemente S_2). Estas rocas han sufrido probablemente un proceso de albitización equivalente al de paraneises y anfibolitas.

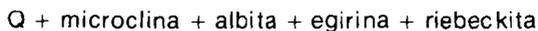
La muscovita, escasa, en unos casos intercrece con la biotita para dar la foliación y en otros es claramente tardía, como «cross micas» simplectíticas o como transformación en el borde de la biotita con liberación de opacos.

La fluorita se relaciona con una fase de alteración hidrotermal según zonas cataclásticas. En relación con ellas se observa una intensa cloritización de la biotita.

2.2.5. **Ortoneises peralcalinos (N; A)**

Se trata de neises con textura augen y bandeo blastomilonítico.

La paragénesis es:



con opacos y circón accesorios.

Las glándulas son de albita (< 1 cm.) cataclásticas, con gotas de cuarzo e inclusiones rectas de egirina en el núcleo, discordantes con la foliación y bordes limpios. Posiblemente sean glándulas metablasticas (autometasomáticas?), en cuyo caso la foliación podría hacerse equivalente a la S_2 de los paraneises.

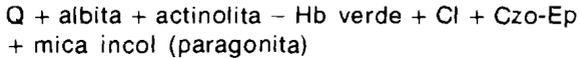
La riebeckita muestra una textura nematoblástica sobre el plano de foliación.

2.3. ROCAS DEL COMPLEJO DE ORDENES

2.3.1. Serie periférica de Ordenes

2.3.1.1. Esquistos máficos-metavulcanitas (esquistos verdes) (PC-SS₂)

Se trata de rocas máficas de grano fino con una paragénesis sistemática de:



en proporciones variables. El dominio de la clorita da a la roca una estructura esquistosa. Por el contrario, cuando domina el anfíbol, la textura nematoblástica confiere a la roca un aspecto anfíbolítico (anfíbolitas de albita-epidota).

Los accesorios son esfena, pirita, illmenita, apatito y a veces circón.

Estas rocas, claramente de bajo grado, muestran al microscopio tres fases de deformación. La primera, generadora de una esquistosidad de flujo, queda totalmente borrada hacia la base por la segunda, que en las zonas más alejadas del plano basal de cabalgamiento se presenta como una esquistosidad de crenulación. La tercera fase produce esquistosidad de fractura, crenulación simple o aplastamiento homotáctico con la F₂.

En la mayor parte de los casos, la naturaleza original de la roca es indeterminable por ~~medios simplemente texturales.~~

En otros, sin embargo, la procedencia volcánica o volcanosedimentaria se pone de manifiesto. En el primer caso por la persistencia relicta de vacuolas rellenas por agregados radiales de epidota y texturas blastoporfídicas (albitas). En el segundo caso, claro en el caso de las rocas con mica incolora, se conservan bandeados sedimentarios, marcados por contenidos variables de las micas y microgranoselección de granos de albita.

En todos los casos las albitas son relictas, lo que apunta hacia una procedencia espilitica del conjunto, anterior al metamorfismo regional hercínico.

Queratófidos y plagiogranitos

Localmente se han encontrado asociados a los esquistos máficos rocas leucocráticas sódicas, volcánicas (queratófidos) o plutónicas (plagiogranitos). En los dos casos son rocas formadas predominantemente por cuarzo más albita (An O), con mica incolora, biotita, clorita y esfena; accesorios.

En el primer caso, las texturas son blastoporfídicas y en el segundo granudas, aunque la intensa cataclasis-milonitización que presentan puede llegar a enmascararlas.

En cuanto a los tipos metaplutónicos muestran una intensa deformación con lamelas de deformación y texturas en mortero. En los tipos más miloníticos el bandeado lo marcan bandas de plagioclasa saussuritizada y alineaciones de las micas. La saussuritización variable de las plagioclasas indica que éstas debieron ser algo más básicas con anterioridad al metamorfismo.

2.3.1.2. *Esquistos asociados a los esquistos verdes* (PC-S_{εκ}) y (PC-S_{επ})

Se han observado dos tipos: esquistos gris azulados y esquistos albiticos-grafitosos hacia el techo.

Son rocas formadas, respectivamente, por:

1. Q + Ms + Cl (Bt verde a veces) ± Ky (distena) + Ctde.
2. Q + Ms ± Cl + Abita ± Gr

con illmenita, apatito, grafito y turmalina accesorios.

Muestran igualmente tres fases claras de deformación. La primera es una esquistosidad de flujo, la segunda muestra desde esquistosidad de flujo que borra totalmente la primera, a crenulación y esquistosidad de crenulación con bandeado tectónico de cuarzo en los microlitos. La tercera fase posmetamórfica produce crenulación débil o esquistosidad de fractura con cataclasis asociada.

El granate, variablemente pseudomorfizado a clorita —muscovita, es probablemente sin F₁—. Respecto a las albitas se han podido observar en una misma muestra (DR-305) granos con inclusiones rotacionales (sin-F₁) y otras con inclusiones rectas, aparentemente IF₂¹. (V. microfotografía muestra DR-0282.)

Tanto los metablastos de cloritoide como de distema y barras de illmenita parecen IF₂¹ (DR-21 y 258) (V. microfoto, muestras DR-0258; DR-0021).

2.3.2. **Complejo de Mellid**

Lo integran dos tipos de rocas: anfibolitas y peridotitas serpentinizadas, dominando volumétricamente las primeras sobre las segundas.

2.3.2.1. *Anfibolitas derivadas en su mayor parte de gabros retrogradados* (εAθ)

Presentan la asociación:

Hb verde \pm Pl \pm Gr \pm Cpx

Están fuertemente retrogradadas a minerales de bajo grado: clorita, mica incolora (probablemente paragonita), zoisita, clinozoisita, albita, uralita y en algún caso zeolitas. La alteración hidrotermal se manifiesta localmente en la introducción de FK. Esta asociación de bajo grado se encuentra como reemplazamiento de fisuras tensionales y en planos de movimiento tangencial predominantemente.

Los accesorios son apatito, opacos, rutilo y esfena.

Estructuralmente las rocas muestran una sola foliación marcada por la orientación nematoblástica del anfíbol y a veces por el bandeado metamórfico de capas plagioclásicas y anfibólicas. En alguna muestra se observa una fase superpuesta de microplegamiento, poligonizada.

Son de destacar en estas rocas las bandas de cizalla con fuerte retrogradación a bajo grado y que representan un episodio tangencial posterior.

En estas anfibolitas es significativa la persistencia relicta de granos de clinopiroxeno y granates relictos de composición almandínica (Anal. Quim. muestra DR-0542), ambos blindados en anfíbol.

HUBREGTSE (1973) describe en el Complejo de Mellid granulitas básicas (pirigarnitas) variablemente anfibolitizadas. Pensamos igualmente que las anfibolitas, que formando parte del Complejo de Mellid pasan a la Hoja de la Golada pueden ser retrogranulitas que han sufrido un metamorfismo probablemente policíclico y plurifacial. La evolución en este caso sería

- | | |
|---|--------------------------------|
| 1. Cpx + Gr + Pl | granulita bas. (prehercínico). |
| 2. Anf + Pl | grado medio (hercínico). |
| 3. Cl + M. incol. + Zo +
+ Czo + Ural \pm Albita grado
bajo, etc. | (hercínico). |

2.3.2.2. *Peridotitas serpentinizadas* ($M_{60}(\Sigma)$):

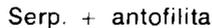
Se trata, por lo general, de serpentinitas cloríticas con una asociación de tipo:



con magnetita accesoria.

Aunque la transformación es muy intensa, se conservan en algún caso granos de clinopiroxeno y olivino de las peridotitas iniciales, sugiriendo que éstas debieron ser wherlitas.

En un caso (DR-124) se han observado restos de orto-piroxeno. En este caso la asociación es:



El orto-piroxeno se conserva como relictos dentro de gruesos prismas de anfíbol rómbico (antofilita) que a su vez se transforma a una asociación de bajo grado (Carbonato - clorita - tremolita) en fisuras y bordes. Se conserva olivino relicto. Esta roca procede probablemente de una peridotita de tipo harzburgítico.

La historia petrológica y estructural de estas metaperidotitas es bastante compleja y la información de que disponemos escasa. En base a las muestras estudiadas parece distinguirse una evolución del siguiente tipo:

1. $Ol \pm Cpx \pm Opx$ (peridotitas)
2. Orto-anfíbol $\pm Cl \pm Cunmigt (?)$ (grado alto)
3. $Serp \pm Cl \pm Carb \pm Trem$ (grado medio-bajo)

Todos los minerales de estas metaperidotitas muestran signos de haber sufrido una intensa deformación, tales como extinción ondulantes, fracturas, reorientación mecánica de los filosilicatos y el anfíbol. En este último caso, la roca muestra una esquistosidad bien definida.

2.3.3. Serie de Ordenes

2.3.3.1. Metasedimentos de Ordenes (PC-CA)

Son rocas petrográficamente monótonas y estériles desde el punto de vista paragenético.

La asociación observada es:



con opacos, cirkón y turmalina como accesorios.

Se trata, pues, de rocas de bajo grado en torno de la zona de la biotita.

Se han observado por lo menos dos fases de deformación. La primera genera una esquistosidad de flujo y la segunda una esquistosidad de crenulación.

Tanto el cuarzo como los granos de albita son a veces clásticos, indicando la naturaleza pelítico-samítica de estos materiales.

2.3.3.2. Ortoneises de Sobrado ($\delta\gamma\eta'$)

En esta hoja, el ortoneis muestra un fuerte adelgazamiento respecto a la extensión en la hoja de Arzúa y que a la vista de las texturas miloníticas puede ser debido a la laminación tectónica. Este fenómeno es muy acusado junto al contacto estructural inmediatamente inferior, esto es el Complejo de Mellid.

Estas rocas están formadas por cuarzo, plagioclasa intensamente sericitizada, microclina, muscovita y biotita cloritizada. Los accesorios son opacos, apatito, circón y topacio.

Como se ha dicho, las texturas son miloníticas, conservándose los feldespatos como porfidoclastos fuertemente deformados envueltos en una matriz bandeada de todos los componentes triturados.

2.4. ROCAS DEL DOMINIO ESQUISTOSO DE GALICIA CENTRAL Y OCCIDENTAL

2.4.1. **Autóctono (o paraautóctono)**

Lo constituye una sucesión esquistosa en las que se intercalan cuarcitas grafitosas hacia el techo, así como alguna anfibolita.

Dominan dos tipos esquistosos que definen dos zonas metamórficas. Los superiores son esquistos con biotita-estaurolita-granate, mientras que los inferiores son tipos sillimaníticos (\pm granate). El paso de unos a otros define una isograda que recorre la zona en dirección meridiana (v. mapa de zonas metamórficas).

Micaesquistos con biotita + estaurolita + granate.

Son semejantes a los descritos en la Unidad de Lalín.

