

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LA ESTRADA

Segunda serie – Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOPRIN S.A., durante el año 1980, bajo normas, dirección y supervisión del INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (I.G.M.E.), habiendo intervenido en ellas los siguientes Técnicos Superiores:

Geología de Campo, Gabinete y Memoria: E. Klein.

Colaboración y Asesoramiento: F. Aldaya Valverde (Universidad de Salamanca); C.E.S. Arps (Museo Estatal de Geología y Mineralogía, Leiden, Holanda); F. González Lodeiro (Universidad de Salamanca); J.D. Hilgen (Universidades de Amsterdam y Leiden, Holanda).

Coordinación: J. G. de Pablo Maciá (GEOPRIN, S.A.).

Revisión muestras de rocas ígneas y metamórficas: C. Ruíz García (I.G.M.E.).

Dirección y supervisión: A. Hurga Rodríguez (I.G.M.E.).

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-32173-1982

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

0. INTRODUCCION

0.1. SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

La Hoja de La Estrada, correspondiente al número 121/05-08 del M.T.N. a escala 1:50.000, se encuentra situada en una región fronteriza entre dos provincias gallegas. La parte septentrional se encuadra en la provincia de La Coruña y su parte meridional en la de Pontevedra, marcando el río Ulla el límite entre los dos territorios administrativos.

Desde el punto de vista paleogeográfico, sus terrenos están situados en la zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) o en la zona Galicia Media-Tras-os-Montes de MATTE (1968). Según este último autor, la zona Galaica Media-Tras-os-Montes se caracteriza por:

- a) La ausencia de afloramientos devónico-carboníferos.
- b) La presencia de un Ordovícico superior y un Silúrico esquistosos muy potentes (hasta 4.000 m.).
- c) La ausencia total del Cámbrico en ciertos puntos de la zona.
- d) La presencia de un Precámbrico porfiróide.
- e) La presencia de un Precámbrico antiguo, esencialmente constituido de rocas básicas metamorizadas.

Tectónicamente la Hoja se halla en un dominio que según MATTE (1968) se caracteriza por la presencia de pliegues tumbados y replegados.

0.2. INTRODUCCION GEOLOGICA

El área de la Hoja constituye una interesante zona de encuentro de varias unidades litotectónicas. Se han diferenciado cuatro dominios, de los cuales tres han sido ya descritos, mientras el cuarto, el Dominio exterior, agrupa los materiales cuya clasificación estratigráfica tropieza con dificultades.

1) Dominio del Complejo de Ordenes.

La Hoja encuadra la parte meridional de la "Cuenca de Ordenes y su Zona Periférica" de DEN TEX (1981b), caracterizadas por este autor como complejos infracrustales, la primera de índole mesozonal y la segunda de índole catazonal. El conjunto es considerado por DEN TEX como un enclave del zócalo en la orogenia hercínica del Macizo Hespérico y ha sido comparado con los Complejos de Cabo Ortegal en el N de Galicia y los de Braganza y Morais en el N de Portugal. Sus constituyentes más característicos son rocas meso o catazonales, a menudo derivadas de rocas básicas o ultrabásicas, en que se dejan reconocer una o varias fases de metamorfismo de alta presión (facies granulita y, raramente, facies eclogita). Según dataciones radiométricas, este metamorfismo de alta presión sería en parte de edad prehercínica (KUIJPER, 1979) y las rocas en cuestión han sido consideradas a menudo como polimetamórficas. Estas rocas se encuentran representadas especialmente en los llamados "Complejos básicos" situados en la "Zona Perifé-

rica" de la "Cuenca de Ordenes" (p.e. Complejos de Sobrado-Teijeiro, de Mellid, de Aqualada y el situado al este de Santiago).

Se han incluido también en este dominio, una serie de rocas de bajo grado de metamorfismo, derivadas en gran parte de vulcanitas básicas ("Serie Periférica"), las cuales se hallan en su borde interior y según algunos autores (véase DEN TEX 1978, 1981b) podrían formar parte de una serie ofiolítica desmembrada de edad Silúrico-Devónico.

El límite del dominio coincide, por lo menos en la presente Hoja, con un contacto tectónico, al menos aparentemente, muy importante, que en su sector meridional separa zonas que se caracterizan por la presencia, a escala más o menos regional, de indicios de distintos tipos báricos de metamorfismo (presión alta-media dentro del Complejo de Ordenes; presión baja-media fuera del Complejo). Lo que se encuentra al N de este contacto se ha llamado aquí Complejo de Ordenes. El contacto tectónico delimitando el complejo se llamará Falla marginal del Complejo de Ordenes, o en breve, Falla marginal. Representa una falla o un cabalgamiento más o menos verticalizado.

En la Hoja en cuestión el límite meridional del Complejo de Ordenes representa, por lo menos en gran parte de su extensión, una falla normal de edad relativamente tardía (¿tardihercínica?) y está en parte cicatrizada por un filón de cuarzo que alcanza su mayor desarrollo en la vistosa peña del Pico Sacro¹.

2) Dominio de la Unidad de Lalín.

Se encuentra al sur del Complejo de Ordenes. Fué definida por HILGEN (1971) como una unidad litotectónica polimetamórfica y alóctona que cabalgaría sobre los esquistos circundantes. Litológicamente se caracteriza por abundancia de paraneises, ortoneises (a veces peralcalinos) y anfibolitas. En la literatura suele compararse con los enclaves del zócalo ya mencionados en el apartado anterior.

Tanto los contactos entre unidades litológicas como la esquistosidad principal dentro de la Unidad de Lalín, se paralelizan a la Falla marginal en la zona de contacto con el Complejo de Ordenes.

Dibujan estructuras que sugieren ser figuras de interferencia de pliegues kilométricos.

3) Dominio de la Unidad de Forcarey.

En esta Hoja penetra la extremidad septentrional de una unidad litotectónica que ocupa una faja larga y estrecha que corresponde a una sinforma de la segunda fase hercínica (fase de replegamiento longitudinal). Se extiende desde unos kilómetros al N de Avión (Hoja de Puente-Caldelas, 186/05-10) hacia el Norte, siguiendo las directrices generales de las estructuras hercínicas.

Afloran en su seno metasedimentos generalmente más feldespáticos que los esquistos encajantes, mientras en sus bordes, especialmente los del W y S, asoma una zona característica con cuarcitas, ortoneises, rocas calcossilicadas y anfibolitas (veáanse las Hojas de Cerdedo, 153/05-09 y Puente-Caldelas, 186/05-10).

1) X = 545.400; Y = 4.739.750

Muestra cierta semejanza con la Unidad de Lalín, pero son escasas las indicaciones petrológicas (además, no carentes de cierto grado de ambigüedad) y faltan en estos momentos pruebas tectónicas para atribuirle con seguridad un carácter polimetamórfico y alóctono.

4) Dominio externo.

Está constituido principalmente por un conjunto de metatexitas y diatexitas (migmatitas), inclusive granitoides migmatíticos e inyecciones graníticas y pegmatíticas. Comprende también unidades litológicas con esquistos albiticos de bajo grado de metamorfismo y paraneises, cuyo contenido en feldespato nos inclina a pensar más en una posible correlación con los metasedimentos feldespáticos que se encuentran en los demás dominios que en una correlación con los esquistos micáceos y cuarcíticos de la llamada "Área centro-galaica de esquistos" de van MEERBEKE *et al.* (1973) y MINNIGH (1978), y considerados como representantes del autóctono de la orogenia hercínica de Galicia.

El conjunto de metatexitas y diatexitas posee abundantes restos de paraneises, esquistos, cuarcitas, anfibolitas, ortoneises, rocas calcosilicatadas y ultramafitas, de los cuales parte deriva seguramente de los demás dominios, hecho que no es de extrañar, ya que los dominios de la Unidad de Lalín y de la Unidad de Forcarey se difuminan en este conjunto. Sus límites en la Hoja, con el Dominio externo, son en consecuencia de carácter fuertemente difuso y cabe subrayar que es muy improbable que representen los contactos "originales" de dichas unidades. Tienen carácter de un frente de migmatización, probablemente retocado por fallas con movimientos esencialmente verticales.

Por último, cabe mencionar que se encuentran en todos los dominios rocas graníticas hercínicas, salvo en el Complejo de Ordenes. En este último faltan por completo, con la excepción de algunos filones de pórfido y microgranito porfídico tardíos. La ausencia de granitos hercínicos y su cortejo de apófisis y pegmatitas en el Complejo de Ordenes contrasta marcadamente con su abundancia en los demás dominios. Este hecho subraya la importancia de la Falla marginal y pone de manifiesto su edad relativamente tardía: no solamente limita el Complejo de Ordenes en su borde meridional, sino que separa también un área con granitos hercínicos y su cortejo de filones de un área sin aquellas rocas.

0.3. ANTECEDENTES GENERALES

Los primeros trabajos geológicos en el NW de la Península fueron realizados por SCHULZ en 1832, publicando en 1834 el "Mapa Petrográfico del Reyno de Galicia".

Dentro de esta primera etapa de investigaciones cabe citar también a BARROIS (1882), que establece las bases de la estratigrafía, a MACPHERSON (1881) y a HERNANDEZ SAMPELAYO, que aporta gran cantidad de datos sobre faunas de los materiales del Ordovícico y Silúrico y realiza un mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000, publicado en 1942.

De los trabajos más recientes hay que citar los de LOTZE (1945, 1956a, 1956b, 1958) y los de PARGA PONDAL, especialmente su Mapa Petrográfico-estructural de Galicia a escala 1:400.000, publicado en 1963, en que se encuentran cristalizados los resultados de numerosos estudios geológicos realizados por él en Galicia a partir de 1926.

Marca un hito importante en la evolución del conocimiento geológico de la parte NW de la Península Ibérica la publicación en 1967, bajo su dirección y siguiendo los acuerdos tomados en la 1ª Reunión sobre Geología de Galicia y del N de Portugal (1965), de la "Carte Géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique" a escala 1:500.000.

Es a partir de 1963 y sobre todo con la publicación del mapa citado anteriormente por PARGA PONDAL, cuando comienzan a publicarse numerosos trabajos, en su mayoría de carácter regional, como son los de los investigadores de la Universidad de Leiden (Holanda), que desde 1955 venían trabajando en el noroeste de la Península y de otros muchos más.

De estos trabajos hay que citar, por la visión general que ofrecen para el conocimiento de la geología de Galicia, los de ANTHONIOZ y FERRAGNE (1978), ARPS (1970), BARD (1971, 1978), van CALSTEREN (1977), CAPDEVILA (1969), DEN TEX (1966 y otros), FERRAGNE (1972), FLOOR (1966), KUIJPER (1979), MATTE (1968) y PRIEM *et al.* (1970).

Destacan, por referirse de un modo más directo a la geología de la región estudiada, los trabajos de ARPS *et al.* (1977), HILGEN (1970, 1971), NAVARRO ALVARGONZALEZ y VALLE DE LERSUNDI (1959) y van ZUUREN (1969).

El estudio de las rocas básicas y ultrabásicas ha encontrado eficaz apoyo en las tesis doctorales de MAASKANT (1970) sobre rocas ultramáficas y de HUBREGTSE (1973) sobre el Complejo básico de Mellid, situado en la "Zona Periférica" de la "Cuenca de Ordenes", algo al NE de la Hoja en cuestión.

Y, por último, cabe mencionar que la realización de la Hoja y su Memoria ha sido facilitada por la disponibilidad de varias tesinas de licenciatura sin publicar, realizadas por estudiantes de las Universidades de Leiden y Amsterdam (Holanda), en que presentan los resultados de sus investigaciones geológicas y petrológicas llevadas a cabo en distintas zonas de la Hoja de La Estrada: BEZEMER (1963); BURGERHOUT (1974); DIEPHUIS (1976); FELIUS (1967); 't HART (1973); HILGEN (1967); LANKELMA (1975); NOOTENBOOM (1977).

0.4. HIDROGRAFIA Y MORFOLOGIA

Desde el punto de vista hidrográfico la Hoja pertenece a la cuenca del río Ulla, con la excepción de un área muy restringida en el sur, en los alrededores de Espifeiros¹, que desagua en el río Umia.

1) X: 551.800; Y: 4.724.150

La Hoja alcanza su altitud máxima en el lugar donde, sobre un enclave de cuarcita resistente en el conjunto de metatexitas y diatexitas, se alza la capilla de San Sebastián ¹ : 750 m. La cota más baja coincide con el punto donde el río Ulla sale de la Hoja: cerca de 35 m.

El relieve es moderadamente accidentado, con predominio de formas suaves. La morfología testifica una compleja evolución policíclica, con rejuvenecimientos hasta en los tiempos recientes, caracterizándose por la presencia de varias superficies de erosión.

A continuación se hace un breve resumen de las superficies reconocidas, correlacionándolas con las señaladas por NONN (1966) en su análisis geomorfológico detallado del NO de Galicia.

1) Restos de una superficie de erosión de cotas entre los 700 y 750 m. en el San Sebastián ¹ . Forman parte de una superficie mucho más extensa, de la cual se conservan restos en el horst de la "Dorsal galaica", de BIROT y SOLE SABARIS (1945) o de la "Tierra de Montes" de NONN (1966).

El bastión del monte San Sebastián forma la estribación más septentrional de la "Tierra de Montes". Domina las superficies de erosión inferiores y los valles encajados en ellas de la zona llamada "Valle de Trasdeza" y ofrece desde su borde septentrional un vasto panorama sobre la cuenca del río Ulla (p.e. desde la terraza del establecimiento "El Anteojo", al lado de la carretera N 640 y encima del pueblo de Agar ² .

Pertenece a los llamados relieves residuales de NONN (1966) y sería de edad pre-eógena.

Su hundimiento en la cuenca del río Ulla parece estar condicionado por fallas de dirección ONO-ESE, de las cuales algunas figuran en el mapa. Puede tomar el carácter de un descenso escalonado hacia el N (p.e. al sur de Silleda ³).

Otras fallas que han desempeñado un papel en el modelado del paisaje en o alrededor del horst de la "Tierra de Montes" son las que están indicadas de una manera muy clara por los valles rectilíneos y fuertemente encajados de los cursos superiores de los ríos Escuadro y Toja. Son de dirección NNE-SSO y pertenecen a uno de los sistemas de fallas mejor desarrollados del NO de la Península (ver también PARGA, 1969). Los tajos que ambos ríos han cortado en el borde del horst se observan con gran nitidez desde la N. 525 entre Margarid ⁴ y Silleda ³, mirando en dirección SSO.

2) Superficie de erosión instalada entre 500-650 m. de altitud, p.e. al suroeste de Silleda ³ y entre Espiñeiros ⁵ y Gestoso ⁶. NONN le atribuye una edad eógena.

3) Superficie de erosión de edad aquitaniense. Forman parte de esta superficie p.e. la llanura con mal drenaje que se ha desarrollado sobre el cuerpo de serpentinita de Campo Marzo al NE de Bandeira ⁷ (alt. cerca de 320 m.) y Braña de Neira ⁸, área pantanosa a una altitud de unos 340 m.

1) X: 553.600; Y: 4.728.100

2) X: 550.300; Y: 4.729.600

3) X: 561.800; Y: 4.727.600

4) X: 560.200; Y: 4.728.500

5) X: 551.800; Y: 4.724.150

6) X: 555.000; Y: 4.724.300

7) X: 557.200; Y: 4.731.300

8) X: 552.000; Y: 4.734.500

4) Superficie de erosión de edad tortoniense, con una altitud media de entre 200 y 250 m. Está representada p.e. en los alrededores de Susana y en la cuenca del río Pereiro, tributario del río Ulla.

En este conjunto de superficies de erosión miocenas y más antiguas se ha excavado la red hidrológica actual del río Ulla y sus afluentes, según NONN (1966) en tiempos postpontieneses. El encajamiento postpontiese ha sido en muchos casos considerable. La excavación fluvial en la superficie de erosión tortoniense hubiera alcanzado valores de hasta 120 m. (NONN, 1966). Durante este período se originaron numerosos glaciares y se depositaron sedimentos aluviales en terrazas de edad probablemente precuaternario medio o reciente, que hoy en día se encuentran hasta 60 m. encima del cauce actual del río Ulla. Es muy probable que los depósitos encontrados en una gravera (QT) al N de Neira de Arriba¹ representen una terraza de esta época. Su elevación encima del lecho del río Ulla es aproximadamente de unos 40 m.

Con una última etapa de encajamiento durante el Cuaternario medio y reciente se termina la historia geomorfológica del área en consideración. Como resultado de este último encajamiento los valles muestran en sus niveles inferiores a veces laderas abruptas, como se observa p.e. en el arroyo de la Oca desde el Puente Riobó² o en el arroyo de Abialla al Sur de Piloño³ donde atraviesa los esquistos albiticos de la "Serie Periférica" (PC-S_p).

Como consecuencia de la erosión postpontiese algunos ríos están profundamente encajados en el paisaje. Es el caso p.e. del río Ulla más arriba de Puente Ledesma⁴ y con la totalidad del curso del río Deza en la Hoja estudiada, especialmente notable en el tramo entre Merza⁵ y Fontao⁶. Ambos ríos poseen meandros encajados.

Terminamos este breve resumen de la morfogénesis con algunas observaciones geomorfológicas relacionadas con la Falla marginal.

- a) Un accidente topográfico muy destacable lo constituye el filón de cuarzo que cicatriza la Falla marginal. Se alza en la topografía como un inselberg alargado. Culmina en el Pico Sacro⁷ (530 m.), donde también termina su extremidad occidental. El río Ulla corta el filón, abriendo paso mediante una impresionante garganta sobre la cual se extiende el puente de Ferrocarril de la línea Orense-Santiago.
- b) La superficie de erosión de edad tortoniense en el flanco N de la cuenca del río Ulla tiene una altitud media por lo menos 100 m. menor que en el flanco meridional. Este desnivel señalado por NONN (1966) independientemente de las otras observaciones enumeradas aquí, lo atribuye dicho autor a un hundimiento con basculamiento hacia el S del bloque NE a lo largo de una falla que en su esbozo geomorfológico del área en cuestión coincide aproximadamente con la Falla marginal.

1) X: 546.450; Y: 4.734.300

2) X: 549.200; Y: 4.732.700

3) X: 560.600; Y: 4.738.250

4) X: 554.300; Y: 4.738.400

5) X: 559.700; Y: 4.735.300

6) X: 563.000; Y: 4.734.200

7) X: 545.400; Y: 4.739.750

- c) Una marcada asimetría en los flancos del cerro cuyo núcleo está formado por el filón de cuarzo de la Falla marginal, especialmente al O del río Ulla (Pico Sacro, Llanas de la Sierra y Penedo Corvo). El flanco NE muestra una inclinación considerablemente más fuerte que el flanco SO (ver álbum de fotografías). En neta correlación con este fenómeno está el mayor desarrollo del coluvión (QC) en el flanco NE.
- d) La situación de pequeñas cuencas con Cuaternario aluvial (QAL) al norte de la Falla marginal, mientras faltan a su lado meridional (N de Cira¹, borde septentrional del cuerpo de serpentinita de Campo Marzo², S de Reboredo de Merza³).
- e) Un cambio muy brusco y llamativo en la pendiente del perfil longitudinal del río Toja, unos cientos m. al sur de su confluencia con el río Deza⁴. El río Toja constituye aquí una cascada, aprovechando un crestón de granito de dos micas (ver álbum de fotografías). El desnivel de más de 100 m. sobre una distancia horizontal de 475 m. en el último tramo del curso inferior del río Toja ha sido aprovechado durante muchos años para la producción de electricidad en una central de la Cooperativa .Santiaguesa⁵ ("Salto de Merza").

Las observaciones b-e podrían apuntar hacia un hundimiento y basculamiento del Complejo de Ordenes con respecto al Dominio externo en tiempos terciarios o incluso más recientes, por lo menos a lo largo de parte de la extensión de la Falla marginal.

Los fenómenos pueden interpretarse sin embargo de otra manera, suponiendo que los materiales del Complejo de Ordenes se erosionan más fácilmente que los que se encuentran al sur de la Falla marginal.

No obstante, el fenómeno señalado bajo el punto b se refiere a un área bastante extensa, caracterizada por una litología muy diversificada. Afloran p.e. anfibolitas granatíferas que parecen ofrecer bastante resistencia a la erosión, como testifican los altos del Monte de las Minas y del Penedo de Vigo en la Hoja de El Pino (95/05-07). Por otro lado, la desnivelación de la superficie de erosión de edad aquitaniense a ambos lados de la Falla sería considerablemente menor que la de la superficie de erosión de edad eógena (NONN, 1966), fenómeno que se explica más fácilmente por un movimiento tectónico pre-aquitaniense. Por eso, la explicación de los fenómenos antes mencionados por hundimiento y basculamiento en tiempos relativamente recientes no deja de constituir una hipótesis interesante.

1) X: 553.000; Y: 4.736.200

2) X: 558.000; Y: 4.734.500

3) X: 561.100; Y: 4.735.300

4) X: 559.700; Y: 4.734.400

5) X: 568.900; Y: 4.735.300

1. ESTRATIGRAFIA

Como ya fue señalado en la introducción geológica (apartado 0.2.) se han considerado cuatro dominios:

- 1) Dominio externo.
- 2) Dominio del Complejo de Ordenes.
- 3) Dominio de la Unidad de Lalín.
- 4) Dominio de la Unidad de Forcarey.

Parece útil, antes de entrar en más detalles en el estudio de las diferentes unidades, hacer unas observaciones generales acerca de la datación de sus componentes, problema difícil, ya que ninguna unidad ha suministrado fósiles. Las dificultades estriban en varias circunstancias:

- a) Se encuentran aisladas y alejadas de las series de cronología definida que afloran en Galicia oriental.
- b) Se sitúan en la zona paleogeográfica galaico-castellana más o menos individualizada desde probablemente el Precámbrico, dificultando una correlación con dichas series que pertenecen a otras zonas paleogeográficas.
- c) Su grado de metamorfismo a menudo mesozonal y hasta catazonal hace difícil una comparación con las series ya mencionadas, que tienen generalmente un grado de metamorfismo más bajo.

Cabe subrayar, por fin, que ni la presencia de signos de metamorfismo de alta presión ni el ocupar una posición alóctona, constituyen en sí criterios suficientes para atribuir a unidades en que se observan tales fenómenos una edad precámbrica o cámbrica. En base a dataciones radiométricas realizadas sobre eclogitas de la "Fosa blastomilonítica" y granulitas máficas del Complejo de Cabo Ortegal (ver KUIJPER, 1979), ha sido asignada una edad de 347 ± 17 m.a. para el cierre del sistema del metamorfismo en facies granulita con hornblenda (fase M-2 de la escuela de Leiden). Con otras palabras, este metamorfismo tan típico para los elementos catazonales de los llamados complejos polimetamórficos y polifásicos, hubiera continuado hasta finales del Devónico.

Por otro lado, ANTHONIOZ y FERRAGNE (1978) señalan que el momento de emplazamiento de los llamados complejos polimetamórficos y polifásicos, como el de Ordenes, en su posición alóctona, debe ser postsilúrico o hasta postdevónico, admitiendo que los datos obtenidos en los complejos norte-portugueses de Braganza-Vinhais y de Morais-Lagoa son aplicables también a la parte más septentrional de la zona galaico-castellana.

De lo que acaba de decirse se deduce que es necesaria una gran cautela en la datación de las unidades. Por lo tanto, se ha seguido una tendencia a atribuirles edades dentro de márgenes amplios.

1.1. DOMINIO EXTERNO

Se han diferenciado cuatro unidades litoestratigráficas en el Dominio externo:

- 1) Unidad de los esquistos albiticos.
- 2) Unidad de los esquistos micáceos y cuarcíticos ("autóctono") (PC-Se).
- 3) Unidad de los esquistos y paraneises.
- 4) Unidad de metatexitas y diatexitas.

Es un dominio heterogéneo que comprende rocas de distintas posiciones estratigráficas:

- a) Rocas que no pertenecen a ninguno de los demás dominios reconocidos en la presente Hoja. La superficie ocupada con seguridad por estas rocas nitidamente externas respecto de aquéllos es muy restringida ("autóctono": PC-Se).
- b) Rocas cuya posición estratigráfica se desconoce o es dudosa (PC-S, PC-CAe, mayoría de las rocas migmatíticas Ψ^2).
- c) Rocas que pertenecen a los restantes dominios, pero que afloran en forma de enclaves, normalmente de dimensiones muy reducidas, en una matriz con elevado grado de migmatización y de dudosa posición estratigráfica.

1.1.1. Unidad de los esquistos albiticos

1.1.1.1. *Introducción*

Afloran en la esquina NO de la Hoja, donde se extienden en una faja situada al sur de la Falla marginal.

El contacto septentrional tiene marcado carácter tectónico, como testifican la fuerte tectonización de los esquistos y la presencia de una zona con anfibolitas milonitizadas a lo largo de él. Además, este contacto marca un claro salto en el grado de metamorfismo. Las anfibolitas al norte del contacto presentan un grado de metamorfismo intermedio o alto (facies granulita y de las anfibolitas con almandino), mientras que los esquistos albiticos son de grado bajo (facies de los esquistos verdes). El contacto tiene buzamientos de 90°-60° al N o NE, con la anfibolitas al techo, por lo cual la discontinuidad tectónica podría representar una falla inversa, pero también es posible que sea una falla normal afectando a un klippe, en caso de que el Complejo de Ordenes representa el resto de un manto de corrimiento (ver también apartado 4.2.). Se considera como parte integrante del contacto tectónico que marca el límite del Complejo de Ordenes.

El contacto meridional es vago. Se ha colocado donde cesan de presentarse inyecciones de granito y de pegmatitas. Parece coincidir con un salto en el grado de metamorfismo (véase apartado 2.1.3.1.) y se han observado fenómenos que apuntan hacia la presencia de una falla normal, con hundimiento de los esquistos albiticos respecto a su borde externo de esquistos y paraneises de la unidad litológica indicada con la notación PC-S (p.e. en la

trinchera del ferrocarril, a la altura del contacto¹). La banda ocupada por los esquistos albiticos estaría de este modo delimitada a ambos lados por contactos tectónicos y constituiría una escama tectónica.

1.1.1.2. *Esquistos albiticos* (PC-CAe)

Se componen de esquistos micáceos sin o con muy poca biotita y esquistos feldespáticos generalmente cloríticos, que presentan a veces un aspecto filitoso. Su contenido en plagioclasa es normalmente bastante alto y no son raros los esquistos con pequeños porfiroblastos ovoides de albita. Debido a la ausencia o escasez de biotita, predominan tonos claros, verdosos o grises en las variedades cloríticas. Pueden estar fuertemente tectonizados, especialmente en su borde septentrional, con desarrollo de zonas filonitizadas en que las superficies de esquistosidad suelen ser irregulares y mostrar un brillo satinado.

Derivan de sedimentos arenopelíticos-grauváquicos.

1.1.1.3. *Rocas cuarcíticas* (T₀)

Las rocas cuarcíticas se presentan en forma de capas concordantes, de 5-20 cm. de potencia, concentradas en una zona cuya envolvente ha sido representada cartográficamente. Son cuarcitas impuras, micáceas, de tono blanquecino y con una neta foliación. Derivan de areniscas cuarzosas.