La paragénesis típica es:



con turmalina, opacos (illmenita), circón y en algún caso plagioclasa; accesorios.

Localmente, y siempre en la proximidad a cuerpos graníticos de dos micas, aparece andalucita \pm sillimanita en todo caso posteriores a los minerales índice principales.

Se observan tres fases de deformación. Generalmente la segunda da la esquistosidad dominante (S_2 que oblitera totalmente a la S_1 , aunque puede presentarse también como una esquistosidad de crenulación más o menos apretada, en cuyo caso la S_1 se conserva en los microlitos. En alguna muestra la S_1 llega a ser la esquistosidad dominante.

La F_3 produce una crenulación de aspecto tardimetamórfica, con cataclasis, y que sólo se presenta poligonizada cerca del contacto con los granitos. A veces se manifiesta como un aplastamiento perpendicular a S_2 .

La esquistosidad al igual que en el borde oriental de Lalín, la marca una primera generación de muscovita. Por el contrario, una segunda generación de muscovita, así como toda la biotita, estaurolita y el granate forman blastos poscinemáticos con inclusiones rectas de S_2 (v. microfotografías de las muestras DR-0177; DR-0171; DR-0177). No obstante, y al igual que sucede en el borde de Lalín, las micas («cross micas») crecen con cierta orientación preferente, lo que apunta hacia formación tardi- F_2 .

La estaurolita presenta, en algún caso, núcleos con inclusiones rotacionales (cuarzo, turmalina, opacos, muscovita) sin- F_2 y bordes recrecidos idioblásticos poscinemáticos (v. microfotografías muestra DR-191).

El orden de blastesis de estos minerales parece en casi todos los casos MS (1.^a generación), MS (2.^a generación), Bt, Gr, St.

En varias muestras el granate se observa incluido en la estaurolita.

La alteración hidrotermal tardía produce feldespatización, así como cloritización de la biotita y del granate (en alguna muestra también feldespatizado).

Destacamos aquí la presencia en estos esquistos de venas de exudación pegmatoides de Q + andalucita, cuyos cristales llegan a alcanzar varios centímetros. Estas rocas sólo se han observado en el campo y son semejantes a las descritas en otros sectores de la cadena con idénticas litologías asociadas.

Esquistos con sillimanita

Constituyen la zona estructuralmente más profunda del autóctono. La paragénesis dominante es:



con turmalina, opacos, circón y apatito accesorios. Con cierta frecuencia se observa andalucita tardía probablemente debida a metamorfismo de contacto por las abundantes intrusiones de este sector.

Estas rocas muestran en todos los casos una sola esquistosidad de flujo, marcada aquí por las dos micas a diferencia de la zona de la estaurolita. Parte de la muscovita es, no obstante, poscinemática en forma de «cross-micas» frecuentemente sobre los haces de fibrolita. La sillimanita en todos los casos crece sobre el plano de esquistosidad en relación con la biotita y a veces incluida en el cuarzo granoblástico de la matriz.

El granate se presenta en granos pequeños, generalmente con el borde corroído por $Q \pm$ sillimanita. No obstante, en varios casos mues-

tran inclusiones rectas paralelas a la S_2 , lo que sugiere crecimiento poscinemático.

La falta de relictos de estaurólita en estas rocas, así como su composición más cuarcífera, sugieren, en nuestra opinión, que el tránsito a la zona de la estaurólita corresponde a un cambio en la composición litológica y no es una isograda de reacción en el sentido de WINDLER (1974).

Otros esquistos

Esquistos paragenéticamente estériles con



se han observado predominando en una banda central situada entre los esquistos estaurólíticos y los sillimaníticos

2.4.1.1. *Anfibolitas (ϵA)*

Se disponen de pocas muestras y éstas son muy dispares.

La asociación observada es:



con opacos accesorios. En una muestra hay granos de epidota aparentemente en paragénesis.

Por otro lado, otras anfibolitas (DR-34 y 33) corresponden a tipos idénticos (!) a los de la Unidad de Lalín con metablastos IF_1^2 a sin- F_2 de plagioclasa ácida.

Nos inclinamos por origen ortoderivado para todas estas anfibolitas.

2.4.1.2. *Metavulcanitas ácidas (Mv)*

Son niveles de metariolitas y metacínérilas intercalados en los esquistos estaurólíticos.

Las metariolitas son porfidoclasticas y están formadas por:



Las glándulas son en numerosos casos policristalinas y están formadas por plagioclasa ácida, FK albitizado y cuarzo. Como accesorios hay leucoxeno y opacos.

Las metacineritas son texturalmente rocas esquistosas formadas por:



La esquistosidad visible (probablemente S_2) orienta a las micas, que rodean a los fenocristales, asociados a los cuales se observan sombras de presión. Hay una esquistosidad tardía, posmetamórfica, de fractura, correlacionable con la F_3 de los esquistos.

2.4.1.3. *Cuarcitas negras. Liditas (γv)*

Son cuarcitas muy puras con abundante grafito y cantidades accesorias de muscovita + biotita + circón \pm turmalina.

Hay un tipo de cuarcita granatífera, en la que este mineral presenta altos contenidos con tamaños del orden de 0,1 mm.

Aunque las texturas son granoblásticas, las bandas grafitosas definen estructuras plegadas, mientras las pajuelas de micas se reorientan en los planos de aplastamiento.

Las dos fases de plegamiento (F_1 y F_2) observables mesoscópicamente se traducen en un solo tipo de pliegues isoclinales de espesor centímetro con esquistosidad de plano axial y fuerte estiramiento de los flancos. En alguna muestra se observa cataclasis tardía.

2.4.2. **Unidad Intermedia**

Se distinguen en ellas tres tipos de litologías: esquistos cloríticos de la parte alta del bajo grado con granate y biotita, esquistos con biotita-granate-estaurolita de grado medio y anfíbolitas variablemente retrógradas.

Los primeros presentan la paragénesis:



con illmenita, turmalina, circón y apatito accesorios, así como pequeñas cantidades ocasionales de plagioclasa sericitizada.

Son rocas de grano fino en las que llegan a verse tres fases de deformación. La S_1 es una esquistosidad de flujo, paralelamente a la cual se producen exudaciones de capas de cuarzo. La S_2 consiste en una esquistosidad de crenulación que llega a ser dominante, conservándose la S_1 en los microlitos. La F_3 genera micropliegues, a veces con desarrollo de una esquistosidad de fractura en la zona axial.

El granate, escaso, se presenta en granitos pequeños, variablemente

transformados en clorita + sericita + plagioclasa. Su crecimiento es IF_2^3 , aunque en algún caso pueden ser sin- F_2 .

Los esquistos con biotita-granate-estaurolita son semejantes a los del autóctono y no requieren nueva descripción.

Las anfibolitas de la Unidad Intermedia son rocas con bandeo de diferenciación a diferencia de la Unidad de Lalín. Son rocas en las que se distingue una paragénesis de alta temperatura con:

Hb verde y verde azulada + PI (Olig. Bas. Andes)

variablemente retrogradadas a asociaciones de bajo grado (clinzoisita-epidota, albita, sericitas y clorita). Como accesorios se encuentran opacos, apatito y esfena, así como FK, en alguna muestra, de origen hidrotermal.

Con carácter relicto se conservan clinopiroxeno y biotitas blindados en el anfíbol, lo que induce a pensar en una procedencia ortoderivada a partir de rocas plutónicas intermedias, de tipo diorita-gabro.

2.5. METAMORFISMO

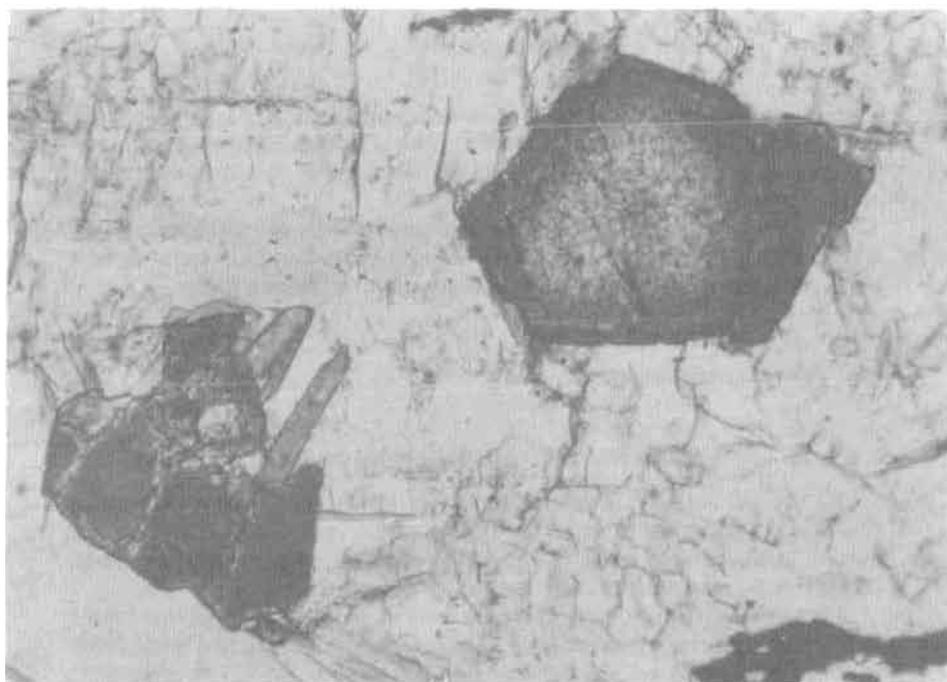
2.5.1. Bosquejo metamórfico de la Unidad de Lalín.

La Unidad de Lalín presenta litologías metaígneas y metasedimentarias con paragénesis propias del grado medio metamórfico (zona de la estaurolita), aunque local y probablemente en relación con el plutonismo tardío se alcanza la zona de la sillimanita.