1.1.1.4. *Correlación y edad*

Los materiales de esta edad son en parte idénticos a los "esquistos con porfiroblastos de albita" de van ZUUREN (1969) y corresponden a los que en la Hoja de Santiago (94/04-07) han sido indicados con la notación de PC-CAξ. En dicha Hoja los intercalan ortoneises biotíticos y anfibolitas. Los autores de la citada Hoja correlacionan estos ortoneises biotíticos con los de la "Fosa blastomilonítica" ("Complejo de Noya"), en base a similitudes petrológicas. Y suponiendo un carácter intrusivo de éstos en los presentes metasedimentos, establecen una edad al menos aproximada para estos últimos.

Los ortoneises de la "Fosa blastomilonítica" han sido datados en su conjunto por van CALSTEREN (1977b) y KUIJPER (1979), asignándoles una edad de 459 m.a., lo cual sitúa su emplazamiento en el Ordovícico. Por tanto, los metasedimentos deberían ser anteriores a esta edad y a los autores ya citados no les parece muy arriesgado el atribuirlos al Precámbrico-Cámbrico.

A la luz de lo señalado en la introducción de este capítulo, preferimos dejar abierta la posibilidad de que la unidad abarque rocas de una edad que puede ir desde el Precámbrico hasta el Silúrico, teniendo en cuenta a) la posibilidad de que los referidos ortoneises representan metavulcanitas y b) la caracterización por MATTE (1968) de la zona paleogeográfica a que pertenecen, en que el Devónico y Carbonífero estarían ausentes.

1) X: 543.200; Y: 4.740.800

1.1.2. Unidad de los esquistos micáceos y cuarcíticos (PC-Se)

Ocupan una superficie muy reducida en el borde meridional del cuadrante SO de la Hoja, en los alrededores del Vinseiro¹.

Constituyen la extremidad septentrional de una banda que en la Hoja de Cerdedo (153/05-09) separa los materiales de la Unidad de Forcarey de granitos o de migmatitas y que se encuentra situada debajo de dicha Unidad con un contacto aparentemente concordante.

Son esquistos cuarcíticos y bimicáceos, a veces algo feldespáticos, de grano medio a fino y de aspecto lustroso. Suelen contener abundantes lentes o capas de cuarzo.

En lo que se refiere a inyecciones de granitoides y migmatización, se aplican las observaciones hechas sobre los materiales de la Unidad de Forcarey (apartado 1.4.1.).

En la bibliografía se encuentra la denominación "autóctono" para estos materiales, porque, para los autores que consideran como autóctonas una o varias de las unidades litotectónicas constituidas por el Complejo de Ordenes, la "Fosa blastomilonítica" y las Unidades de Lalín y de Forcarey, es el substrato sobre el cual cabalgarían.

Se correlacionan con las Unidades Inferior y Media ("Lower Unit" y "Middle Unit"), de los llamados "Esquistos de la región centro-galaica" (entre Forcarey, Lalín, Carballino y Avión), descritas por MINNIGH (1974, 1978) y, en parte, con las rocas descritas en la misma área por van MEERBEKE *et al.* (1973), ya que los últimos autores no diferenciaron la unidad de los esquistos respecto a la Unidad de Forcarey.

En cuanto a su edad, dichos autores sólo indican que probablemente pertenecen al Paleozoico inferior.

Los mismos materiales fueron denominados como "Esquistos con niveles finos de cuarcita" (PC-O) en la Hoja de Lalín (154/06-09). Aunque los autores de dicha Hoja se inclinan por una edad infraordovícica, no dejan de señalar que su edad puede ir desde el Precámbrico hasta el Silúrico.

Según ellos los niveles de esquistos carbonosos y de metavulcanitas que más al este se intercalan entre los esquistos, serían asimilables al Silúrico por presentar una cierta analogía de facies, pero podrían igualmente pertenecer al Paleozoico más inferior.

1.1.3. Unidad de los esquistos y paraneises

Afloran los materiales de esta unidad en el borde septentrional del conjunto de metatexitas y diatexitas. El contacto meridional es difuso. De hecho, se trata de un paso más o menos rápido, pero siempre gradual, de rocas fuertemente migmatizadas a rocas menos o no afectadas por este tipo de metamorfismo en que faltan diatexitas y en que los componentes granitoides están representados esencialmente por inyecciones de granitos leucocráticos,

¹) X: 546.700; Y: 4.724.500

pegmatitas y aplitas. El grado de migmatización disminuye hacia el contacto NE, llegando a estar ausente el fenómeno de migmatización en buena parte de la unidad. Coincide con este gradiente un descenso en la cantidad de rocas granitoides presentes entre los metasedimentos, llegando a ser raras hacia el borde septentrional. Sin embargo, pueden observarse hasta el filón de cuarzo que se extiende a lo largo de la Falla marginal y que marca el límite con el Dominio del Complejo de Ordenes. El contacto con la unidad litoestratigráfica de los esquistos albiticos (PC-CAe), por último, ha sido tratado en el apartado 1.1.1.1.

Los esquistos y paraneises de la unidad objeto de estudio en este apartado, parecen constituir sólo un retazo menos metamorizado del extenso conjunto de metatexitas y diatexitas, al cual se juntan mediante un paso perfectamente gradual, habiendo sido la razón para su distinción el deseo de evitar su incorporación, petrológicamente poco justificada, en un conjunto de rocas de alto grado de metamorfismo en que predominan diatexitas.

1.1.3.1. *Esquistos y paraneises* (PC-S)

Se trata de esquistos bimicáceos, esquistos feldespáticos, paraneises esquistos y paraneises plagioclásicos de grano medio a fino y con marcada foliación. Los paraneises suelen presentarse en capas bien definidas, paralelas a la esquistosidad principal. Las rocas más micáceas tienen a menudo un color verde debido al fuerte grado de retrometamorfismo que han registrado, sustituyendo la clorita a la biotita. Como se ha señalado en la introducción, el grado de metamorfismo disminuye desde el SO hacia el NE.

Derivan de sedimentos arenopelíticos-grauváquicos.

1.1.3.2. *Rocas cuarcíticas* (Υ_1)

Se trata de capas concordantes de ortocuarzitas tableadas y cuarcitas impuras, algo feldespáticas y/o micáceas, de grano fino a medio, de color blanquecino y con foliación definida por las micas. Su espesor varía desde 10-200 cm. Se han representado en la cartografía las envolventes de las zonas en que afloran.

Derivan de areniscas cuarzosas.

1.1.3.3. *Ortoneis* (o ζ_1)

Son muy escasos los ortoneises. Se presentan en forma de delgadas capas concordantes (20-100 cm.) de ortoneis de dos micas, leucocrático, algo lineal, con escasas glándulas de feldespato y pequeños granates rosas. La biotita es la mica predominante. Se ha indicado en la cartografía la zona en donde afloran.

Se asemejan mucho a los ortoneises de la Unidad de Forcarey y pueden igualmente derivar de intercalaciones volcánicas ácidas.

1.1.3.4. *Rocas calcosilicatadas* (CSi₁)

Las rocas calcosilicatadas, de escasa importancia cuantitativa, se presen-

tan en forma de capas concordantes (5-20 cm.) asociadas a las capas más feldespáticas de paraneis.

Son rocas casi masivas de color gris oscuro y brillo vítreo o de tonalidades ligeras con manchas rosas de granate. Al alterarse toman un color blanquecino.

Derivan de sedimentos margosos.

1.1.3.5. *Correlación y edad*

Corresponden sus materiales en parte a los esquistos con porfiroblastos y en parte a los neises metatexíticos de van ZUUREN (1969).

En la Hoja de Padrón (120/04-08) se los ha incorporado en los "esquistos y paraneises con algunas intercalaciones de paraanfíbolitas algo migmatizadas" (PC-Se), equivalente del conjunto de metatexitas y diatexitas de la presente Hoja.

La unidad tiene ciertos rasgos en común con la Unidad de Lalín y la Unidad de Forcarey, como es la relativa abundancia de paraneises plagioclásicos, y por lo que creemos que la unidad en cuestión se correlaciona mejor con dichas unidades que con los esquistos cuarcíticos y micáceos del posible autóctono (PC-Se). La aparente ausencia de los paraneises oscuros ocelados tan típicos para la Unidad de Lalín y la relativa abundancia de esquistos bimicáceos constituyen indicios que nos inducen a suponer que con mayor probabilidad son asimilables, por lo menos en gran parte, a los materiales de la Unidad de Forcarey. Las cuarcitas, y especialmente la variedad tableada, serían comparables a la cuarcita de la aparente base de la Unidad de Forcarey, el ortoneis o ζ_1 , lo sería al o ζ y las rocas calcosilicatadas CSi_1 a las CSi_3 . Todavía no se han hallado anfíbolitas en la unidad y tampoco ha sido posible relacionar las cuarcitas con cambios significativos en la litología a ambos lados de ellas, como podría esperarse si fuera el equivalente de la cuarcita ζ_3 de la base de la Unidad de Forcarey.

Para resumir y a título indicativo, señalamos la posible correlación por lo menos de la mayoría de sus materiales, con los de la Unidad de Forcarey y la posibilidad de que abarque también rocas de la Unidad PC-Se ("Autóctono").

1.1.4. **Metatexitas y diatexitas**

Los materiales de esta unidad adquieren un desarrollo considerable en la presente Hoja, ocupando la mayor parte del Dominio externo.

Se trata de un conjunto migmatítico muy heterogéneo, por lo menos a escala decamétrica y muy a menudo a escala decimétrica, de rocas de origen fundamentalmente sedimentario. Han registrado un metamorfismo mesozonal muy intenso, habiendo sido transformadas en metatexitas y diatexitas.

Se han representado en la cartografía numerosos restos de rocas menos transformadas que ofrecen cierto interés por constituir elementos característicos que nos posibilitan hacer deducciones sobre la estratigrafía de la zona antes de su migmatización ("ghost stratigraphy"). En casi todos los casos había que exagerar mucho sus dimensiones en la cartografía, tratándose a veces de enclaves decimétricos.

Los contactos del área de metatexitas y diatexitas son en parte tectónicos (Falla marginal) o tienen carácter de un frente de migmatización comparable a una isograda sí o no retocado por fallas.

1.1.4.1. *Metatexitas y diatexitas (inclusive granitoides migmatíticos e inyecciones graníticas)* (Ψ^2)

La unidad consta en parte de metatexitas en forma de esquistos micáceos y paraneises bandeados.

Casi siempre se observa una diferenciación metamórfica muy nítida, con desarrollo de un leucosoma granitoide y un melanosoma micáceo rico en biotita, en que a menudo se reconoce a simple vista fibrolita.

Las proporciones de melanosoma-leucosoma son muy variables y se observa una amplia gama de estructuras, principalmente dictioníticas y estromáticas (MEHNERT, 1968). La estructura en "Schollen" es bastante rara, al igual que rotación de enclaves, que solamente se manifiesta cuando están rodeados de leucosoma francamente granítico y son de dimensiones muy reducidas (decimétricas). Conforme la migmatización progresa, aumenta la proporción de leucosoma y se borra el bandeo mineralógico, dando pie a diatexitas en forma de granitoides con estructura nebulítica o con "schlieren" y finalmente a granitoides relativamente homogéneos con escasos "schlieren" de biotita. Los últimos se parecen en su estado más evolucionado a los granitos de dos micas de grano medio a fino (${}_{3-4}\gamma_{mb}^2$) y los límites de la zona migmatítica con las áreas ocupadas por éstos, son siempre difusos y vagos cuando no están determinados por fallas.

Tanto las metatexitas como las diatexitas contienen abundantes cantidades de pegmatita y aplita, a veces en forma de leucosoma sugiriendo un origen in situ, a veces en forma de vetas y diques discordantes que sugieren movilizaciones de mayor alcance.

Los granitoides relativamente homogéneos parecidos al granito (${}_{3-4}\gamma_{mb}^2$) pueden mostrar relaciones nítidamente discordantes respecto a las metatexitas, llegando hasta incluir enclaves de las últimas.

Por otra parte, no se han observado ejemplos claros de granitos francamente homogéneos intruyendo en las diatexitas más homogéneas, por lo cual no ha sido posible establecer las relaciones entre ellos.

Sin embargo, cabe pensar que existen todos los pasos entre granitoides autóctonos y para autóctonos. La presencia de los últimos está demostrada p.e. en el afloramiento de serpentinitas al N de Bandeira¹ (Campo Marzo),

1) X: 557.200; Y: 4.731.200

que está atravesado por numerosos diques de granito homogéneo y leucocrático que no ha podido ser generado por anatexia en el seno de este cuerpo de composición ultrabásica. Cuando estos cuerpos más homogéneos no constituyen una masa importante, han sido incluidos en el conjunto de metatexitas y diatexitas.

Se han distinguido enclaves de numerosos tipos de rocas. Se trata de rocas cuya composición química no corresponde a la anatexia o cuya asociación mineralógica es estable bajo las condiciones de metamorfismo observadas en el conjunto que nos ocupa en este apartado.

1.1.4.2. *Cuarcitas* (Υ)

Una zona muy fragmentada con cuarcitas se extiende desde el monte San Sebastián¹ hacia el sur. Se trata de ortocuarcitas y cuarcitas micáceas de dos micas en forma de una capa de 2 metros como máximo, dentro de una zona con esquistos cuarcíticos. Son de grano fino a medio, de color blanco-amarillento o negro y tienen una foliación definida por las micas. La variedad blanquecina tiene mucha semejanza con la cuarcita tableada de la base del flanco oriental de la Unidad de Forcarey (Hojas de Cerdedo, 153/05-09 y de Puente-Caldelas, 186/05-10).

1.1.4.3. *Rocas calcosilicatadas* (CSi)

Son de aspecto muy variable. Tienen en común una textura casi masiva o algo foliada y una matriz compuesta de cuarzo y plagioclasa básica de tonos blanquecinos o grises en función de su grado de alteración, siendo en estado fresco de color gris oscuro.

Normalmente es posible reconocer manchas rosas de granate y cristales verdosos hasta negros de anfíbol y/o piroxeno diopsídico. Una variedad típica la constituye una roca calcosilicatada con matriz grafitosa de grano muy fino en que abundan porfiroblastos idiomorfos de granate de hasta 2 cm. de largo (al N de Castro de Agronovo²).

1.1.4.4. *Zona con abundantes enclaves de anfíbolita* ($\Psi^2 \xi A$)

Se trata de una zona con numerosos enclaves aislados de anfíbolita y neis anfibólico, entre los cuales no existe, al menos aparentemente, coherencia. Para más detalles remitimos al lector al apartado 2.5.4.

1.1.4.5. *Zona con abundantes enclaves de rocas ultramáficas metamorfizadas* ($\Psi^2 M \sigma o$)

Abundan en esta zona enclaves de serpentinitas transformadas en gran parte a rocas tremolíticas. Al igual que en el caso anterior, parece que no exista continuidad entre estos enclaves. La petrología de los enclaves se tratará en el apartado 2.5.3.

1) X: 553.600; Y: 4.728.100

2) X: 548.000; Y: 4.734.300

1.1.4.6 *Correlación y edad*

Los materiales del conjunto de metatexitas y diatexitas se correlacionan con las rocas que han sido indicadas con la notación PC-S y la sobrecarga "roca migmatizada" en la Hoja de Cerdedo (153/05-09). Son idénticos a los materiales indicados con la notación PC-Se y la sobrecarga "algo migmatizado" o "muy migmatizado" de las Hojas de Padrón (120/04-08) y Santiago (93/04-07).

Es probable que los granitoides migmatíticos ($\Psi\gamma^2$) de las dos últimas Hojas corresponden en parte a las diatexitas relativamente homogéneas de la presente Hoja. En el mapa de van ZUUREN (1969) se los han denominado neises metatexiticos, pero la mayor parte de aquellas rocas corresponde a la unidad PC-CAe de la Hoja objeto del presente estudio.

Los enclaves reconocidos en el conjunto de metatexitas y diatexitas nos permiten deducir algo sobre la posible posición estratigráfica de sus constituyentes antes de la migmatización.

1) Cuarcitas (Υ)

Se correlacionan con toda probabilidad con las de la base de la Unidad de Forcarey, opinión que se ve corroborada por la presencia en la misma zona de esquistos micáceos con grandes granates (hasta 5 mm), típicos para el "Autóctono" (PC-Se) y la zona de metasedimentos comprendida entre los dos niveles guía de cuarcita del flanco oriental de la Unidad de Forcarey de las Hojas de Cerdedo (153/05-09) y Puente-Caldelas (186/05-10).

2) Anfibolitas y neises anfibólicos (ξA y $\Psi^2 \xi A$)

Son comparables a los que afloran en la Unidad de Lalín y la Unidad de Forcarey y cabe suponer que las anfibolitas de los enclaves que se observan en los bordes exteriores de dichas unidades son idénticas a las que afloran dentro de sendas unidades.

Lo mismo se puede decir de las

3) Rocas calcosilicatadas (CSi), y de los

4) Paraneises plagioclásicos de los tipos que se encuentran en la Unidad de Lalín y la Unidad de Forcarey (no representados en la cartografía).

Procede observar que los enclaves de los tipos 2), 3) y 4) tienden a acompañarse en el complejo migmatítico.

5) Ortoneises.

Son de dos tipos: a) el ortoneis biotítico (${}_N \gamma_b^1$) y b) el ortoneis de dos micas (${}_N \gamma_{mb}^1$). Ambos tipos afloran también en la Unidad de Lalín.

6) Rocas ultramáficas metamorizadas ($M\sigma$ o $\Psi^2 M\sigma$).

Las rocas ultramáficas (peridotitas y derivadas) se conocen en Galicia únicamente en los complejos con rocas catazonales ("complejos polifásicos y polimetamórficos") y sus envolventes, de los cuales constituyen componentes altamente característicos. El complejo más cercano de este tipo es el de Ordenes.

Se excluye la posibilidad de que estos enclaves hayan sido arrastrados por magma granítico, dadas las estructuras de las diatexitas que en la gran ma-

yoría de los casos no son las de flujo magmático, sino de migmatización in situ. De lo señalado arriba se desprende que el conjunto de metatexitas y diatexitas engloba materiales de los otros tres dominios reconocidos en la presente Hoja y que incluye con toda probabilidad también materiales del "Autóctono" (PC-Se), por lo que podríamos decir que en cuanto al origen de sus rocas migmatizadas carece de individualidad.

En base a los enclaves observados no es posible reconstruir con seguridad los límites originales de los restantes dominios, que según parece eran irregulares, y tampoco ha sido posible establecer una conexión directa entre la Unidad de Lalín y la Unidad de Forcarey a través del conjunto de metatexitas y diatexitas, aunque parece probable que antes de la migmatización existiera continuidad entre estas dos unidades litológicamente tan parecidas.

1.2. DOMINIO DEL COMPLEJO DE ORDENES

Comprende materiales de litología y grado de metamorfismo muy variados.

Abarca la Cuenca de Ordenes y su Zona Periférica de DEN TEX (1981a), con rocas meso y hasta catazonales y además rocas aparentemente epizonales que podrían representar una envolvente de edad más reciente (Silúrico-Devónico inferior) de aquella Cuenca y su Zona Periférica.

Se han distinguido tres conjuntos de rocas:

- 1) "Complejo Básico" con rocas metabásicas correspondientes en parte a los llamados Complejos catazonales de la Zona Periférica de la Cuenca de Ordenes.
- 2) "Serie de Ordenes" con los "Esquistos de Ordenes" y rocas de origen ortoderivado que parecen ser intrusivas en ellos.
- 3) "Serie Periférica", en que abundan rocas verdes (esquistos básicos) de bajo grado de metamorfismo.

1.2.1. "Complejo Básico"

Consta de tres cuerpos aislados en que afloran casi exclusivamente anfíbolitas.

Se han distinguido tres tipos de anfíbolitas en base a diferencias en las facies de metamorfismo, indicadas éstas por la asociación cuantitativamente predominante de sus constituyentes mineralógicos. Las tres facies reconocidas son:

- 1) Facies granulita (ξA_{θ_3}).
- 2) Facies de las anfíbolitas con almandino (ξA_{θ_2}).
- 3) Facies de los esquistos verdes (ξA_{θ_1}).

Procede subrayar que en los dos tipos de anfíbolitas de facies más alta se observa siempre la presencia de minerales característicos para la facies más baja y que las distinciones no tienen, por tanto, una validez absoluta.

Los cuerpos occidental y central se caracterizan por la predominancia de anfíbolitas en facies de las anfíbolitas con almandino. En ambos cuerpos se han encontrado relictos de anfíbolitas en facies granulita. En la zona oriental predominan las anfíbolitas en facies de los esquistos verdes. Los contactos de los cuerpos son tectónicos (fallas o cabalgamientos), con la posible excepción del contacto NE del cuerpo occidental, que puede ser normal, pero la escasez de afloramientos y la fuerte alteración de las rocas en esta zona no permiten aclarar el problema.

1.2.1.1. *Anfíbolitas en facies granulita (relictos) ($\xi A_{\theta 3}$)*

Únicamente han sido encontradas en dos puntos dentro de la masa de anfíbolitas en facies de las anfíbolitas con almandino. Presentan el mismo aspecto que las últimas y es solamente a partir de estudios microscópicos como se advierte su existencia.

Se trata de relictos menos retrogradados en que se conserva la asociación piroxeno-granate-plagioclasa intermedia, la cual en rocas metabásicas define la facies granulita (véase apartado 2.2.1.1.). Corresponden a las plagiopirigarnitas con hornblenda de van ZUUREN (1969) y a las anfíbolitas en facies granulita (pirigarnitas) de la Hoja de El Pino (95/05-07).

1.2.1.2. *Anfíbolitas graníferas, esencialmente en facies de las anfíbolitas con almandino ($\xi A_{\theta 2}$)*

Forman casi la totalidad de los cuerpos occidental y central. Constituyen un conjunto de anfíbolitas con gran variedad litológica. La mayoría es de grano fino a medio, pero son frecuentes las facies de grano fino, siendo más raras las variedades de grano medio. La coloración es a base de matices de gris oscuro; por lo que atañe a su textura, predominan las anfíbolitas con una débil foliación y lineación de los anfíboles, pero no son raras las formas masivas. Ofrecen a menudo un bandeado vago y difuso a escala de mm. o cm. En ellas se observan lentes y capas leucocráticos compuestos principalmente de cuarzo y plagioclasa. Son anteriores al retrometamorfismo en facies de los esquistos verdes, están plegados de la misma manera que el bandeado difuso y es probable que representen segregaciones relacionadas con el metamorfismo anterior.

Existen pasos a rocas metabásicas de grano medio con textura en "cospo" o con textura gabroidea en que aparecen manchas verdosas de anfíbol y manchas blanquecinas de plagioclasa más o menos transformada en productos de retrometamorfismo.

La presencia de granates es corriente, pero debida a su escasa vistosidad escapan fácilmente a la atención del observador. Aparecen como cristales de color rojizo pálido y apagado, redondeados, subidiomorfos o xenomorfos y fuertemente poiquiloblásticos. Su tamaño no sobrepasa por lo general 2 mm.

Las diferencias litológicas entre los cuerpos son insignificantes. En el cuerpo central son frecuentes las anfíbolitas casi masivas de grano fino en que aparecen pequeños blastos ovoides y negros de anfíbol. También se han

observado en algunos puntos metabasitas de grano fino a medio con texturas gabroideas que hacen pensar en micrograbros.

Corresponden a las anfibolitas granatíferas de la Hoja de El Pino (95/05-07) indicadas con la notación ξA_2 y probablemente a parte de las "anfibolitas facies anfibólica localmente de esquistos verdes" (ξA_1) de la misma Hoja.

1.2.1.3. *Anfibolitas esencialmente en facies de los esquistos verdes* (ξA_{θ_1})

Asoman en el cuerpo oriental. Son esencialmente distintas de las descritas en los dos apartados anteriores. Predominan las variedades bien foliadas y de grano medio, alcanzando a veces una granularidad gruesa con anfíboles de hasta 1 cm. de largo.

A menudo se observa un bandeado muy nítido y muy regular con capas (mm.-cm.) verdosas con anfíbol y capas blancas compuestas principalmente de zoisita. El anfíbol es casi siempre de tonalidades claras (un ligero verde grisáceo) y existen variedades incoloras. No se han observado granates.

Al igual que en los otros cuerpos se han observado pasos a anfibolitas en "copos" y a rocas metabásicas con textura gabroidea.

Incluyen pequeños cuerpos de rocas ultramáficas metamorfizadas ($M\sigma\theta$) y raramente capas o escamas tectónicas de esquistos filitosos. El pequeño retazo de anfibolitas al O de Piloño¹ está fuertemente tectonizado y constituye una zona confusa con serpentinitas, clorititas y esquistos en que sin embargo predominan las anfibolitas en facies de los esquistos verdes. Se considera como la extremidad occidental del cuerpo oriental, que sufre un adelgazamiento gradual hacia el O, con toda probabilidad por motivos tectónicos.

1.2.1.4. *Correlación y edad*

Los cuerpos occidental y central del "Complejo Básico" se pueden correlacionar con las rocas metabásicas de los llamados Complejos básicos que constituyen un cinturón de pequeños cuerpos masivos individuales a lo largo de la periferia de la "Cuenca de Ordenes" (DEN TEX, 1981a). Son los de Agualada, Castriz, Bazar, Mellid, Sobrado, Teijeiro y el situado al este de Santiago, al que pertenece el cuerpo occidental de la Hoja a que nos estamos refiriendo.

La característica litológica más típica de estos complejos es la presencia de rocas metabásicas y ultramáficas. Petrológicamente, se distinguen por el hecho que de aparte del metamorfismo hercínico de presión baja a media, corriente en todo el Macizo Hespérico de Galicia, se dejan reconocer una o varias fases de metamorfismo anteriores de presiones media a alta (facies granulita y en algunos complejos facies eclogita), por lo que su metamorfismo es por lo menos evidentemente plurifacial o polifásico y podrían ser poli-metamórficos. Según DEN TEX (1981 a,b) representarían elementos del manto superior y/o de la corteza inferior o media, que se hubieran yuxtapuesto

1) X: 560.700; Y: 4.739.000

tectónicamente a rocas supracrustales que registraron sólo el metamorfismo hercínico de presión más baja.

Estas rocas no solamente afloran en el Complejo de Ordenes, sino también en los demás complejos con rocas catazonales que se han descubierto en el NW de la Península: Cabo Ortegal, Braganza y Morais.

Su edad resulta difícil de precisar. Dataciones radiométricas de granulitas máficas del Complejo de Cabo Ortegal indican una edad de 347 ± 17 m.a. para el cierre del sistema a finales del metamorfismo de alta presión (facies M-2, KUIJPER, 1979), por lo cual su edad debería ser precarbonífera. Según MARTINEZ GARCIA *et al.* (1975), las rocas catazonales básicas del Complejo de Cabo Ortegal representarían una suite ofiolítica asociada al ciclo caledoniano, por lo que su edad tendría que ser Cámbrico u Ordovícico.