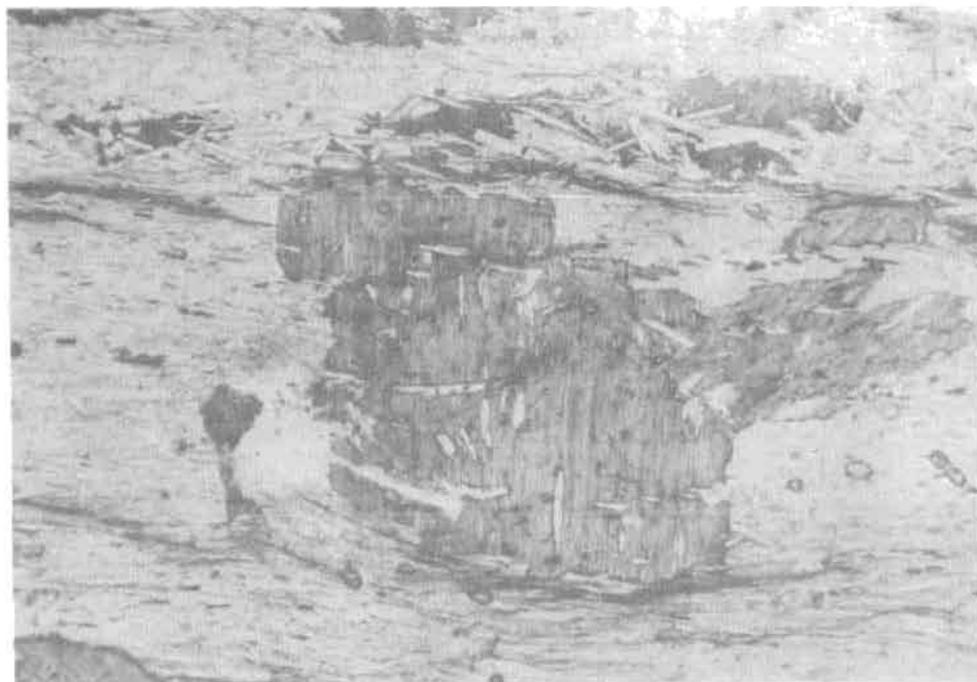
Estas condiciones imperan claramente durante y con posterioridad a la F_2 . No obstante, la existencia de granates anubarrados y estaurolita relictos, blindados en los metablastos interfase a sin- F_2 de oligoclasa llevan a pensar que la Unidad de Lalín, a diferencia del autóctono, estuvo sometida a condiciones de grado medio metamórfico antes de su emplazamiento durante F_2 . La edad de este evento metamórfico premetablastos de plagioclasa no está bien determinada.

2.5.2. Bosquejo metamórfico del Complejo de Ordenes

Resulta evidente en el complejo de Ordenes la superposición estructural de unidades tectónicas de procedencia paleogeográfica distinta. Así, mientras que la Unidad Periférica integrada por metavulcanitas y productos volcanosedimentarios básicos junto con queratófidos y



DR. 0298.—Unidad de Lalin, Paraneis. Granates anubarrados (tipo 1 de los autores holandeses) incluidos en metablastos de oligoclasa. Obsérvese la transformación local a biotita. N. P. $\times 100$.



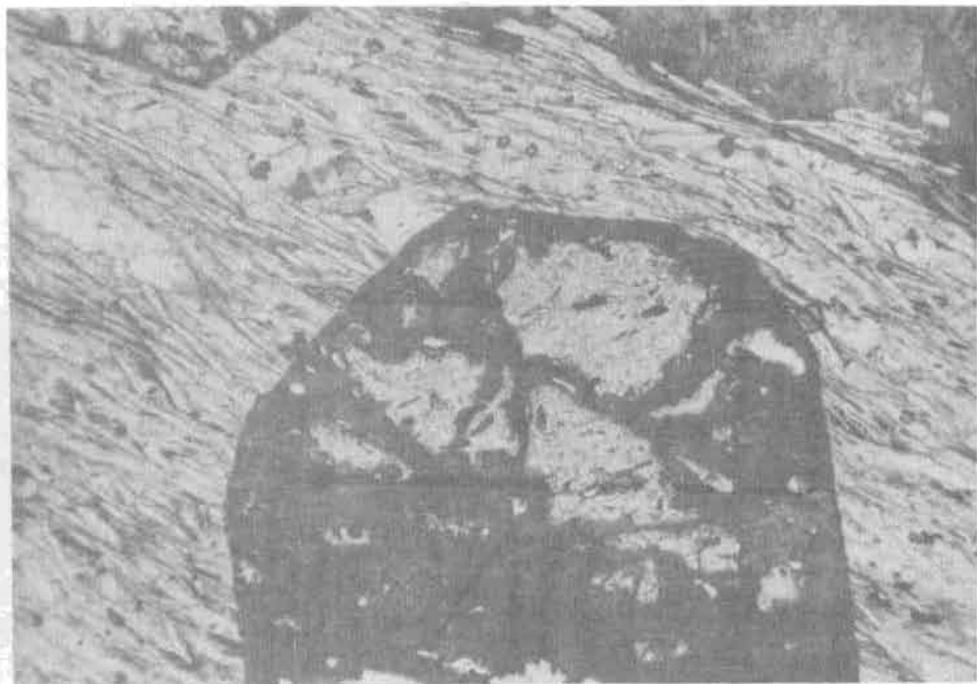
DR. 0177.—Dominio esquistoso de Galicia central y occidental. Autóctono. Esquisto con Bt-St-Gr. Porfidoblasto de Bt pos- S_2 . N. P. $\times 40$.



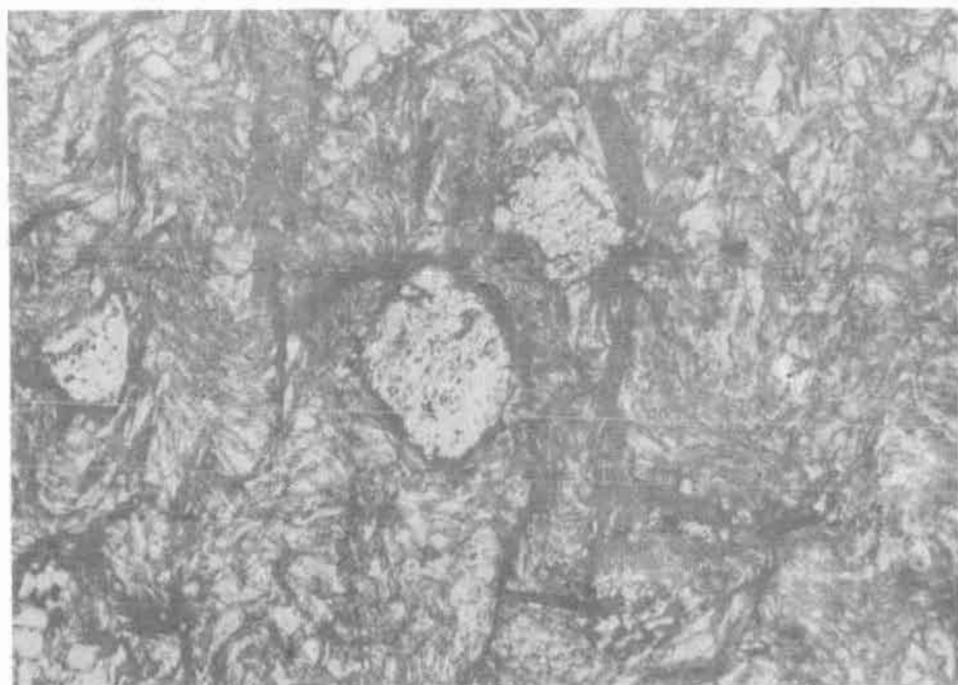
DR. 0171.—Dominio esquistoso de Galicia central y occidental. Autóctono. Esquisto de Bt-St-Gr. Idioblastos de estaurolita pos-S₂. N. P. × 40.



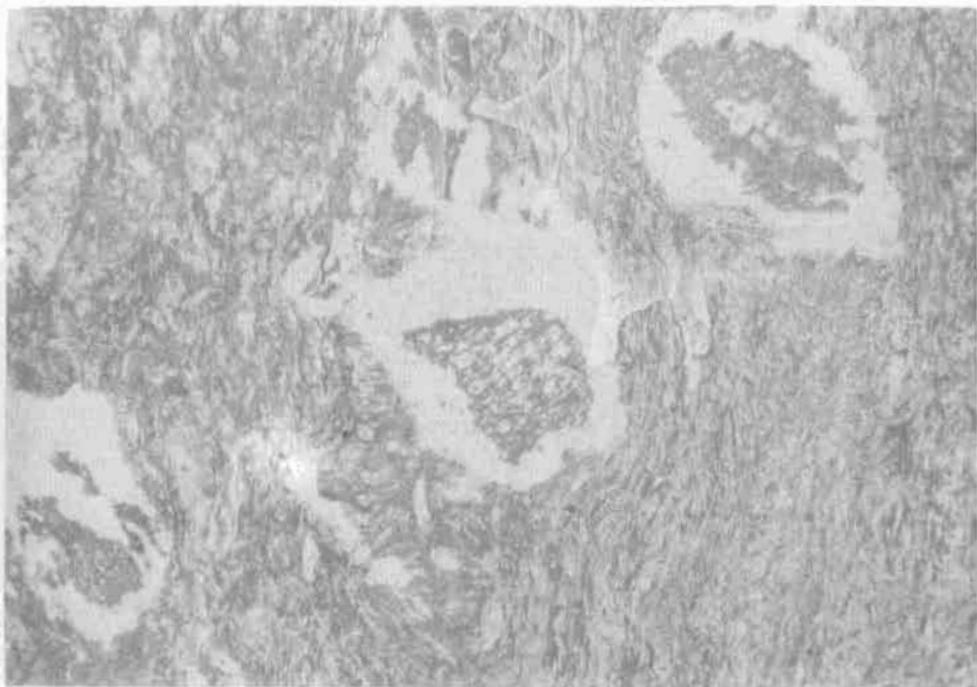
DR. 0191.—Dominio esquistoso de Galicia central y occidental. Autóctono. Esquisto de Bt-St-Gr. Porfiroblastos de estauroilita sin-F₂ con bordes idioblásticos reecrecidos poscinemáticamente. N. P. × 40.



DR. 0177.—Dominio esquistoso de Galicia central y occidental. Autóctono. Esquisto de Bt-Si-Gr. Porfidoblastos de granate pos-S₂. N. P. × 100.



DR. 0282.—Complejo de Ordenes. Serie Periférica. Esquistos con albita-grafito. Metablastos de albita pre- F_2 . N. P. $\times 100$.



DR. 0021.—Complejo de Ordenes. Serie Periférica. Esquistosis gris-azulados intercalados en los esquistos verdes. Esquisto con distena-clorita. Blastos de distena IF₁ · N. P. × 40.



DR. 0258.—Complejo de Ordenes. Serie Periférica. Esquistos gris azulados intercalados en los esquistos verdes. Esquisto con cloritoide-clorita. Microfingues de cloritoide pre-F₂ con «pressure fingues» de clorita. N. P. × 100.

piagiogranitos, asociada al Complejo de Mellid presentan típicos rasgos petrológicos de un complejo ofiolítico, la Serie de Ordenes esencialmente clástica sugiere un área de procedencia más próxima al borde continental.

Desde el punto de vista metamórfico resulta evidente la discordancia e inversión existente entre el Complejo de Mellid (alto grado retrogrado) y la unidad periférica, así como la Serie de Ordenes ambas en bajo grado.

Resulta muy difícil, con los datos existentes, correlacionar los episodios metamórficos, principalmente de la Unidad Periférica y del Complejo de Mellid, donde existen minerales significativos en este sentido.

La persistencia de distena en los esquistos azules del Periférico de Ordenes indica el metamorfismo intermedio de alta presión. Asimismo, el evento granulítico del Complejo de Mellid, representado por las piri-garnitas es compatible con este metamorfismo. En cuanto a la edad del mismo resulta problemática, dado que la distena parece IF_1^2 , lo que abre la puerta para que la primera esquistosidad observada en el Periférico de Ordenes pueda ser pre-hercínica si se confirma como en otras zonas de Galicia con datos radiométricos, que dicho metamorfismo es anterior al hercínico. Asimismo, la paragénesis pirigarnítica es anterior a la fase de foliación visible en las anfibolitas y que es probablemente equivalente a la S_2 de la Unidad Periférica, sólo que desarrollada en un nivel estructural más profundo.

Con posterioridad a este primer evento metamórfico, las rocas del Complejo de Mellid entran en condiciones de grado medio, lo que coincide con una fase de deformación importante (S_2) y fuerte entrada de agua al sistema. Las paragénesis granulíticas se retrogradan a anfibolitas y en las metaperidotitas se forman anfíboles, clorita y probablemente serpentina.

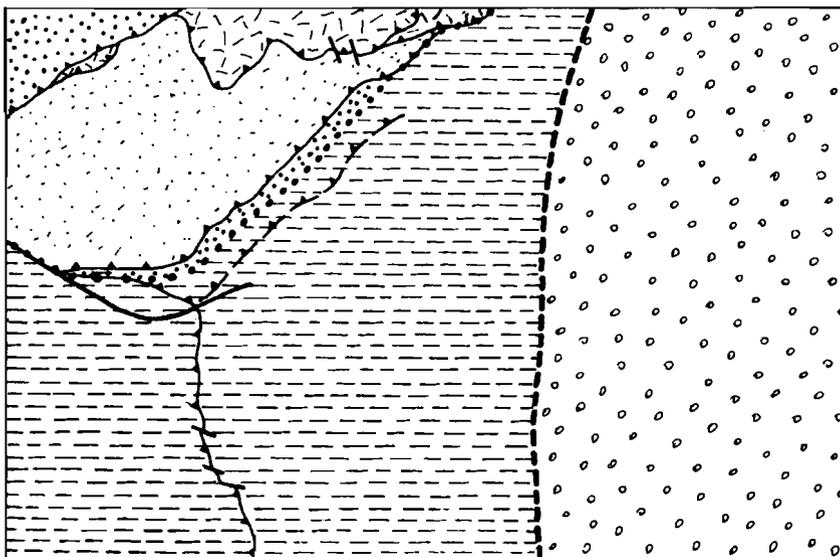
Finalmente, con una tercera fase, estas rocas alcanzan su emplazamiento final coincidiendo con condiciones metamórficas de bajo grado (clorita, albita, epidota, etc.).

En lo que respecta a la Serie de Ordenes y al Periférico (esquistos máficos) no parecen en ningún caso haber superado las condiciones metamórficas del bajo grado durante su evolución.

2.5.3. Bosquejo metamórfico del Dominio Esquistoso de Galicia central y occidental

El conjunto formado por la Unidad Intermedia y el autóctono muestra una sucesión zonal progresiva que desde el contacto basal del Complejo de Ordenes hasta los sectores más profundos se puede esquematizar de la siguiente manera:

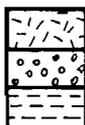
MAPA DE ZONAS METAMORFICAS



Escala 1 : 250.000

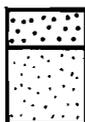
LEYENDA

GRADO MEDIO



COMPLEJO DE MELLID.
Retrogradado de Alto grado
Zona Sillimanita
Zona Estaurolita

BAJO GRADO
(Zona de la Clorita)



Subzona Biotita + Granate

ISOGRADAS

..... Estaurolita (+)

- - - - Estaurolita (-). Sillimanita (+)

Zona Clorita (subz. Bt + Gr)	Parte alta del bajo grado.
Zona estauroлита (+ Bt + Gr)	Grado medio.
Zona sillimanita	Grado medio.

El límite entre las dos primeras zonas se localiza en la Unidad Intermedia, mientras que la isograda de la sillimanita lo hace en el autóctono. En esta hoja no se alcanzan, por lo menos con carácter regional, condiciones de alto grado (migmatitas).

El pico del metamorfismo se alcanza durante y después de la F_2 y en todo caso antes de la F_3 . Las paragénesis son texturalmente más jóvenes cuanto más altas, sugiriendo así el carácter progresivo del metamorfismo.

A falta de datos sobre la composición de los granates y habida cuenta de la existencia de andalucita en venas, suponemos que el metamorfismo ha sido de tipo intermedio de baja presión.

2.5.4. Conclusiones sobre el metamorfismo

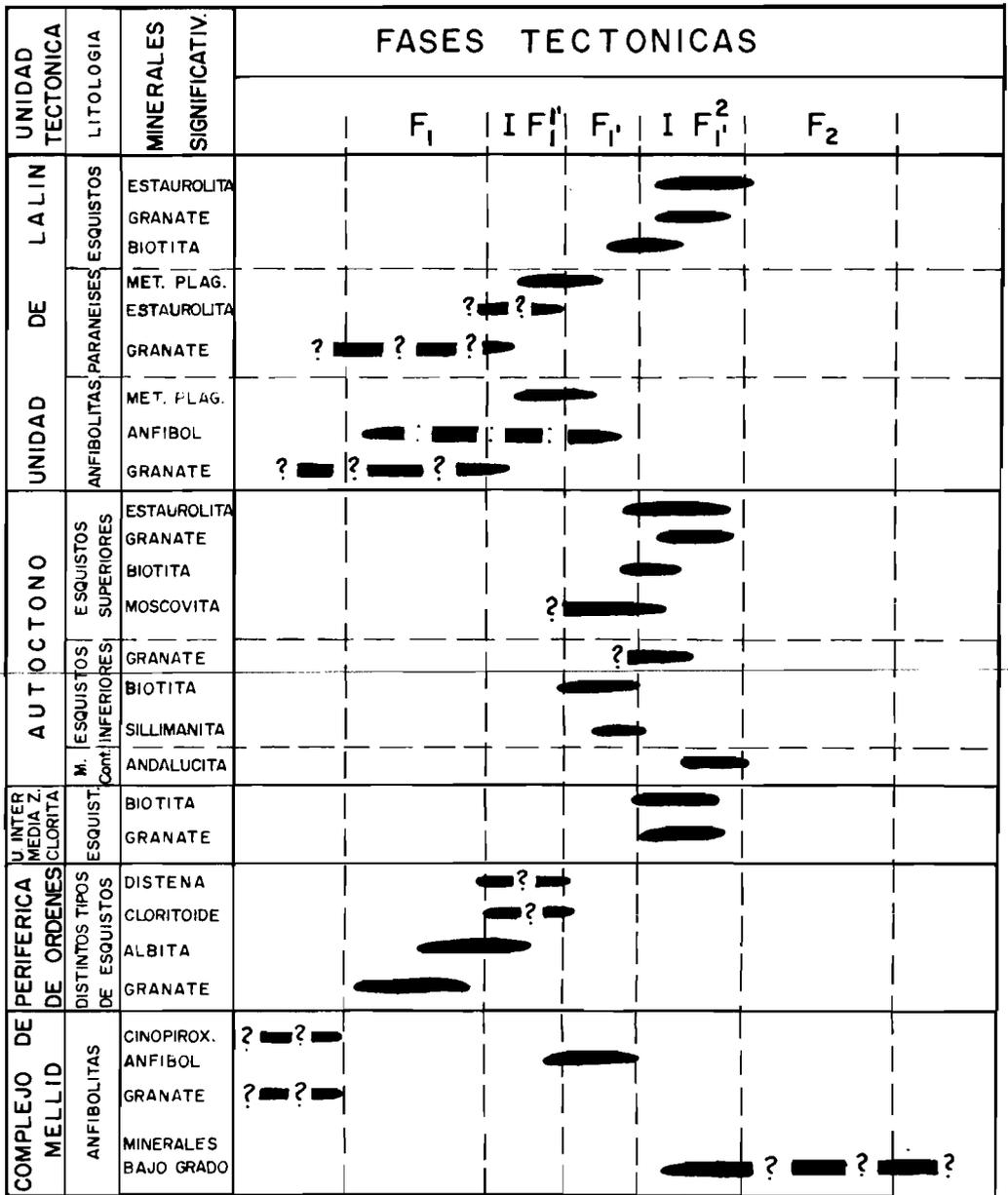
Resulta evidente de todo lo anterior que la correlación estructural y metamórfica entre los tres grandes complejos tectónicos que afloran en la Hoja de la Golada resulta por el momento muy problemática. Lo mismo es aplicable a las diferentes unidades que integran el Complejo de Ordenes.

En base a la información petrográfica obtenida proponemos el siguiente esquema:

El pico metamórfico en el Complejo de Lalín y el Dominio Esquistoso de Galicia, tanto en la Unidad Intermedia como en el autóctono, es sin a post- F_2 y probablemente pre- F_3 . La existencia, asimismo, de una sucesión zonal continúa metamórfica desde la Unidad Periférica de Ordenes vía Unidad Intermedia hasta los sectores más profundos del autóctono en la hoja, salvo discontinuidades indetectables debidas a reajustes tardíos, llevan a pensar que tanto la Unidad de Lalín como la Unidad Periférica se emplazaron antes y/o durante F_2 . Durante esta fase se genera la esquistosidad que parece dominante en casi todas las litologías estudiadas.

Ambas unidades proceden de zonas paleogeográficamente distintas: la Unidad de Lalín la forman rocas continentales supracrustales, mientras que la Unidad Periférica la integran rocas propias de corteza oceánica (capas 1 y 2). Ambas unidades experimentaron antes de su emplazamiento eventos metamórficos bajo condiciones metamórficas de tipo intermedio de alta presión (Ky + Alm). En este sentido no es de descar-

DIAGRAMA BLASTESIS / DEFORMACION



tar la posibilidad de que la S_1 visible en ambas unidades parcial o totalmente borrada por la S_2 sea prehercínica.

El Complejo de Mellid tiene una historia más complicada. Su emplazamiento final posdata a la F_2 , como se deduce de la simple observación cartográfica. Así de O. a E. la Unidad de Mellid sesga progresivamente a la Unidad Periférica, para luego hacerlo sobre el autóctono, llegando a cortar a los ejes de las alineaciones graníticas (granitos de dos micas y alineación Chantada-Taboada), que nunca lo atraviesan, acercándose así a la antiforma del Olló de Sapo, situada al E. de la hoja estudiada. Asimismo, corta a la isograda de la sillimanita.

Resulta, pues, claro que el emplazamiento final del Complejo de Mellid posdata al pico metamórfico hercínico (sin a post- F_2), así como al plutonismo granítico (post- F_2).