La restricción más severa para el límite superior de su edad nos la suministran las observaciones realizadas en la Hoja de Sobrado (71/06-06), cuyos autores señalan una relación intrusiva del ortoneis de Mellid respecto al complejo básico del mismo nombre. La edad del ortoneis de Mellid según datos de KUIJPER (1979) es de 400 ± 24 m.a., correspondiente al Silúrico, por lo que se deduce que los complejos tendrían que ser al menos antesilúricos. Por tanto, se les atribuye una edad Precámbrico-Ordovícico, edad que no es conflictiva con un supuesto origen de las rocas metabásicas por fusión parcial a partir de diapiros secundarios de lherzolitas de edad paleozoico inferior (KUIJPER, 1979). Las anfibolitas en facies de los esquistos verdes del cuerpo oriental del "Complejo Básico", que no muestran indicios de que jamás hayan sido afectadas por un metamorfismo de grado superior, parecen formar parte, junto a las rocas de la "Serie Periférica", de la serie con afinidades ofiolíticas que constituye la envolvente de la "Cuenca de Ordenes y su Zona Periférica" de DEN TEX (1981 b) (ver también apartado 1.2.3.3.). Corresponderían al Complejo gabraideo de una típica secuencia ofiolítica.

1.2.2. "Serie de Ordenes"

Comprende los llamados "Esquistos de Ordenes" y además ortoneises y anfibolitas derivados, por los menos en su mayor parte, de rocas ígneas que parecen haber intruído en los primeros.

1.2.2.1. *Esquistos y Paraneises (PC-CA)*

Adquieren un gran desarrollo en el centro del Complejo de Ordenes. Constituyen un paquete monótono en que alternan esquistos micáceos, esquistos cuarcíticos, esquistos feldespáticos y paraneises esquistosos.

La alternancia de los componentes da origen a un bandeo a escala milimétrica y una estratificación a escala decimétrica o mayor. Generalmente son de grano fino hasta muy fino y sólo las variedades más micáceas alcanzan un tamaño de grano medio. Son de color grisáceo y tienen una marcada esquistosidad de flujo. Son abundantes los términos feldespáticos y en muchas ocasiones la denominación "Esquistos de Ordenes" que se les ha dado en la bibliografía resulta ser poco apropiada por predominar los paraneises.

Los únicos minerales índices típicos cuya presencia se reconoce a simple vista son la biotita y el granate. Abundan delgadas lentes o capas concordantes de cuarzo.

Deben proceder de sedimentos pelíticos y samíticos cuarzofeldespáticos.

Son idénticos a los Esquistos de Ordenes de PARGA PONDAL (1956). En la Hoja de El Pino han sido indicados con la notación PC-S.

La edad de esta unidad es dudosa, pues no se han encontrado fósiles que permitan datarla. El carácter intrusivo de los ortoneises del tipo de Sobrado ($\begin{matrix} b \\ N \end{matrix} \gamma \eta^1$) nos permite establecer un límite superior aproximado para su edad.

Según dataciones radiométricas, los ortoneises tendrían una edad de 400 a 450 m.a. (KUIJPER, 1979), lo que les situaría en el Silúrico-Ordovícico superior. Ya que los ortoneises parecen ser intrusivos y tomando en consideración la circunstancia de que el área en cuestión se sitúa en una zona paleogeográfica que se caracterizaría por las potencias reducidas de las formaciones paleozoicas (MATTE, 1968), es poco probable que sus techos alcanzarían niveles superiores al Cámbrico alto, por lo que se atribuye a los esquistos y paraneises como edad más probable una que va desde el Precámbrico al Cámbrico.

Han sido correlacionados provisionalmente con la Serie de Villalba y la Serie Negra de edad Proterozoico superior (DEN TEX y FLOOR, 1971).

1.2.2.2. *Lentejones cuarcíticos* (Υ_2)

Las rocas cuarcíticas representadas cartográficamente en la Hoja en cuestión son la continuación hacia el sur de lentejones constituidos por los términos más cuarcíticos y diferenciados en la Hoja de El Pino (95/05-07) con la notación de PC-Sq. Se trata de cuarzo-esquistos, metagrauwackas y semiesquistos constituidos casi exclusivamente por cuarzo y minerales micáceos.

1.2.2.3. *Rocas calcosilicatadas* (CSi₂)

Únicamente han sido observadas en un punto al sur de Lareo¹. Se trata de unas capas perfectamente concordantes de una roca de grano fino y de color gris claro, con apariencia de una cuarcita, que se compone de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, granate, anfíbol y esfena.

1.2.2.4. *Anfibolitas* (ξA_2)

Intercalados dentro de los "Esquistos de Ordenes" y concordantes con ellos aparecen lentejones y capas de anfibolitas y neises anfibolíticos. Macroscópicamente se trata de rocas grisáceas o negras de tonos verdosos o azulados. Suelen ser de grano fino y es frecuente que muestren un bandeo mineralógico que a veces puede ser muy fino y muy regular. Su textura varía de foliada y algo nematoblástica hasta casi masiva; en el último caso recuerdan a los tipos con textura gabroidea que se observan en el "Complejo Básico".

1) X: 561.200; Y: 4.740.700

Para la mayoría de ellas se supone un origen ortoderivado. Es probable que representen sills de rocas gabroideas o microgabroideas, como indican su concordancia y las texturas granudas que a veces poseen. Además, se han observado fenómenos que apuntan hacia un posible metamorfismo de contacto, como son el desarrollo de granates de gran tamaño (hasta 3 cm.) y la presencia de andalucita y posiblemente sillimanita en los metasedimentos inmediatamente colindantes.

Afloran con más frecuencia en una zona de dirección N-S que podría coincidir con el núcleo de una antiforma. Esta zona parece constituir un enlace entre el cuerpo occidental del "Complejo Básico" y unos cuerpos de anfíbolitas idénticas situados en la Hoja de El Pino (95/05-07). Se podría preguntar si las anfíbolitas de las intercalaciones delgadas y las de los cuerpos arriba mencionados, entre las cuales existen de hecho pocas diferencias, no podrían ser idénticas. En este caso, su grado y tipo de metamorfismo tendrían que ser iguales, lo que implicaría a su vez que los "Esquistos de Ordenes" en que se encuentran intercaladas las anfíbolitas, tienen que estar afectados por los mismos acontecimientos metamórficos que las rocas del "Complejo Básico". Para una discusión en más detalles véase el apartado 2.2.2.5.

Corresponden a los "lentejones métricos o decamétricos de anfíbolitas en Ordenes" (PC-S ξ A), de la Hoja de El Pino (95/05-07). Se les atribuye la misma edad que en aquella Hoja por ser intrusivas en los "Esquistos de Ordenes", para los cuales se ha adoptado una edad Precámbrico-Cámbrico.

Se han incluido en este grupo las anfíbolitas que afloran dentro del "Ortoneis de Sobrado" (${}^b_N \gamma \eta^1$). Parte de ellas representan diques básicos, por ejemplo las en que se observan pequeñas manchas blancas con secciones en "listones" que recuerdan vivamente a los fenocristales de feldespato en rocas porfídicas.

Las restantes podrían representar enclaves englobados por la roca granítica de que deriva el ortoneis.

1.2.2.5. *Ortoneis (Ortoneis de Sobrado)* (${}^b_N \gamma \eta^1$)

Afloran en el cuadrante NE de la Hoja, donde ocupan una superficie de contornos irregulares. Estratigráficamente se colocan entre los "Esquistos de Ordenes" y las anfíbolitas del "Complejo Básico".

Se trata de ortoneises de aspecto variable. El tipo más común es un ortoneis nítidamente porfídico o glandular, con numerosos porfiroclastos de feldespato blanco en una matriz grisácea o verdosa de grano muy fino. Los porfiroclastos, que pueden alcanzar una longitud de hasta 5 cm., se presentan en varias formas, observándose megacristales casi idiomorfos, megacristales con extremidades algo redondeadas, porfiroclastos en forma de glándulas ovoides o con secciones romboidales, lentes estirados y ondulantes, porfiroclastos fuertemente fracturados, con grietas rellenas de una pasta oscura de grano muy fino continua con la matriz y porfiroclastos rotos en fragmentos angulares más apartados. La matriz suele ser de grano muy fino; se

reconocen macroscópicamente micas oscuras, menos frecuentemente micas incoloras, cuarzo y fragmentos de feldespato.

La textura es igualmente variable. La textura más corriente es la de un ortoneis glandular algo planolinear, pero existen formas nítidamente lineares y variedades kakiríticas. Las últimas se observan especialmente en los bordes de la banda occidental. La trituración y milonización pueden alcanzar cotas tan elevadas que la roca se reconoce apenas como de origen ortoderivado, pero casi siempre se advierten algunos clastos de feldespato que delatan su identidad.

El número de porfiroclastos suele ser muy grande y fué probablemente esta riqueza en feldespato la que dió origen a la denominación "Ortoneis pegmatoide" con que se indican ortoneises comparables en la Hoja de Arzúa (96/06-07).

La variabilidad descrita anteriormente puede atribuirse a diferencias en intensidad y estilo de deformación. No ha sido posible distinguir zonas cartografiables en que predomina cierto tipo estructural. Una facies distinta, que podría estar relacionada con diferencias composicionales y texturales en las rocas originales, se observa en la parte NE del cuerpo septentrional, a partir de Salgueiros¹. Es un ortoneis que a veces llega a ser un granito néisico menos deformado, leucocrático hasta hololeucocrático, de grano medio y de textura casi equigranular.

Pasa de manera perfectamente gradual y muy suave al ortoneis glandular más oscuro del tipo normal.

Los contactos son por lo general netos, pero las malas condiciones de observación impiden a menudo localizarlos con exactitud y establecer su carácter.

Cataclasis y milonización son frecuentes en los contactos de la banda occidental, que sin duda representa una escama tectónica. En cuanto a los otros cuerpos, las cosas no están tan claras. No cabe duda que sus contactos están en parte condicionados por acontecimientos tectónicos, pero por otro lado se han observado fenómenos que apuntan hacia una relación intrusiva entre ortoneis y los "Esquistos de Ordenes", especialmente al N de Penarfas².

Además son numerosos en esta zona enclaves de metasedimentos en el ortoneis, a menudo caracterizados por blastesis de abundantes granates. En otros lugares se han observado fenómenos que sugieren metamorfismo de contacto en los metasedimentos próximos al ortoneis. Se trata de rocas duras, casi sin foliación y a veces con manchas oscuras, recordando en este caso a corneanas moteadas. Relaciones intrusivas han sido señaladas para el mismo tipo de ortoneis dentro del Complejo de Ordenes por HUBREGTSE (1973) y en las Hojas de Arzúa (96/06-07) y Sobrado de los Monjes (71/06-06). Es probable que los contactos sean primeramente intrusivos y que hayan sido retocados en muchos casos por fallas o cabalgamientos.

1) X: 560.400; Y: 4.741.100

2) X: 559.700; Y: 4.740.600

Dataciones absolutas (Rb/Sr) dieron como resultado una edad de 400 ± 23 m.a. y 450 ± 25 m.a. para el ortoneis de Mellid (Hoja de Arzúa, 96/06-07) y Curtis (Hoja de Guitiriz, 46/06-05) respectivamente (KUIJPER, 1979). (Procede señalar que edades U/Pb de circones procedentes de los mismos ortoneises se desvían considerablemente de las edades Rb/Sr: KUIJPER, 1979).

Están por regla general fuertemente alterados, con un elevado grado de caolinización de los porfiroclastos feldespáticos y no es frecuente que destaquen en el terreno en forma de bolos (facies normal) o en bloques con aristas suavizadas (facies leucocrática).

1.2.3. "Serie Periférica"

Los materiales de esta serie se sitúan entre el "Complejo Básico" y la Falla marginal. El contacto con las anfibolitas en el O es de carácter tectónico, ya que separa rocas en facies de las anfibolitas con almandino de rocas en facies de los esquistos verdes. En el contacto septentrional no existe tal salto en el grado de metamorfismo, pero se observan fenómenos que indican la existencia de fallas poco inclinadas o de cabalgamientos. Constituye, por lo tanto, una unidad enteramente bordeada por contactos mecánicos.

1.2.3.1. *Esquistos verdes, derivados en gran parte de vulcanitas básicas (PC-S₂)*

Ocupan la mayor parte de la "Serie Periférica". El contacto con los esquistos albiticos es, según parece, normal, mientras los contactos con el "Complejo Básico" y el Dominio externo son de carácter tectónico.

Constan esencialmente de rocas de grano fino hasta muy fino y de bajo grado de metamorfismo en que la nota dominante es la preponderancia de minerales verdosos característicos para la facies de los esquistos verdes. Estos minerales, pertenecientes a los grupos de la clorita, de la epidota y de los anfíboles, les confieren por regla general tonalidades verdes.

Comprenden materiales variados, como esquistos filiticos, rocas blanquecinas de grano muy fino, rocas blanco-verdes de grano fino a medio con cuarzo, albita y clorita, pero el término más característico y probablemente más abundante lo constituyen las anfibolitas con epidota de color verde pistacho o verde azul. Son de grano fino hasta muy fino, tienen una foliación generalmente débil y muestran a menudo un vago bandeo mineralógico, con bandas más oscuras.

La clasificación de los materiales, tanto en el campo como al microscopio, se ve dificultada grandemente por la finura de su grano, el elevado grado de alteración y la fuerte tectonización, razones por las cuales se conoce mal su distribución dentro de la unidad.

Las distintas facies definidas anteriormente a veces se presentan alternando entre sí; los contactos observados entre ellas son siempre concordantes.

Las rocas blanquecinas, tanto de grano fino como de grano fino-medio, son de escasa importancia cuantitativa. Afloran en capas o lentejones. Podrían representar rocas félsicas sódicas de una suite ofiolítica.

Se sospecha que la unidad contenga en su borde meridional, especialmente entre Aмоса¹ y Sulago², restos de ultramafitas, esquistos albiticos, anfíbolitas y ortoneis fuertemente tectonizados y retrogradados, pero la tectonización y la alteración, que en aquel borde alcanzan su grado máximo, impiden obtener seguridad acerca de un posible estiramiento de las correspondientes unidades litológicas a lo largo de la Falla marginal.