En nuestra opinión este complejo se ha emplazado por cabalgamiento a lo largo de planos discretos de movimiento durante una fase tardía, probablemente post- F_3 , ya que la crenulación de esta fase está poligonizada por los granitos o, lo que es lo mismo, éstos son probablemente sin a posteriores. Durante este emplazamiento se experimentó la transformación a mineralogías de bajo grado (probablemente por efecto del calor de fricción favorecido por la entrada de agua).

Durante la F_2 , las rocas del Complejo de Mellid, correspondientes a las capas 3 y probablemente 4 de un modelo de corteza oceánica, sufrieron un metamorfismo regional en condiciones anfíbolíticas en un área muy distinta de la de su emplazamiento actual. Durante esta fase desarrollaron la foliación dominante en las anfíbolitas. Con anterioridad a esta fase las rocas del Complejo de Mellid experimentaron metamorfismo regional en condiciones de alto grado (granulitas).

En cuanto al emplazamiento de la Serie de Ordenes que se realiza por cabalgamiento en la base del Ortoneis de Sobrado la escasa información impide cualquier conjetura.

2.6. ROCAS PLUTONICAS HERCINICAS

2.6.1. Granodioritas con megacristales (${}^b_{1\gamma}R^2$)

Son rocas granudas hipidiomorfas localmente con fenocristales de FK orientados. Están compuestas por:



con apatito, circón y opacos accesorios. Se observa algo de Ms posmagmática.

El FK es microlina con pertitas en venas y filmes y a veces presentan texturas micropegmatíticas. La plagioclasa está zonada, llegando a mostrar núcleos de hasta AN 37-40 y bordes de An 25-27.

Estas rocas no han sido afectadas por ninguna deformación penetrativa y la orientación observada es probablemente de flujo magmático.

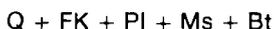
Se han observado enclaves surmicáceos con biotita + sillimanita ± andalucita, así como algunos microgranudos-foliados con Q+Bt+PI (An 30-20).

2.6.2. Granitos de dos micas ($3-4\gamma_{mb}^2$)

Forman cuerpos groseramente alineados paralelamente a S_2 (N.-S.), pero discordantes.

Son rocas granudas generalmente sin orientación visible, aunque localmente las micas marcan una foliación débil, debida probablemente a flujo magmático.

La composición de estos granitos la integran:



con apatito y a veces algo de granate y sillimanita accesorios.

El FK es microclina poco o nada pertítica. La plagioclasa es albita (An 0-10) de cristalización temprana y en parte corroída por el FK intersticial y el cuarzo. La muscovita forma placas grandes tardimagmáticas y sólo localmente se ven bordes simplectíticos posmagmáticos.

Estos granitos producen también efectos térmicos en los esquistos encajantes con generación de sillimanita ± andalucita en los enclaves y en las rocas próximas al contacto.

Es de destacar que estos granitos, claramente alóctonos alcanzan un nivel estructural más alto que las granodioritas (zona de la estauro-lita).

El emplazamiento de estos granitos, así como la granodiorita, es pos- F_2 y probablemente pos- F_3 , ya que poligonizan a los micropliegues de esta fase.

2.7. ROCAS FILONIANAS

Dentro de este aparato y clasificándolas de mayor a menor antigüedad se pueden distinguir:

- Diques de cuarzo.
- Diques de pegma-aplitas.
- Pórfidos graníticos.

2.7.1. Diques de cuarzo (q)

Son frecuentes dentro del ámbito de la hoja pequeños diques de cuarzo generalmente poshercánicos y sin deformación.

Al igual que aplitas y pegmatitas siguen la dirección de las fracturas preexistentes o se sitúan paralelamente a la foliación general.

Son masivas de potencia variable, hasta 20 m. de anchura y varios centenares de metros de longitud; en general son irrerepresentables a la escala del presente trabajo. Algunas de estas venas que cristalizan en las fracturas dan agregados de tipo empalizada («palisade quartz»). Algunos de estos filones de cuarzo presentan pequeños indicios de mineralización de estaño, volframio y antimonio.

2.7.2. Pegma-amplitas (FP-A)

Agrupamos aquí ambos tipos de filones que son posteriores al emplazamiento de los granitos de dos micas, e intruyen en todas las rocas preexistentes.

Tienen escasa potencia e intruyen siguiendo las direcciones de las fallas o paralelas a la foliación regional. Su espesor y longitud son variables, la mayoría son económicamente estériles, pero pueden llevar mineralizaciones de Sn-W-Sb. No se han encontrado pegmatitas de litio como en las vecinas Hojas de Lalín (0609) y Cerdedo (0509).

2.7.3. Pórfidos graníticos (FO)

Cortan a la mayoría de las rocas de la zona, en la Hoja se han encontrado en todos los dominios menos en el Complejo de Ordenes. Aprovechan para intruir profundas fracturas de tensión tardi-hercánicas.

Son pórfidos graníticos de color beige o verde amarillento, más oscuros en fresco. Están formados por:



Los fenocristales son de cuarzo, albita, FK y biotita variablemente cloritizada. Se han observado cavidades miarolíticas con rellenos micropegmatíticos con texturas gráficas (DR-0008).

3. TECTONICA

3.1. INTRODUCCION

Los materiales de esta región, que se incluyen dentro de la zona IV definida por MATTE, en 1968, han sido afectados por una tectónica

polifásica de edad hercínica. Algunas aportaciones apuntan hacia unas posibles deformación y metamorfismo de edad prehercínica, cuyas estructuras han sido casi totalmente obliteradas por las deformaciones hercínicas.

Para la Unidad de Lalín, HILGEN (1971), cita algunas indicaciones que apuntan hacia la existencia de al menos una fase de deformación y metamorfismo antehercínicos; estas indicaciones comprobadas por KLEIN (1979) en la Hoja de Cerdedo (0509) son:

- Presencia de granates turbios (que denominan tipo I), producto de un metamorfismo antehercínico.
- Aparición de una cuarcita en la base de la Unidad con estructuras y texturas miloníticas.
- La existencia de direcciones E.-O. dentro de la Unidad, definida tanto por un bandeo litológico como por una esquistosidad de flujo, que no siguen las directrices generales de la Orogenia hercínica.

Estas indicaciones llevan a dichos autores a deducir una posición alóctona para la Unidad de Lalín, que representaría un Complejo poli-metamórfico y policíclico, cuyo plano de cabalgamiento exterior estaría representado por la cuarcita milonítica.

A lo largo del presente trabajo no se han encontrado criterios tectónicos que evidencien dichos procesos antehercínicos.

En el campo se reconocen deformaciones originadas por dos fases principales de plegamiento y otras debidas a una fase intercalada entre ellas y relacionada con los grandes cabalgamientos de la región, y, por último, otras debidas a fases tardías de menor entidad, que dan lugar sobre todo a fracturación.

Posteriormente al hercínico sólo merece destacarse la reactividad de algunas fracturas tardiohercínicas, con la intrusión de un cortejo de rocas filonianas y los pequeños movimientos eustáticos recientes.

3.2. DEFINICION DE LAS DIFERENTES UNIDADES

Desde el punto de vista estructural en la hoja se pueden distinguir:

- Unidad de Lalín, cuyo carácter alóctono parece evidente, ocupando una sin forma hercínica; pese a no haber encontrado en este trabajo la mencionada cuarcita milonitizada en el plano de cabalgamiento, y siendo su emplazamiento anterior al clímax del metamorfismo hercínico, ya que las isogradas del mismo pasan,

sin sufrir alteración del dominio subyacente de esquistos micáceos y cuarcíticos (PC-Se) a la Unidad.

- Complejo de Ordenes, formado a su vez por tres unidades alóctonas:
 - Serie periférica del Complejo de Ordenes.
 - Complejo básico y ultrabásico de Mellid.
 - Serie de Ordenes, con el Ortoneis de Sobrado intrusivo en ella.
- Dominio esquistoso de Galicia, que constituiría el autóctono o paraautóctono. En el NO. de este dominio, debajo del Complejo de Ordenes, se ha distinguido una «Unidad Intermedia», ligada al resto de las series que constituyen el dominio esquistoso dentro de la cual existen pequeñas escamas, reconocibles hasta los afloramientos más orientales de los cuerpos estratiformes de anfíbolitas. El límite por tanto cartografiado como base de esta Unidad es esquemático, ya que no ha sido posible cartografiarlo en el terreno; sin embargo, dentro de esta Unidad son muy frecuentes estrechas bandas de fuerte deformación no coaxial, con formación incluso de milonitas.

Los estudios de los diferentes autores que han trabajado en el NO. de la Península pueden resumirse, de un modo esquemático, en dos hipótesis distintas para resolver el problema de la implantación de los complejos de rocas máficas que aparecen en Galicia occidental y el norte de Portugal:

- La hipótesis autoctonista, defendida principalmente por los geólogos holandeses, supone que los complejos máficos derivados de una corteza antigua se emplazaron mediante una estrusión durante la orogenia hercínica. Un modelo reciente, ARPS *et al.* (1977), VAN CALSTEREN y DEN TEX (1978), VAN CALSTEREN (1977), basa su origen en un penacho ascendente («mantle plume»), durante el Paleozoico, de materiales del manto. Se apoya en estudios gravimétricos realizados en varios complejos por VAN OVERMEEREN (1975), KEASBERRY *et al.* (1976) y KEASBERRY (1979), y en los que se obtienen anomalías positivas de Bouger.
- La hipótesis aloctonista supone que los complejos máficos son «klippes» dejados por un manto o mantos procedentes del O. o NO. de Galicia, lo que coincide con la estructura en sinformas que parecen tener estos complejos, mientras para ANTHONIOZ y FERRAGNE (1979) el emplazamiento podría haberse producido durante una fase de la Orogenia Caledónica; para el resto de los

autores aloctonistas encabezados por RIES y SHAKLETON (1971) el emplazamiento tuvo lugar durante la Orogenia Hercínica.

Esta hipótesis aloctonista explica mejor la presencia cartográfica de las rocas ultrabásicas del Complejo de Mellid; que tienen signos inequívocos (aunque no en los afloramientos de esta hoja sí en los de la vecina Hoja de Arzúa [0607]) de haber sufrido un metamorfismo de facies granulita, que no es alcanzada durante el hercínico, el cual implica automáticamente una edad antehercínica para estas rocas; sobre las rocas de la serie periférica con metamorfismo hercínico de bajo grado, facies de los esquistos verdes y de posible edad Silúrica.

Apoyan también la hipótesis aloctonista, por la que nos inclinamos: a) la existencia de una deformación intensa, asociada a los mantos, de tipo cizalla dúctil, que da lugar a lo que se ha llamado esquistosidad S_1 , y que en las zonas próximas al plano de cabalgamiento llega literalmente a borrar la anterior esquistosidad de flujo S_1 ; siendo además plano axial de micro y mesopliegues que doblan a S_1 . b) La fuerte retrogradación de las rocas metabásicas, mayor cuanto mayor sea su proximidad a la base de los cabalgamientos. c) El diferente tipo de metamorfismo, entre los diferentes mantos entre sí y de ellos con el autóctono.