Los materiales se alteran a rocas marrones y a barros rojo-marrones. Dan pie a formas geomorfológicas suaves. Sólo en contados casos llegan a constituir resaltes que destaquen del terreno.

Sobre el origen de los materiales existen algunas dudas. Los esquistos filitosos derivarán de sedimentos pelíticos. Las rocas blanquecinas de grano fino podrían representar intercalaciones volcánicas ácidas y las de grano fino a medio podrían derivar de rocas filonianas. En base a su composición se supone un origen volcánico para las anfíbolitas con epidota ("greenstones" o "esquistos básicos"), pero en la Hoja estudiada no se han observado texturas o estructuras que podrían corroborar esta suposición.

Es probable que el conjunto represente un paquete volcánico-sedimentario con algunas intercalaciones ácidas y otros términos de una suite ofiolítica. Para más detalles sobre su posible origen referimos al lector a los apartados 1.2.3.3. y 2.2.3.1.

1.2.3.2. *Esquistos albiticos (a menudo grafitosos) (PC-S_pξ)*

Aparecen en el borde septentrional de la "Serie Periférica".

Se trata de metasedimentos de grano fino hasta medio de bajo grado de metamorfismo, que a menudo tienen un aspecto filitoso. Comprenden esquistos cloríticos verdosos, esquistos cuarcíticos y esquistos feldespáticos, siendo los últimos los componentes más abundantes y más característicos de la unidad.

Predominan tonalidades gris oscuro, especialmente el gris oscuro azulado, debido a un ligero contenido en grafito, mineral cuyo contenido sólo en contados casos y muy localmente llega a alcanzar valores tan elevados que es posible hablar de esquistos ampelíticos.

Los planos de esquistosidad suelen tener un brillo satinado y están a menudo crenulados ($\{F_2\}$).

Los esquistos feldespáticos se caracterizan por la presencia de numerosos pequeños blastos de albita. Su diámetro no sobrepasa, por lo general, 2 mm., pero pueden alcanzar un tamaño de hasta 4 mm. Son equidimensionales, subidiomorfos o glandulares y están casi siempre teñidos, exhibiendo matices rojizos, por lo que se confunden fácilmente con granates, también frecuentes en ellos.

1) X: 555.400; Y: 4.737.300
2) X: 559.800; Y: 4.735.700

No es raro observar que debido a la alteración los porfiroblastos de albíta han desaparecido, dejando hoyuelos en la roca.

El contacto con los esquistos verdes de la "Serie Periférica" parece ser normal. La unidad contiene en su borde septentrional pequeños cuerpos decamétricos de serpentinita y esteatita y además algunos de anfíbolita de un tipo que muestra cierta semejanza con las del "Complejo Básico". Representan posiblemente lentejones tectónicos.

Litológicamente la unidad es algo parecida a los esquistos albiticos del Dominio externo (PC-CAe).

Por su mayor resistencia a la erosión, resaltan algo en el terreno, constituyendo lomas alargadas según la dirección de la esquistosidad principal.

Derivan de sedimentos arenopelíticos-grauváquicos.

1.2.3.3. *Correlación y edad*

La "Serie Periférica" forma la continuación hacia el SO de una zona con materiales de bajo grado de metamorfismo que se extiende al S y SE del complejo catazonal de Sobrado-Mellid. Estos materiales han sido comparados con series en que aparecen rocas ofiolíticas o metaofiolíticas y que se encuentran al SE del Complejo de Cabo Ortegal (DEN TEX y FLOOR, 1972; HUBREGTSE, 1973; KUIJPER, 1979; DEN TEX, 1981 a, b) y alrededor de los Complejos de Braganza y Morais en el N de Portugal (DEN TEX, 1978).

Se trata de series caracterizadas por la presencia de metavulcanitas máficas, metaqueratófidos, serpentinitas y metasedimentos en facies de los esquistos verdes.

Estas rocas han sido encontradas encima de o intercaladas en rocas metasedimentarias de edad Silúrico o quizás hasta Devónico inferior (KONING, 1966; RIBEIRO, 1970, 1972; van der MEER MOHR, 1975; MARTINEZ GARCIA *et al.*, 1975; HO LEN FAT *et al.*, en prensa).

Sin embargo, una comparación entre la "Serie Periférica" y los materiales de la envoltura SE del Complejo de Cabo Ortegal, descritos bajo el nombre de Grupo de Moeche (Hoja de Cedeira, 07/06-03; MARTINEZ GARCIA *et al.*, 1975; y van der MEER MOHR, 1975), revela la existencia de ciertas diferencias, como la ausencia (al menos hasta el momento) en la "Serie Periférica" de fósiles, rocas calcareas, cherts, magnesitas sedimentarias y pizarras ferruginosas (facies "trasmontana" del Silúrico). De ser viables las correlaciones arriba señaladas y acogiéndonos a las dataciones de las referidas series con términos ofiolíticos, la "Serie Periférica" puede estar compuesta de o abarcar rocas de edad Silúrico. Por otro lado, existe la posibilidad de que los esquistos albiticos de la "Serie Periférica" sean correlacionables con los de la unidad PC-CAe, para los cuales una edad Precámbrico-Cámbrico parece ser más apropiada.

A la luz de lo señalado en la introducción de este capítulo se les atribuye provisionalmente una edad que puede ir desde el Precámbrico hasta el Silúrico, dejando abierta la posibilidad de que se extienda hasta el Devónico inferior.

1.3. DOMINIO DE LA UNIDAD DE LALIN

Las rocas de esta unidad ocupan la esquina SE de la Hoja. Forman parte de una unidad litotectónica arqueada que se extiende, además, por las Hojas de Cerdedo (153/05-09), Lalín (154/06-09) y Golada (122/06-08) y que fué definida por HILGEN (1971) como una unidad polimetamórfica y alóctona que mediante un contacto tectónico yacería discordantemente sobre las rocas del "Área centro-galaica de Esquistos" de van MEERBEKE *et al.* (1973) y MINNIGH (1974, 1978).

En su borde septentrional su estructura se adapta a la dirección de la Falla marginal del Complejo de Ordenes (presente Hoja) o se intercala una zona limitada por contactos tectónicos en que predominan directrices estructurales paralelizadas a la Falla marginal (Hoja de Golada, 122/06-08).

La zona septentrional fué distinguida por HILGEN (1971) como "zona intermedia". En este trabajo, sin embargo, se incluye en la Unidad de Lalín, ya que su litología, metamorfismo y la presencia de inyecciones graníticas y pegmatíticas no la distinguen del resto de la unidad. Además, en la presente Hoja, la Falla marginal pasa nítidamente al N de la zona referida, marcando un claro salto en el grado de metamorfismo.

Litológicamente, la unidad se distingue de los esquistos del "Área centro-galaica de Esquistos" ya referida por la abundancia de paraneises, anfíbolitas y ortoneises.

Todos los materiales de la Unidad de Lalín están inyectados por granito de dos micas ($_{3-4} \gamma_{m_b}^2$) y pegmatitas, especialmente los metasedimentos y el ortoneis de grano fino, dando a menudo problemas cartográficos la circunscripción de las masas granitoides importantes que se encuentran en su seno. Son menos abundantes en el cuerpo masivo de anfíbolitas y en el ortoneis de grano medio a fino.

En cambio, la migmatización *in situ* parece ser un fenómeno de escasa importancia en las rocas de la Unidad de Lalín.

1.3.1. Esquistos y paraneises (PC-CA ξ)

Los principales materiales que componen la unidad son esquistos bimicáceos, paraneises y rocas de tipo intermedio (esquistos neísicos y neises esquistosos). En los paraneises suele predominar la biotita sobre la moscovita y abundan los paraneises oscuros con alto contenido en mica negra.

Pueden diferenciarse dos tipos principales, entre los cuales existen todos los pasos intermedios:

- a) Un neis de grano fino a medio, equigranular, casi masivo y por lo general con un bandeo mineralógico paralelo muy regular.
- b) Un neis de grano medio a fino con porfiroblastos ovoides de plagioclasa. No es raro que ya en la muestra de mano se observa el carácter fuertemente poiquiloblástico de la plagioclasa, sugiriendo más la presencia de pequeñas manchas cuarzo-feldespáticas sacaroidales que de porfiroblas-

tos. A menudo las manchas de tonalidad blanquecina destacan de una matriz oscura rica en biotita, dando origen a neises ocelados oscuros muy típicos para la Unidad de Lalín.

La zona de metasedimentos entre el ortoneis biotítico (γ_b^1) y el cuerpo casi masivo de anfibolitas alrededor de Breijas¹ difiere algo del resto de los metasedimentos de la Unidad de Lalín debido al mayor desarrollo que tienen aquí los esquistos bimicáceos. Además, suelen tener granates de hasta unos mm. de diámetro (en los paraneises son generalmente inapreciables).

Los esquistos y paraneises derivan de rocas sedimentarias pelíticas y arenopelíticas-grauváquicas, respectivamente.

1.3.2. Anfibolitas (ξA_1)

Se intercalan entre los esquistos y paraneises algunos niveles de anfibolitas de escasa potencia (métrica-decimétrica). Son por lo general rocas de grano fino, de color verde muy oscuro hasta negro. La mayoría es de tipo masivo o algo nematoblástico, en que los prismas aciculares de anfíbol oscuro constituyen el componente principal y el único mineral fácilmente determinable a simple vista. Existen pasos graduales a variedades más foliadas de tonalidades más claras que contienen menos anfíbol y más feldespato y a otras en que ya en la muestra de mano se reconoce la presencia de biotita.

Todas las intercalaciones observadas, cuya representación cartográfica ha sido exagerada considerablemente, se muestran concordantes con respecto a los esquistos y paraneises encajantes.

También se ha incluido en la Unidad de Lalín un cuerpo casi masivo de anfibolitas con contornos irregulares al N de Silleda² en los alrededores de Breijas¹. Su contacto con los metasedimentos de la Unidad de Lalín es neto y concordante; el límite con el conjunto de metatexitas y diatexitas, en cambio, es difuso, ya que los granitoides de este conjunto engullen las anfibolitas. Predomina el tipo oscuro muy rico en anfíbol negro. A menudo se observa una lineación nítida definida por los prismas de anfíbol.

Merece especial mención una variedad de anfibolita en copos, que ha sido encontrada en el cuerpo ya referido y en la zona anfibolítica inmediatamente al sur de la Falla marginal. Son anfibolitas fuertemente inhomogéneas a escala centrimétrica, con rayas, manchas o nódulos muy ricos en anfíbol verde oscuro o negro, que contrastan con las partes feldespáticas blanquecinas de la roca. Los anfíboles de las rayas, manchas o nódulos, especialmente de los últimos, suelen ser de mayor tamaño y ostentan por lo general una lineación menos marcada que los de las partes feldespáticas. Las proporciones entre partes oscuras y blanquecinas fluctúan y hay tipos en que la parte feldespática es preponderante, constituyendo ésta la matriz y tipos con manchas blanquecinas irregulares en un fondo anfibólico oscuro. Son especial-

1) X: 561.000; Y: 4.732.150

2) X: 561.800; Y: 4.727.600

mente los últimos, los que pueden recordar a metagabros con textura "fláser".

Los contactos entre las anfibolitas masivas y oscuras y las anfibolitas en copos son concordantes y difusos. Existen pasos a anfibolitas bandeadas. No es raro observar en las anfibolitas del cuerpo casi masivo vetillas concordantes o discordantes de feldespato, con potencias desde 1 mm. hasta unos cm.

Por fin, cabe notar que la zona anfibolítica inmediatamente al sur de la Falla marginal se caracteriza por la presencia de una cantidad apreciable de otros materiales de la Unidad de Lalín y que su "pureza" no se iguala de ningún modo a la del cuerpo casi masivo de Breijas. El contacto de esta zona con los metasedimentos es difuso y su representación cartográfica no carece de cierto grado de esquematización.

Las anfibolitas se alteran a barros con colores rojo-anaranjados, especialmente vivos cuando están húmedos. En el cuerpo de Breijas, las anfibolitas llegan en algunos casos a formar lajas o pequeños escarpes con hasta 10 m. de altura.

De las anfibolitas se supone un origen ortoderivado. En la Hoja de Lalín (154/06-09), donde las intercalaciones de anfibolita alcanzan su máximo desarrollo dentro de la Unidad de Lalín, se han descrito bordes enfiados y texturas piroclásticas y en la Hoja de Cerdedo (153/05-09) se ha estudiado una muestra con textura blastoporfídica, confirmando su origen ígneo. Más indicaciones para un origen ortoderivado se presentarán en el capítulo sobre Petrología. Podrían representar emisiones o intrusiones estratiformes de rocas básicas (HILGEN, 1971; Hoja de Lalín, 154/06-09).

Las anfibolitas en copos derivan probablemente de rocas gabroideas. Pueden parecerse a gabros metamórficos (metagabros de tipo "fláser"); KO-NING (1966) ha podido reconocer en algunas anfibolitas al oeste de Fontao¹ una textura ofítica. Este autor considera como muy probable que las anfibolitas en copos representen intrusiones gabroideas en las anfibolitas "normales", es decir del tipo corriente. Los conocimientos que se disponen en estos momentos no nos permiten confirmar la validez de su hipótesis.

Para algunas anfibolitas, especialmente aquéllas que muestran pasos a los paraneises, no se descarta la posibilidad de que sean de origen paraderivado.

Las anfibolitas descritas en este párrafo corresponden a las que en la Unidad de Lalín de las Hojas de Lalín (154/06-09) y Cerdedo (153/05-09) están indicadas con la notación de ξA .

1.3.3. Ortoneises biotíticos (γ_b^1)

Bajo esta denominación se han agrupado ortoneises biotíticos de aspecto muy variable. Tienen distribución algo irregular, encerrando un área aproximadamente rectangular de metasedimentos. Es posible distinguir dos tipos esenciales, pero cabe subrayar que existen también ortoneises con caracteres intermedios.

1) X: 563.300; Y: 4.734.400

Ambos tipos se caracterizan por la ausencia o escasez de moscovita: son evidentemente ortoneises biotíticos, pero no es decir que su contenido en mica es necesariamente alto. De hecho, tipos de grano fino son a menudo leucocráticos.

a) Variedad de grano medio a fino.

Es un ortoneis biotítico de aspecto más o menos glandular. Su estructura fluctúa de algo planar a planolinear. Característicos para esta facies son glándulas feldespáticas. Pueden alcanzar dimensiones de varios centímetros y tienen casi siempre una forma alargada, definiendo con sus ejes longitudinales una lineación. Esta puede ser indicada además por rayas centimétricas en que está concentrada la biotita y por los ejes longitudinales de los minerales individuales, si bien esta última orientación no está muy bien desarrollada.

Los agregados cuarzofeldespáticos centimétricos infieren a la roca un aspecto que a primera vista sugiere ser el de un ortoneis de grano bastante grueso, pero en la mayoría de los casos resulta que se componen de un conjunto sacaroidal de grano fino hasta muy fino, por lo cual podríamos decir que estos ortoneises son frecuentemente de granularidad "seudogruesa". También existen tipos en que hay verdaderos megacrístales de feldespato, subredondeados o subdiomorfos. Son estos tipos aparentemente blastoporfídicos los que de manera más convincente sugieren un origen derivado de rocas graníticas, p.e. al NW de Noceda¹. Difieren de los granitos más tardíos que registraron una ligera neisificación, por su heterogranularidad marcada, con cuarzo y feldespato de grano medio englobados en una matriz de grano muy fino, pero completamente recristalizada. Son las variedades de grano más grueso y más glandulares las que dan origen a conjuntos de grandes bolos de disyunción, como por ejemplo inmediatamente al N de Rosende².

b) Variedad de grano fino.

En su forma más típica suele ser equigranular y de grano fino hasta muy fino. Difiere netamente de la variedad descrita antes por la ausencia de glándulas feldespáticas o cuarzofeldespáticas y por el desarrollo de una textura más linear, fluctuando entre planolinear y linear. Muy típica es una seudoestratificación a escala milimétrica o más fina aún, producida por concentraciones estratiformes de biotita y de cuarzo + feldespato. Lo que a primera vista parece constituir un bandeado muy fino y muy regular resulta ser, estudiado más en detalle, una textura con lentes cuarzofeldespáticos fuertemente aplanados según la foliación y, en las variedades más lineares, muy estirados según la dirección de la lineación, rodeados por una matriz cuarzofeldespática con biotita del mismo tamaño de grano que el de los lentes.

Los ortoneises pueden exhibir aspectos muy distintos en la misma muestra de mano, en función del corte observado con respecto a la lineación.

No es raro encontrar intercalaciones perfectamente concordantes de anfíbolitas o de metasedimentos en el ortoneis de grano fino y el contacto con aquellas rocas representado en la cartografía tiene a menudo el carácter de

1) X: 566.450; Y: 4.728.700

2) X: 564.500; Y: 4.728.000

una envolvente dentro del cual abunda el ortoneis. Esto se aplica especialmente a la mitad septentrional de la Unidad de Lalín comprendida en la Hoja estudiada.

Se han observado algunos enclaves decamétricos hasta métricos de la variedad de grano medio en el ortoneis de grano fino. Su presencia se nota fácilmente en el campo debido a los bolos de disyunción de la variedad de grano medio, que faltan por completo en la variedad de grano fino.

La perfecta concordancia que siempre se observa entre los ortoneises y los metasedimentos, sea encajantes, sea aflorando dentro de aquéllos, sugiere un derivado de los ortoneises de cuerpos ígneos concordantes y cabe pensar en una asociación plutono-(sub)vulcánica de rocas ácidas para explicar la observada variación de facies en los ortoneises biotíticos.

Aunque parte de los ortoneises de grano fino, especialmente aquéllos de tipo intermedio, podrían representar una facies más aplastada y más estirada del ortoneis de grano medio a fino, que con toda probabilidad deriva de un sill de roca granítica, no se descarta la posibilidad de que la forma más típica de la variedad de grano fino derive de intercalaciones (sub)vulcánicas. Ambos tipos experimentaron una fuerte recristalización y tienen que clasificarse petrológicamente como ortoneises blastomiloníticos.

1.3.4. Ortoneis peralcalino ($N \gamma_A^1$)

Únicamente ha sido encontrado al NO de Susovila¹. Es una roca de grano fino, rica en feldespato, que llega a constituir porfiroblastos ovoides de hasta 4 mm. de largo. Foliación y bandeado (paralelos) son vagos. El color es gris con tono azul o verde.

Hasta ahora ortoneises peralcalinos han sido encontrados en Galicia sólo en la Unidad de Lalín y la "Fosa blastomilonítica" ("Complejo de Noya").

Los granitos de que derivan son considerados por PRIEM *et al.* (1970) como manifestaciones de un plutonismo anorogénico de edad Ordovícico superior, al igual que el precursor ígneo del ortoneis biotítico ($N \gamma_b^1$) de la Unidad de Lalín.

1.3.5. Correlación y edad de los materiales de la Unidad de Lalín

Los metasedimentos de la Unidad de Lalín fueron indicados con la notación PC-S $\xi - \zeta$ en la Hoja colindante de Cerdedo (153/06-09). Según los autores de la última Hoja podrían ser equivalentes a la "Serie de Porto" de edad Cámbrico inferior a Precámbrico, que aflora al noroeste de Puebla de Sanabria (MARTINEZ GARCIA y CORRETGE, 1970) o quizá infrayacente a dicha serie.

PARGA PONDAL (1956, 1963a) incluyó la unidad en su "Grupo de rocas básicas del lolopito", interpretando la estructura en arco definida por las anfíbolitas como un lolopito.

1) X: 565.500; Y: 4.735.000

HILGEN (1971), en su definición y descripción de la unidad, dio énfasis al carácter polimetamórfico y policíclico y a su probable aloctonía, características que junto a la presencia en su seno de ortoneises blastomiloníticos recuerdan a la denominada "Fosa blastomilonítica" (DEN TEX y FLOOR, 1967) y a los Complejos de Cabo Ortegá, Ordenes, Braganza y Lagoa (ANTHONIOZ y FERRAGNE, 1978; DEN TEX, 1978).

Sin embargo, el carácter algo distinto de la Unidad de Lalín con respecto a los otros complejos mencionados, como la aparente ausencia de signos de metamorfismo catázonal (facies granulita o eclogítica), de anomalías gravitativas (presentes en los Complejos de Ortegá y Ordenes: van OVERMEEREN, 1975; KEASBERRY *et al.*, 1976), la ausencia o presencia solamente muy rudimentaria de rocas ultrabásicas (peridotitas y sus derivados), en combinación con la presencia de ortoneis peralcalino, aconsejan prudencia al correlacionar la Unidad de Lalín con los ya referidos complejos.

En la bibliografía se han encontrado dos dataciones absolutas de rocas que forman parte de la Unidad de Lalín (PRIEM *et al.*, 1970). Podrían suministrar indicaciones importantes sobre la edad de sus materiales si no se les hubiese restado importancia en una publicación posterior, como se expondrá a continuación. Las dataciones radiométricas han sido realizadas sobre dos muestras del ortoneis indicado con la notación ${}_N\gamma_b^1$ en la Hoja estudiada, de la cual una proviene de los alrededores de Rosende¹. Pertenecen a un grupo de muestras que definirían una isocrona (método Rb/Sr, roca total), de 438 ± 7 m.a., suponiendo estos autores una edad de 460-430 m.a. para los acontecimientos ígneos que dieron origen a la roca de que deriva el ortoneis en cuestión. Esto pondría el límite superior para la edad de los metasedimentos si suponemos que la roca original del ortoneis fue intrusiva. Como la datación marca el Ordovícico superior, resultaría una edad probable Precámbrico-Cámbrico para estos metasedimentos.

Sin embargo, KUJPER (1979) señala que el grupo de muestras ya referido no satisface los requisitos para definir una isocrona, poniéndose en duda el valor de las dataciones mencionadas.

Por lo tanto y pese a que a los metasedimentos se les ha dado la notación PC-CA en la presente Hoja, no se excluye en el estado actual de investigación la posibilidad de que la Unidad de Lalín comprenda rocas de edades más recientes, lo que podría valer más en particular para las anfibolitas, si éstas, o parte de éstas, representaran sills.

1.4. DOMINIO DE LA UNIDAD DE FORCAREY

Las rocas de este dominio penetran en el conjunto de metatexitas y dia-texitas del cuadrante SO de la Hoja.

Constituye la extremidad septentrional de una banda relativamente estrecha que se extiende desde unos km. al N de Avión (Puente-Caldelas, 186/05-

1) X: 564.500; Y: 4.728.000

10) hacia el norte, siguiendo rigurosamente las directrices generales de las estructuras hercínicas.

Alcanza una longitud de cerca de 36 km. antes de penetrar en nuestra Hoja.

Litológicamente se caracteriza por:

a) La presencia en la base (aparente, ya que siempre es posible que la serie esté invertida) de una zona con cuarcitas, anfibolitas, ortoneis y rocas calcosilicatadas.

b) La relativa abundancia de rocas plagioclásicas (esquistos plagioclásicos hasta paraneises).

Ocupa un sinclínorio de la segunda fase hercínica (fase de replegamiento longitudinal), siendo ésta la causa de que aflore en forma de faja estrecha; existen indicaciones petrológicas que apuntan hacia la posibilidad de que haya registrado un metamorfismo anterior al de la fase principal (presencia de granate de tipo I; véanse apartado 2.3.1. y Memoria de la Hoja de Cerdedo; 153/05-09).

Al igual que los materiales de la Unidad de Lalín, los de la Unidad de Forcarey están fuertemente inyectados por granito de dos micas del tipo $\gamma_{m b}^{2-4}$, pegmatitas y granitoides intermedios, llegando a constituir a veces migmatitas de inyección. La migmatización in situ está ausente o es sóloamente incipiente y un contraste con la región adyacente es la ausencia de diatexitas.

Los contactos con el conjunto de metatexitas y diatexitas suelen ser difusos, especialmente el que la limita en su parte norte. Sin embargo, a veces el paso de la zona poco o no migmatizada a la de diatexitas es brusco. Esto último y su conformación más o menos rectangular, con sus contactos oriental y occidental paralelos, de dirección N-S aproximadamente, desviándose de la dirección general de la banda (más al S, Hoja de Cerdedo) y que bajo un ángulo pequeño cortan la esquistosidad, nos induce a pensar que los contactos podrían estar definidos por fallas del sistema N a NNE (véase apartado 3.4.).

1.4.1. Esquistos y paraneises (PC-Sξ)

Constituyen los materiales principales de la Unidad de Forcarey.

Constan de esquistos cuarcíticos, esquistos bimicáceos, esquistos feldespáticos y paraneises esquistosos. Las rocas más plagioclásicas se concentran en la zona anfibolítica en el O y en el flanco oriental de la zona ocupada por la Unidad de Forcarey.

No es raro observar fenómenos de una incipiente migmatización, pero en contraste con el Dominio externo, no se han observado diatexitas, conservándose muy bien la esquistosidad.

En su totalidad, los metasedimentos son menos feldespáticos y más moscovíticos que los de la Unidad de Lalín. Los esquistos están mejor repre-

sentados que en dicha unidad y los paraneises suelen ser más esquistosos, menos oscuros y con la plagioclasa distribuida más homogéneamente, sin que lleguen a constituir los típicos poiquiloblastos ovoides en forma de manchas blanquecinas de los paraneises de la Unidad de Lalín.

Son idénticos a los materiales indicados con la notación PC-S ξ p en la Hoja de Cerdedo (153/05-09).

Los esquistos y paraneises son los equivalentes metamórficos de sedimentos pelíticos y arenopelíticos de cuarzosos a grauváquicos.

1.4.2. Anfibolitas (ξA_3)

Afloran en la esquina SW de la zona con rocas de la Unidad de Forcarey. Constituyen la continuación de la zona anfibolítica del flanco occidental de dicha unidad en la Hoja de Cerdedo (153/05-09), donde tienen mayor desarrollo, permitiendo distinguir varias subzonas en que se concentran las anfibolitas. En la presente Hoja tal distinción no ha sido posible y se ha presentado la envolvente de la zona en que se hallan los afloramientos, aislados y bastante escasos, de anfibolita. Son rocas masivas o algo nematoblásticas, de color verde oscuro hasta negra. Se observan pasos a paraneises oscuros, pero por lo general las capas de anfibolita están limitadas nítidamente. Su espesor fluctúa entre 5 cm. y algunos metros.

No es fácil aclarar con exactitud su origen. A diferencia con las anfibolitas de la Unidad de Lalín, no se han observado caracteres texturales que constituyan indicaciones directas para deducir un origen ortoderivado. Sólo es posible dar unas indicaciones indirectas para su origen, como es su gran parecido con las anfibolitas de dicha unidad, para las que se admite un origen ortoderivado (HILGEN, 1971; Hojas de Lalín, 154/06-09 y de Cerdedo, 153/05-09), el alto contenido en Ti que pueden presentar (Hoja de Cerdedo, 153/05-09) y la típica asociación de capas estrictamente paralelas y de gran extensión de anfibolitas de carácter básico y de ortoneises de carácter ácido en la zona anfibolítica, que sugiere ser el resultado de un vulcanismo bimodal. Por tanto, nos inclinamos hacia un origen ortoderivado de por lo menos la mayoría de las anfibolitas.