Estos mismos factores, deformación intensa en una banda, retrometamorfismo y metamorfismo de presión intermedia alta, han sido citados por diversos autores en relación con grandes cabalgamientos en otros lugares y cadenas (BEACH y FYFE, 1972; BELL, 1978; BASTIDA y PULGAR, 1978; WILLIAMS, 1978; MARTINEZ CATALAN, 1979; IGLESIAS PONCE DE LEON y CHOUKROUNE, 1979).

Todo ello unido a la disposición estructural de dichos materiales, que ocupan siempre el núcleo de sinformas, nos inclina por la hipótesis aloctonista.

3.3. FASES DE DEFORMACION

Todas las rocas que afloran en la hoja, menos las rocas graníticas hercínicas, las rocas filonianas y los depósitos cuaternarios, han sido afectadas por todas las fases de la Orogenia Hercínica. Por ello se divide este capítulo según estas fases y no por dominios como podría parecer más lógico en principio.

3.3.1. Primera fase de deformación (F_1)

Han podido ponerse en evidencia grandes estructuras ligadas a esta fase:

- En el interior de la Unidad de Lalín.
- En la Serie Periférica del Complejo de Ordenes.
- En la Unidad de Lalín los niveles guías que las ponen en evidencia son los ortoneises biotíticos. Suponemos que éstos se han emplazado en forma de *sills*, o bien formando un ángulo muy bajo con la estratificación de las series sedimentarias en las que intruyen. La dirección de estos pliegues es aproximadamente N.-20 O., admitiendo una esquistosidad de flujo de plano axial y sobre ésta una lineación de estiramiento, paralela a los ejes de los pliegues. Las lineaciones de estiramiento vienen señaladas por la orientación de minerales micáceos y el alargamiento de «sombras de presión» en los bordes de los feldespatos, en las facies de grano grueso.
- En la serie periférica del Complejo de Ordenes, los niveles guías son las intercalaciones pelíticas de las metabasitas y los meta-sedimentos que suponemos concordantes por encima de ellas. La dirección de estos pliegues, a partir de datos cartográficos, varía de N.-30 O. a N.-10° E., siendo probablemente de ejes curvos.

Los cortes I-I' y II-II' aunque representan estos pliegues con su amplitud real son esquemáticos, ya que se han realizado en direcciones sensiblemente paralelas a las de los ejes de dichos pliegues, pero se han hecho así para poder mostrar en un solo corte las diferentes unidades, y representar cómo están relacionadas.

Esta fase I en los esquistos de la «serie de Ordenes» da lugar también a pliegues acostados; en esta serie grandes pliegues acostados han sido puestos en evidencia en zonas situadas más al NO. de esta hoja (Hoja de La Coruña {0504}).

En el dominio esquistoso de Galicia central y occidental la primera fase de deformación hercínica imprime en los materiales que lo componen una fuerte esquistosidad de flujo (S_1), que debe ser plano axial de grandes estructuras acostadas vergentes al E. Esta esquistosidad de flujo se mantiene sensiblemente en dirección N.-20 O. en todo el dominio, salvo en la Unidad intermedia y materiales próximos a ella, en las que describe un arco de 90° entre la dirección N.-20E. y N.-110-E., adaptándose a la estructura del borde externo del Complejo de Ordenes. También sufre variaciones de dirección en zonas próximas a los macizos graníticos, provocadas por la intrusión de éstos. No se han encontrado pliegues correspondientes a esta fase, ni mayores ni menores. Los mayores porque probablemente todo el área se encuentra en el flanco inverso de un gran pliegue isoclinal acostado. Los menores debido a la fuerte deformación, que imprimen los cabalgamientos y las sucesivas fases hercínicas.

3.3.2. **Emplazamiento de los Complejos:** **Unidad de Lalín, Complejo de Ordenes (F₁.)**

Diferentes cabalgamientos han sido puestos en evidencia a lo largo del presente trabajo, pudiéndose distinguir los siguientes mantos:

- Unidad de Lalín, en raras ocasiones con pequeños niveles miloníticos en su base.
- Complejo de Ordenes, conjunto alóctono formado por los siguientes mantos de cabalgamiento:
 - a) «Serie de Ordenes». Con el ortoneis de Sobrado intrusivo en ella y que, dentro del ámbito de esta hoja, constituye la base de este cabalgamiento.
 - b) Complejo Básico de Mellid. Dentro del cual los contactos entre anfibolitas gabroides y peridotitas serpentinizadas son mecánicos, superponiéndose unas a otras indistintamente.
 - c) «Serie Periférica de Ordenes», en la que dentro de los meta-sedimentos en facies esquistos verdes se encuentran varios niveles de despegue.
- Unidad Intermedia, constituida por una serie de escamas de los materiales del dominio esquistoso; que se ven arrastradas, desde zonas situadas más al O. o NO., por el emplazamiento del Complejo de Ordenes.

La deformación dúctil que acompaña a los cabalgamientos se traduce en la formación de micro y mesopliegues isoclinales de eje curvo, acompañados de una intensa esquistosidad de crenulación que puede incluso llegar a borrar la esquistosidad primitiva. Ambas estructuras se han observado en todos los materiales de la hoja, siempre con mayor frecuencia cuanto más cerca de los planos de cabalgamiento, ya que éstos definen zonas de intensa deformación.

El cabalgamiento de la Unidad de Lalín y las escamas de la Unidad Intermedia se han producido bajo condiciones diferentes de presión y temperatura que los que se encuentran en el dominio del Complejo de Ordenes.

Los cabalgamientos del Complejo de Ordenes, según puede verse en la cartografía, cortan los flancos inversos de los pliegues de primera fase, por lo que entre ambas estructuras debe haber una relación genética.

De la gran similitud litológica y estructural y dado el carácter alóctono de ambas unidades (Hojas de Camariñas, 0306, Outes, 0307, Noya, 0308) parece deducirse que el Complejo de Noya y la Unidad de Lalín son restos o «klippes» del mismo manto de cabalgamiento.

La dirección de emplazamiento de los mantos estaría comprendida entre N.-90 E. y N.-120 E; así parece ponerlo en evidencia:

- La geometría de los pliegues curvos.
- Las lineaciones de estiramiento mineral que acompañan a dichos pliegues, visibles principalmente en el autóctono (o paraautóctono) constituido por las series de esquistos micáceos y cuarcíticos del dominio esquistoso de Galicia central y occidental.

3.3.3. Segunda fase de deformación (F_2)

Afecta a todos los materiales de la hoja, incluso débilmente a las rocas graníticas, que son coetáneas con esta fase, siendo sincinemáticas las granodioritas precoces y tardi-cinemáticos los granitos de dos micas.

Se caracteriza por:

- Pliegues asimétricos, subverticales o vergentes al E., algunas de cuyas trazas axiales han sido representadas en la cartografía en la zona norte de la hoja. Estos pliegues llevan direcciones aproximadas N.-10° E., y son más amplios que los originados durante la primera fase y, por tanto, de características más superficiales. A veces tienen geometría cilíndrica y otras son simples abombamientos.
- Una esquistosidad de crenulación (S_2) bien desarrollada, especialmente en los metasedimentos, y una orientación planar, que no siempre aparece, de los minerales constituyentes de las rocas graníticas. La dirección media, N.-S. de la esquistosidad relacionada con esta fase, es paralela a las estructuras descritas en el párrafo anterior, ya que es plano axial de las mismas.
- Lineaciones (L_2), cuando se observa la S_2 , son bastante frecuentes direcciones de crenulación, correspondientes a la intersección de dos planos de esquistosidad S_1 y S_2 o S_1 , y S_2 . Estas lineaciones coinciden con los ejes de los pliegues de esta fase, por lo que ambos son representados con el mismo signo en la cartografía.

3.4. FRACTURAS

Aparte de los grandes cabalgamientos ya reseñados, debido a los últimos esfuerzos hercínicos se originan en todo el macizo hespérico dos sistemas de fracturas conjugados de direcciones NO.-SE y NE. SO. (PARGA, J. R., 1969), que cortan, fundamentalmente los segundos,

las estructuras creadas por las sucesivas fases de deformación hercínicas. En la hoja existen además dos grandes accidentes:

- El primero de ellos es la gran falla normal de dirección E.-O. que limita por el sur al Complejo de Ordenes, esta falla está cicatrizada en la vecina Hoja de Cerdedo (0508) por un gran dique de cuarzo, por ello se la conoce por el nombre de la falla del Pico Sacro.
- El segundo es la gran fractura de dirección N.-S. que aprovechan las rocas graníticas del macizo de Chantada-Taboada para su intrusión.

Las rocas graníticas tardihercínicas de la hoja se encuentran muy diaclasadas, siendo los sistemas de diaclasas sensiblemente paralelos a los de fracturas.

En muchos casos fracturas y diaclasas están cicatrizadas por diques de cuarzo y pegmaaplitas, y en otros se han implantado a su favor los cursos de agua de la red hidrográfica actual.

4. HISTORIA GEOLOGICA

El estudio geológico de la Hoja de Golada no aporta los datos suficientes para establecer que los materiales que la conforman hayan sufrido un ciclo anterior al hercínico. Además, la escasez de datos cronológicos exactos sobre las distintas unidades, en especial de las rocas de los complejos, impide fijar la edad de los acontecimientos que ocurrieron en la evolución geológica de la región, sobre todo antes de dicha orogenia. Estos acontecimientos podrían resumirse:

1. *En el dominio de la Unidad de Lalín* los actuales paraneises, esquistos y paraanfíbolitas probablemente se depositaron como sedimentos grauváquicos, durante un largo y estable período de sedimentación. Por comparación con otras series similares de la cadena (Complejo de Noya, Serie de Villalba, esquisto-grauváquico, etc.), podrían tener un carácter turbidítico y su sedimentación tener lugar durante el Precámbrico superior hasta el Cámbrico inferior. Posteriormente, en el Ordovícico superior, 460-430 m.a. PRIEM *et al.* (1970), en estas series se emplazaron en forma de intrusiones tabulares una serie de cuerpos graníticos calco-alcalinós hasta peralcalinos. Más tarde tuvo lugar la intrusión de diques y *sills* básicos, que son las actuales ortoanfíbolitas.

2. *En el dominio del Complejo de Ordenes*, se depositaron una

serie sedimentaria grauváquico-arcillosa (serie de Ordenes), de edad aproximada Precámbrico-Cámbrico, que actualmente descansa sobre un zócalo de rocas máficas con metamorfismo de alto grado. La relación entre ambas formaciones (esquistos de Ordenes y metabasitas) se puede explicar de tres maneras:

a) Que la primera se sedimentó sobre la segunda, después de que ésta haya alcanzado el metamorfismo de facies granulita (Hoja de Santiago (0407)).

b) Que la serie ya existiese cuando aconteció dicho metamorfismo, explicando la falta de indicios metamórficos de ésta por la más alta posición estructural de estos esquistos, VAN ZUUREN (1969).

c) Que la serie cabalque sobre las metabasitas, lo que parece más evidente en esta Hoja.

Posteriormente en la Serie de Ordenes intruyeron rocas graníticas y granodioritas calco-alcalinas, que más tarde dieron lugar al Ortoneis de Sobrado. Las dataciones absolutas realizadas por VAN CALSTEREN (1977) le asignan una edad de 409 ± 24 m.a., en el Silúrico. A pesar de su reorientación por la orogenia hercínica la forma de intrusión parece la de un lacólito emplazado en la discordancia entre los esquistos de Ordenes y los Complejos Polimetamórficos aprovechando la diferencia de viscosidad entre ambos (Hoja de Sobrado 0606).

En el borde de este dominio se produjo la intrusión de una secuencia ofiolítica (HUBREGTSE, 1973) de probable edad Silúrica, que posteriormente daría lugar a las rocas máficas y ultramáficas del borde externo del Complejo de Mellid; quizá asociados a esta intrusión se emplazarían una serie de diques o *sills* máficos, que más tarde por el metamorfismo hercínico pasarían a ser anfíbolitas.

En la periferia del dominio se sedimentaría otra serie fundamentalmente pelítica de edad posiblemente más moderna que las dos anteriores, pero que ante la falta de datos seguros ha sido considerada como Precámbrico-Silúrico. Lo más característico de ella son las emisiones volcánicas submarinas, en su mayor parte básicas, que dan lugar a las actuales metabasitas en facies de esquistos verdes.

3. *En el dominio esquistoso de Galicia* se depositó una potente y rítmica serie de rocas pelíticas y samíticas, en condiciones marinas posiblemente de profundidad intermedia. Dicha sedimentación debió tener lugar durante un largo período de condiciones bastante estables. Los niveles más modernos deben tener una edad Silúrica, pero al conjunto se le ha asignado una edad Precámbrico-Silúrico.

Los acontecimientos que se desarrollan a partir del Carbonífero inferior y que constituyen la orogenia hercínica son más conocidos que

los descritos anteriormente, debido a la inexistencia de otra orogenia posterior que enmascarase los resultados de ésta, como ella hizo con los antehercínicos.

4. *Primera fase de deformación.* Se originan las estructuras descritas en el apartado correspondiente (3.3.1) del capítulo anterior, las cuales se pueden concretar en una esquistosidad de flujo importante que afecta a todas las rocas de la hoja, salvo a las graníticas hercínicas que aún no se habían emplazado, la generación de pliegues isoclinales o subisoclinales acostados, algunos de los cuales han podido ser determinados, y además una fuerte blastomilonización y neisificación de las rocas preexistentes.

Cabe decir que esta fase afecta a todos los dominios de la hoja independientemente de su situación relativa antes del emplazamiento en las posiciones ocupadas actualmente.

5. *Cabalgamiento de los dominios de la «Unidad de Lalín» y del «Complejo de Ordenes».* Asociada a estos cabalgamientos se desarrolla en la zona próxima a ellos una esquistosidad de crenulación intensa denominada S'_1 , así como meso y micropliegues. Ambas estructuras han sido descritas con más detalle en el capítulo de Tectónica, apartado 3.3.2. Tiene lugar también una fuerte retrogradación, en sus proximidades, de las rocas metabásicas.

Conviene decir que estos cabalgamientos se desarrollan como una prolongación seguramente de la primera fase hercínica y no como un hecho aislado de ésta. El metamorfismo de presión intermedio se desarrollaría en los materiales del dominio externo y de la Unidad de Lalín, en relación con el emplazamiento de los mantos. Fenómenos de retro-metamorfismo, que se observan sobre todo en las metabasitas del complejo de Mellid, pero también en otras rocas de los mantos, estarían en relación también con el emplazamiento de los mismos, probablemente con sus últimos estadios.

6. *En zonas profundas con alta temperatura,* suficiente presión y la cantidad de agua necesaria, tendrían lugar procesos de migmatización que no están representados en esta hoja, pero sí de forma importante a escala regional.

7. *Intrusión de la granodiorita precoz del macizo Chantada-Taboada,* acompañada de sus precursores básicos, aprovechando las zonas de debilidad existentes.

8. *Emplazamiento de los últimos productos de la migmatización.* Corresponden a los granitos de dos micas, los cuales poseen un carácter intrusivo y aparecen representados irregularmente en la hoja.

9. *Segunda fase de deformación hercínica.* Afecta a los tres dominios en que ha sido subdividida la hoja como un solo conjunto, al igual

que la migmatización y la mayor parte del metamorfismo hercínico, ya que éstos se encuentran en la misma posición relativa en que afloran hoy.

Da lugar a macroestructuras, algunas de las cuales han sido representadas en la hoja, una esquistosidad de crenulación bastante bien desarrollada y abundantes micropliegues.

10. *Fases tardías*. Relacionadas con ellas aparecen muy localmente esquistosidades de crenulación, así como micropliegues de tipo «kink-band» y «chevron». También tiene lugar en época tardihercínica, la intensa fracturación que afecta a las rocas de la hoja, compuesta fundamentalmente por fallas de juego normal y en dirección.

La estructura geológica de la región se encuentra prácticamente constituida a partir de la última fase hercínica. Las estructuras que se originan después corresponden a un estilo marcadamente frágil, protagonizado por un juego de fallas verticales que aprovecha en su mayoría los planos de desgarre en general NE.-NO. tardihercínicos.

Los estudios geomorfológicos de NONN (1966), realizados en Galicia, han permitido reconstruir en buena medida la historia geológica durante los tiempos más recientes (Terciario y Cuaternario).

Durante el Cuaternario se establecen diversos procesos morfogenéticos que dan origen al coluvionamiento de laderas y a la sedimentación de los depósitos aluviales y de fondos de vaguada que marcan frecuentemente la superficie de la hoja.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA

La Hoja número 8 (Lugo) del mapa metalogenético de España escala 1:200.000 cita dos indicios mineros dentro de la Hoja Golada.

Se trata de manifestaciones filonianas de minerales metálicos, concretamente Sn y W. Ambas labores, actualmente improductivas, se encuentran en el término municipal de Lalín (1 y 2) dentro de las rocas de la Unidad del mismo nombre.

También se reconocen labores antiguas de exploración, principalmente en el macizo granítico de Monte Carrio³, dentro de las rocas de

¹ Indicio número 93 en Lalín x = 236.300 y = 907.000

² Indicio número 94 en Lalín x = 239.500 y = 905.400

³ Monte Carrio x = 233.700 y = 915.000

la Unidad de Lalín, probablemente en relación con el corte jofiloniano acompañante a la implantación de granito de Fontao en la vecina Hoja de La Estrada (0508).

Se han hecho también exploraciones en la zona N. de la hoja, en el borde del Complejo de Mellid, cerca de Sesto⁴, aparentemente relacionadas con minerales de uranio.

No se han estudiado suficientemente los posibles recursos minerales existentes en la hoja; es posible que haya menas metálicas de interés, relacionadas con los grandes afloramientos de granito de dos micas, así como con los abundantes diques de cuarzo y pegmaaplititas que la atraviesan.

5.2. CANTERAS

Las canteras han tenido y continúan teniendo una relativa importancia en la zona, mayor que la minería, sobre todo para la extracción de áridos y rocas de construcción.

Existen diversas canteras abandonadas a lo largo de la superficie de la hoja y además tres actualmente en explotación, cuya ubicación es:

1. En la carretera nacional 640 (Pontevedra-Lugo), 600 m. al N. de Lalín¹, en una apófisis del granito de dos micas (3-4²_{m.b.}) de grano medio inorientado.

2. En la carretera nacional de Lalín a Villa de Cruces, aproximadamente en el km. 11², en los ortonesis biotíticos (_{n.b.}) de la Unidad de Lalín.

3. En el monte Da Serra³ de la parroquia de Santa María de Val, en las anfibolitas y peridotitas del Complejo de Mellid.

En las tres se extraen áridos de trituración, y su explotación está ligada, sobre todo, a las obras públicas, que se realizan en la región (arreglos de caminos principalmente).

5.3. HIDROGEOLOGIA

Por sus características hidrogeológicas se pueden diferenciar tres tipos de materiales dentro de la hoja:

⁴ Sesto x = 237.200 y = 922.200

¹ Cantera de Lalín x = 237.800 y = 905.300

² Cantera de Carrio x = 234.600 y = 913.800

³ Cantera de Val x = 238.400 y = 922.250

- Materiales metasedimentarios, principalmente esquistosos.
- Rocas ígneas.
- Depósitos cuaternarios.

5.3.1. Materiales metasedimentarios, principalmente esquistosos

Se agrupan aquí tanto los esquistos y paraneises de la Unidad de Lalín, como los esquistos y metabasitas del Complejo de Ordenes y los esquistos del Dominio esquistoso. Afloran, con mayor o menor grado de alteración, aproximadamente en el 35 por 100 de la superficie de la hoja. Tienen una permeabilidad primaria prácticamente nula, y dado que se alteran a materiales detríticos finos, mayoritariamente arcillosos, su permeabilidad secundaria es bastante baja. Dicha permeabilidad sólo aumenta a favor de las superficies de discontinuidad, en su mayor parte de origen tectónico (esquistosidades, diaclasas y fracturas).

Por todo ello la explotación de aguas subterráneas en estos materiales se limita a captaciones a cielo abierto de escasa profundidad, excavadas en las zonas de mayor meteorización superficial y a favor de la pendiente topográfica, obteniéndose caudales muy escasos.

Por otra parte, la contaminación en estas rocas sólo afecta las aguas superficiales, dado que la infiltración es prácticamente nula debido a su impermeabilidad.

5.3.2. Rocas ígneas

Las diferentes rocas graníticas, granodioritas y ortoneisicas que afloran en la hoja ocupan aproximadamente el 55 por 100 de la superficie de la misma. Su permeabilidad primaria es nula, la secundaria está ligada al grado de tectonización, pudiendo ser semipermeables por fisuración. Sus condiciones de drenaje, debido a su morfología, son óptimas por escorrentía superficial a favor de los planos de diaclasamiento. Las zonas meteorizadas pueden constituir acuíferos superficiales de escasa importancia. El riesgo de contaminación es bajo en estos materiales.

5.3.3. Depósitos cuaternarios

Ocupan aproximadamente un 10 por 100 de la superficie de la hoja.

Se trata de depósitos de llanura aluvial y fondos de vaguada, que junto con las terrazas conectadas a ellos pueden resultar interesantes acuíferos por su composición y morfología; y además dar caudales sostenidos si recargan del río al que están conectados. Son siempre depósitos de escaso espesor.

Estos materiales tienen un riesgo de contaminación alto y para el aprovechamiento de sus aguas subterráneas han de observarse las necesarias medidas de control de vertidos.