Corresponden a las anfibolitas indicadas con la notación ξA en la Unidad de Forcarey de la Hoja de Cerdedo (153/05-09).

1.4.3. Cuarzita (Υ_3)

La cuarzita que defina la aparente base de la Unidad de Forcarey y que más al sur constituye excelentes niveles guía, se ha hallado sólo en un afloramiento.

Es una ortocuarzita de grano fino a medio y de coloración blanquecina que se presenta en forma de una capa concordante con una potencia de 1 m. aproximadamente.

Deriva de areniscas cuarzosas.

Corresponde a la cuarcita que lleva la notación $\hat{\Gamma}$ en la Unidad de Forcarey en la Hoja de Cerdedo (153/05-09).

1.4.4. Ortoneis ($o\zeta_1$)

Son escasos sus afloramientos y, al igual que la cuarcita, no llega a constituir un nivel guía como más al sur. Se trata de unos bancos concordantes con un espesor máximo de 2 m. de ortoneis de dos micas, de grano fino a medio y de tonalidad clara. Los feldespatos tienden a formar pequeños porfiroblastos ovoides de hasta 4 mm. de longitud. Su textura es planar. La biotita es la mica predominante, pero en conjunto es un ortoneis algo leucocrático.

Es probable que el ortoneis represente emisiones volcánicas ácidas.

1.4.5. Rocas calcosilicatadas (CSi_3)

Afloran tanto en la zona anfibolítica como en el borde oriental de la faja con rocas de la Unidad de Forcarey.

Constituyen capas delgadas, de 5-20 cm., intercaladas concordantemente tanto entre anfibolitas como entre los metasedimentos más feldespáticos, siempre mostrando contactos nítidos. Son rocas blanquecinas o grises, de grano medio a fino, algo foliadas o masivas, en que pueden reconocerse macroscópicamente cuarzo, feldespato, anfíbol y manchas rosas de granate.

Capas más alteradas con plagioclasa blanca alternan a menudo con capas menos alteradas de coloración gris, dando pie a un bandeo muy característico. Variedades anfibólicas dan barros de color anaranjado claro. Una variedad muy rica en piroxeno diopsídico ofrece color blanco algo verdoso.

Corresponden probablemente a capas de sedimentos margosos.

1.4.6. Correlación y edad

La Unidad de Forcarey corresponde esencialmente a la llamada Unidad Superior ("Upper Unit") de MINNIGH (1978), estudiada con más detalle por dicho autor en la Hoja de Puente-Caldelas (185/05-10). Según él, la Unidad Superior posee una estructura sinformal y podría representar una unidad alóctona.

Es difícil averiguar la edad de los materiales de la unidad. No resulta muy viable una comparación con el Paleozoico inferior del borde oriental exterior de la zona galaico-castellana. Si bien la cuarcita tableada pudiese corresponder a la cuarcita armoricana del Ordovícico inferior, la aparente ausencia de fósiles, de conglomerados, de esquistos con coloración característica de tono "lie-de-vin" y de rocas grafitosas, hacen poco satisfactoria tal comparación litológica con el Ordovícico-Silúrico.

Se compara, hasta cierto punto, con la "Serie de Villalba" (Hoja de Villalba, 47/07-05), con sus cuarcitas tableadas, anfibolitas (en este caso en copos) y paraneises pelíticos.

Una comparación entre la Unidad de Forcarey y la Unidad de Lalín

muestra algunas semejanzas, como se ha expuesto en la Memoria de la Hoja de Cerdedo (153/05-09). Comoquiera que sea, la posible identidad de ambas unidades no arroja mucha luz sobre la edad de la Unidad de Forcarey ya que en el fondo la datación de la Unidad de Lalín es incierta (véase apartado 1.3.5.). Las indicaciones sobre la existencia de un magmatismo bimodal en la Unidad de Forcarey tampoco nos ofrece muchas posibilidades para determinar la edad, ya que, según parece, tal magmatismo se ha manifestado repetidamente en el Macizo Hespérico a lo largo de un período que va desde el Eocámbrico hasta el Paleozoico superior (KUIJPER, 1979).

A la luz de la ya señalada incertidumbre acerca de las edades de los mesosedimentos y teniendo en cuenta la caracterización general dada por MATTE (1968) de la zona Galicia Media-Tras-os-Montes (apartado 0.1.), parece lógico dejar abierta la posibilidad de que la unidad abarque rocas de una edad que puede ir desde el Precámbrico hasta el Silúrico.

1.5. CUATERNARIO

Se han distinguido y cartografiado diversos depósitos actuales y paracuales.

Alcanzan, por lo general, poca potencia y sólo han sido representados cuando alcanzan cierta entidad cartográfica.

1.5.1. Terrazas (QT)

Depósitos heterométricos con abundantes cantos redondeados en una matriz areno-limosa subordinada, han sido encontrados al N de Neira de Arriba¹. Los cantos, con diámetros de hasta 10 cm., derivan en su mayoría de cuarzo filoniano y de aplitas. Tienen una potencia de por lo menos 5 m. y en ellos se ubica una gravera abandonada. Se encuentran unos 40 m. encima del cauce actual del río Ulla. Corresponden con toda probabilidad a las terrazas señaladas en la Hoja de Padrón (120/04-08) por NONN (1966), quien les atribuye una edad probable Precuaternalio medio o reciente (véase también apartado 0.4.).

1.5.2. Suelos eluviales (QE)

Corresponden principalmente a suelos con materia orgánica y temporalmente húmedos o encharcados, procedentes de la alteración in situ y edafización de las rocas subyacentes. A veces engloban cantos poco evolucionados. Si bien algunos suelos cubren de una forma casi continua el país que enmarca la Hoja, sólo llegan a constituir una entidad geológica bien individualizada sobre algunas llanuras correspondientes a antiguas superficies de erosión y sus vertientes, coincidiendo con terrenos pantanosos conocidos localmente con el nombre de "brañas".

1) X: 546.450; Y: 4.734.300

1.5.3. Coluviones (QC)

Son formaciones que tapizan los vertientes de la sierra cuyo núcleo está compuesto por el filón de cuarzo de la Falla marginal. En correlación con la marcada asimetría de su perfil transversal, con las pendientes más fuertes en su vertiente septentrional, los coluviones tienen una distribución asimétrica, descendiendo más al lado N que en la ladera S. Se componen de cantos y bloques angulares y heterométricos de cuarzo procedentes del filón, dentro de una matriz limo-arenosa. Su espesor es débil, como testifican obras efectuadas en relación con la explotación del filón de cuarzo y parece que no sobrepase los 3 metros.

1.5.4. Llanuras aluviales y fondos de vaguada (QAL)

Estos depósitos aluviales están formados esencialmente por arenas y gravas con baja proporción de matriz limo-arcillosa. En las arenas se han observado estructuras sedimentarias, como estratificación cruzada. Las gravas son poligénicas y heterométricas. Se componen fundamentalmente de cantos subredondeados y redondeados con diámetros de hasta 35 cm. Alcanzan su mayor espesor en el fondo de los ríos Ulla y Deza, especialmente en la llanura aluvial situada en la confluencia de aquellos ríos. Los aluviales abandonados tienen aquí un espesor de por lo menos 10 m.

Las arenas se explotan, para la producción de áridos, en algunas grave-
ras situadas en lechos de crecida actuales de los ríos mencionados.

2. PETROLOGIA

2.1. DOMINIO EXTERNO

2.1.1. Unidad de los esquistos albiticos

2.1.1.1. *Esquistos albiticos* (PC-CAe)

La unidad abarca esquistos de cuarzo-moscovita-clorita-(biotita), pero los términos más característicos son los esquistos albiticos. Constan fundamentalmente de cuarzo, moscovita y albita (An₀₋₅). Accesorios observados son apatito, circón, opacos, turmalina y óxidos de Fe/Mn. La biotita está ausente o sólo presente en cantidades insignificantes, pero es posible que haya sido sustituida en gran parte, o completamente, por clorita, que a veces aparece en cantidades considerables.

Al igual que en la unidad colindante de los esquistos y paraneises (PC-S), la cloritización puede estar acompañada por la neoformación de feldespa-potásico.

No existen indicaciones para suponer que el grado de metamorfismo haya rebajado la zona de la biotita de la facies de los esquistos verdes.

La textura es marcadamente inequigranular, con porfiroblastos subidiomorfos y ovoides de albita en una matriz bandeada de grano fino-muy fino. Especialmente en sus núcleos pueden estar plagados por numerosas inclusiones de opacos en forma de polvo (¿grafito?), que normalmente indican una S_j recta o algo ondulada, con pliegues abiertos de pequeña amplitud. Son claramente anteriores a la S principal, que se moldea alrededor de ellos, incurvándose a veces fuertemente. La S_j suele hacer un ángulo con la S_e . La S principal está a menudo crenulada, pero una S de crenulación falta o es muy débil, solamente marcada por algunas moscovitas transversales. La deformación postcristalina es variable. Se han observado micas curvadas en las charnelas de las crenulaciones. En otros casos las charnelas han sido polygonizadas por moscovita. El cuarzo está siempre recristalizado, generalmente en cristales poligonales.

Se pueden reconocer, en orden cronológico, los siguientes fenómenos: una S_j recta o algo plegada en los porfiroblastos de albita, blastesis de la albita sin o tardicinemática con esta esquistosidad, desarrollo posterior de la esquistosidad principal y crenulación de ésta, con incipiente formación de una esquistosidad de crenulación y recristalización de intensidad variable.

Una posible correlación con los fenómenos del esquema tectónico de adaptación general en Galicia podría ser la siguiente $S_j = S_1$; blastesis de la albita = interfase F_1/F_1' , S principal = S_1' y la crenulación = F_2 .

2.1.1.2. *Rocas cuarcíticas* (Γ_0)

Se componen de cuarzo (80-95%), moscovita y clorita, indicando los filosilicatos una foliación. La textura es granoblástica, con el cuarzo algo dentado.

2.1.2. **Esquistos micáceos y cuarcíticos ("Autóctono")** (PC-Se)

Son esquistos con textura lepidoblástica, a menudo bandeada, con alternancia de capas milimétricas compuestas casi exclusivamente por micas y por cuarzo respectivamente. Componentes siempre presentes son cuarzo, moscovita y biotita. En las rocas más samíticas no es raro observar pequeñas cantidades de oligoclasa.

Como accesorios se han observado opacos, rutilo, esfena, circón, apatito y turmalina y como minerales secundarios clorita, sagenita y sericita.

Para más detalles sobre su petrología, remitimos al lector a la Memoria de la Hoja de Cerdedo (153/05-09), en cual Hoja adquieren un gran desarrollo.

2.1.3. **Unidad de los esquistos y paraneises**

2.1.3.1. *Esquistos y paraneises* (PC-S)

Las rocas reunidas en esta unidad muestran una amplia gama de tipos, según su composición y grado de retrometamorfismo.

Las rocas poco o nada retrogradadas se caracterizan por la paragénesis cuarzo-biotita-moscovita (+ oligoclasa), en que pueden aparecer además típicos minerales índices, como granate, fibrolita o andalucita. Tienen textura lepidoblástica hasta granolepidoblástica, normalmente bandeada y con una foliación neta y regular, que puede estar crenulada (λF_2 ?).

La deformación postcristalina es muy débil y las charnelas de las crenulaciones están poligonalizadas por las micas. Esquistosidad de crenulación falta o es muy vaga, indicada por unas pocas micas oblicuas. La plagioclasa es xenomorfa y poiquilítica, con inclusiones de cuarzo y micas, recordando la de la Unidad de Lalín o de la Unidad de Forcarey. Los minerales secundarios clorita y sericita tienen poco desarrollo.

Al aumentar el grado de retrometamorfismo progresa la sericitización de la plagioclasa, la sustitución de la sillimanita por moscovita y la cloritización de la biotita y del granate, mientras la oligoclasa puede pasar a albita. Al mismo tiempo se introduce feldespatos potásico en la roca, rellenando vetillas y sustituyendo a la biotita, resultando una íntima asociación de clorita + feldespatos potásico + opacos secundarios. Paralelo a este incremento en el grado de retromorfismo se nota un ligero aumento en la intensidad de deformación postcristalina, con micas y cloritas curvadas.

De esta manera, las rocas llegan a semejarse mucho a los esquistos albiticos y cloríticos (PC-CAe) de la unidad colindante de bajo grado de metamorfismo. Sin embargo, ni se han observado los típicos porfiroblastos ovoides de albita con una S_1 de grafito (?) en las rocas que nos ocupan en este apartado, ni se ha observado fibrolita, granate, andalucita o sus pseudomorfosis en los esquistos albiticos, cuya presencia ha sido advertida dentro de las presentes rocas a corta distancia del contacto entre ambas unidades.

El aparente paso gradual entre los esquistos y paraneises por un lado y los esquistos albiticos por otro, podría, por tanto, resultar de un retrometamorfismo tardío.

2.1.3.2. *Rocas cuarcíticas* (Υ_1)

Se trata de esquistos cuarcíticos hasta cuarcitas algo moscovíticas y feldespáticas, con una foliación indicada por las micas. Tienen textura grano-blástica, alotriomorfa y equigranular, con cuarzo de lobulado hasta poligonal.

2.1.3.3. *Ortoneis* ($\sigma \zeta_1$)

Es un ortoneis blastomilonítico con textura grano-blástica, alotriomorfa y algo inequigranular, con pequeños porfiroblastos de plagioclasa. Muestra una foliación débil, indicada por las micas y un bandeo mineral difuso. Los constituyentes principales son: cuarzo, albita-oligoclasa y microclina, con pequeñas cantidades de biotita, moscovita y granate (subidiomorfo, sin S_1). Accesorios son opacos, circón y apatito y minerales secundarios clorita, sa-genita y sericita. Su composición es granítica.

2.1.3.4. *