De todo lo dicho podemos resumir que la hoja en su conjunto no tiene grandes posibilidades hidrogeológicas, aunque puntualmente éstas pueden ser interesantes. Para el abastecimiento de agua es más importante el aprovechamiento de la hidrología de superficie, dado que la precipitación media anual en esta zona de Galicia es superior a los 1.000 mm. con una oscilación pluviométrica acusada (datos climáticos del mapa geotécnico general del I.G.M.E., hoja núm. 8 (Lugo).

6. BIBLIOGRAFIA

- ABRIL, J.; APALATEGUI, O., y PLIEGO, D. V.: «Hoja de El Pino (0507)». División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA).
- ANTHONIOZ, P. M. (1969): «Etude pétrographique et structurale des régions de Morais et Bragança (NE. du Portugal)». *These Université de Poitiers*. 311 pp.
- (1970): «Etude des complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE. du Portugal)». *Sci. de la Terre*, 15, pp. 145-166.
- ANTHONIOZ, P. M., y FERRAGNE, A. (1978): «Le Précambrien polymetamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique temoin d'une nappe de charriage caledonienne?» Geología de la parte norte del Macizo Ibérico. *Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos* núm. 27, pp. 25-41. Edición homenaje a Isidro Parga Pondal. Ediciones del Castro, Sada (La Coruña).
- APALATEGUI, O.; PLIEGO, D. V., y ABRIL, J.: «Memoria de la Hoja de Arzúa (0607)». División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA).
- ARPS, C.E.S. (1970): «Petrology of a part of the western Galician basement between the río Jallas an the ría de Arosa (N.W. Spain) with emphasis on zircon investigations», *Leidse Geol. Med.*, 46, pp. 57-155.
- ARPS, C. E. S.; CALSTEREN, P. W. C.; HILGEN, J. D.; KUIJPER, R. P., y TEX, E. DEN (1977): «Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide», en *Leidse Geol. Med.*, 51, pp. 63-94.
- BARROIS, CH. (1882): «Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice», en *Men. Soc. Geol. Nord*, t. 2, núm. 1, Lille.
- BASTIDA, F., y PULGAR, J. A. (1978): «La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (costa Cantábrica, NE. de España)», en *Trabajos de Geología* núm. 10, pp. 75-124.

- BAYER, R., y MATTE, PH. (1979): «Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction?» —A new gravity interpretation», en *Tectonophysics*, 57, pp. 9-18.
- BEACH, A. & FYFE, W. S. (1972): «Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland: Evidence of overthrusting?», en *Contr. Mineral. and Petrol.*, vol. 36, pp. 175-180.
- BELL, T. H. (1978): «Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: The woodroffe», en *Tectonophysics*, 44, pp. 285-320.
- CALSTEREN, P. W. C. VAN (1977): «Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the highgrade mafic-ultramafic complex at cabo Ortegal and other preexisting elements in the Hercynian basement of Galicia (NW. Spain)», en *PH. D. Thesis, Leiden Univ. Verhandelng N.R. 2* Z.W.O. Laboratorium voor isotopen-Geologie, Amsterdam, 74 p.
- CAPDEVILA, R. (1969): «Le metamorphism regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW. de l'Espagne)», en *These. Universite de Montpellier*, 431 p.
- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1965): «Premieres mesures d'age absolu effectuées par la méthode au strontium sur des granites et des micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne)», en *C.R. Acad. Sc. Paris*, 9.260, pp. 5081-5083.
- CAPDEVILLA, R., y FLOOR, P. (1970): «Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne», en *Bol. Geol. y Min. T.* LXXXI-II-III, pp. 215-225.
- DIVAR RODRIGUEZ, J.; HERNANDEZ URROZ, J., y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1978): «Hoja de Ordenes (0506/70)». Sin publicar. División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA).
- DIVAR RODRIGUEZ, J.; DE PABLO MACIA, J. C., e IGLESIAS P. DE LEON, M. (1979): «Hoja de Outes (0307/93)». Sin publicar. División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA).
- DIVAR RODRIGUEZ, J., e IGLESIAS P. DE LEON, M. (1979): «Hoja de Noya (0308/119)». Sin publicar. División de Geología de I.G.M.E. (MAGNA).
- ENGELS, J. P.; HUBREGTSE, J. J. M. W.; FLOOR, P., y TEX E. DEN (1974): «Precambrian Complexes in the hercynian Orogen of the Northwestern Iberian Peninsula». *Picg. Precambien des zones mobiles de l'Europe. Conference Liblire 1972. Geol. Listav. C.S.A.V.*, pp. 163-174.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915): «Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo», en *Bol. Inst. Geol.*, 34, pp. 81-172.

- (1922): «Hierros de Galicia», *Mem. Inst. Geol. Esp.*, 483 pp.
- (1935 a): «El sistema cambriano». *Ibid.* 41, pp. 291-525.
- (1935 b): «Hierros de Galicia». *Ibid.* 42, 769 pp.
- (1942): «El sistema siluriano». *Ibid.* 45, 789 pp.
- HILGEN, J. D. (1971): «The Lalin Unit: a new structural element in the hercinian orogen of Galicia (NW. Spain)», en *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 74, pp. 398-407.
- HUBREGTSE, J. J. M. W. (1973): «High-grade metamorphic rocks of the Mellid area, Galicia, NW. Spain», en *Leidse Geol. Med.*, 49, páginas 9-31.
- IGLESIAS PONCE DE LEON, M., y CHOUKROUNE, P. (1979): «Shear zones in the Iberian arc», en Internacional conference on shear zones in rocks. Barcelona, mayo 1979.
- I.G.M.E. (1971): «Hoja Geológica núm. 8 (Lugo)». *Mapa Geológico de España*. E. 1:200.000. I.G.M.E. Madrid.
- KEASBERRY, E. J. (1979): «An interpretation model of semi-circular Bouguer anomalies found over the periferial belt of the Ordenes complex (NW. Spain)», en *Geologie en Mijnbouw.*, vol. 58, páginas 65-70.
- KEASBERRY, E. J., y CALSTEREN, P. W. C. VAN & KUIJPER, R. P. (1976): «Early Paleozoic mantle diapirism in Galicia», en *Tectonophysics*, 31, pp. 61-65.
- MAASKANT, P. (1970): «Chemical petrology of polymetamorphic rocks from Galicia, NW. Spain», en *Leidse Geol. Med.*, 45, páginas 237-325.
- MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS (1973): E. 1:1.000.000. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1979): «La prolongación del manto de Mondoñedo en la zona occidental del Domo de Lugo (Galicia, España)», en *Breviora Geológica Astúrica* (en publicación).
- MATTE, Ph. (1968): «La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)», en *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble. Revue de Geol. Alpine*, 44, pp. 1-128.
- MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1967): «Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans la Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions?», en *C. R. Acad. Sc.*, París, 264, pp. 2.268.
- MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1978): «Tectonique en grands plis couchés et plissements superposés d'âge hercynien dans la serie de Ordenes-Betanzos (Galice Occidentale). Geología de la parte N. del Macizo Ibérico», en *Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm. 27, Ed. Homenaje a I. Parga Pondal.
- NONN, H. (1966): «Les regions cotières de la Galice (Espagne)», en

- Publications Fac. des Lettres. Univ. Strasbourg, t. III, pp. 1-591.
- OVERMEEREN, R. A., Van (1975): «A gravity investigation of the catazonal complex at Cabo Ortegal (NW. Spain)», en *Tectonophysics*, 26, pp. 293-307.
- PABLO MACIA, J. G. de, y MARTINEZ CATALAN, J. R.: «Hoja de Sobrado (0606/71)». División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA), sin publicar.
- «Hoja de Santiago (0407/94)», División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA), sin publicar.
- PARGA PONDAL, I. (1956): «Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña», en *Leidse Geol. Med.*, 21, pp. 468-484.
- (1958) «El conocimiento geológico de Galicia», Ed. Citania, Buenos Aires, 19 p.
- (1960) «Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia», en *Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp.*, 59, pp. 33-358.
- (1963) «Mapa petrográfico estructural de Galicia», *Inst. Geol. Min. Esp.*
- «Carte géologique du Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique (Hercynien et ante-hercynies)». E 1:500.000. Primera reunión sobre la geología de Galicia y del Norte de Portugal (1965). Servicios Geológicos de Portugal (1967).
- PARGA, J. R. (1969): «Sistema de fracturas tardihercínicas del macizo Hespérico». Trabajos del laboratorio geológico de Lage, núm. 37, pp. 1-15.
- PRIEM, H. N. A., y cols. (1970): «Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula», en *Eclogae Geol. Helv.*, 63, pp. 255-274.
- PUT, E. V. Van (1974): «Het Paraschisten complex van Golada Galicie NW. Spanje. Geologische Kaart», en *These. Licen. Univ., Leiden*. Unpublished.
- PUT, J. H. Van (1974): «Tektonische kaart van Golada (Galicie NW. Spanje)», en *These. Licen. Univ., Leiden*. Unpublished.
- RIES, A. C., y SHACKLETON, R. M. (1971): «Catazonal complexes of NW. Spain and North Portugal. Remants of a Hercynian thrust plate», en *Nature Physical science*, vol. 234, pp. 65-79.
- SCHULZ, G. (1834): «Mapa petrográfico del Reino de Galicia», F. de la Torre, ed. Madrid.
- (1835) «Descripción geognóstica del Reino de Galicia», Collado impt. Madrid.
- TEX, E. Den (1965): «Metamorphic lineages of orogenic plutonism», en *Geologie en Mijmbouw*, 4, pp. 105-132.
- (1966) «Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline», en *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 211-222.

- (1978): «El zócalo policíclico y su importancia en la evolución de la Cadena Variscica en Galicia occidental. Geología de la parte norte del macizo Ibérico», en *Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm. 27, pp. 141-157.
- (1981) «A geological section across the Hesperian Massif in Western and central Galicia», en *Geol. Mijnbouw*, 60, pp. 33-40.
- (en prensa). «Basement evolution in the Northern Hesperian Massif. A preliminary survey of some results obtained by the Leiden Research Group».
- TEX, E. Den, y FLOOR, P. (1967): «A blastomylonitic and polymetamorphic Graben in western Galicia (NW. Spain)», en *Etages Tectoniques Ed. La Baconniere Neuchatel*, pp. 169-178.
- WARNAARS, F. W. (1967): «Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro-bearing poly-orogenic terrain NW. of Santiago de Compostela (Spain)», en *Ph. D. Thesis, Leiden Univ.*, 208 pp.
- WILLIAMS, G. D. (1978): «Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksefjord Finnmark», en *Tectonophysics*, 48, pp. 29-40.
- WINKLER, H. G. F. (1978): «Petrogénesis de rocas metamórficas». H. Blume Ediciones.
- ZUUREN, A. Van (1969): «Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW. Spain)», en *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 1-71.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA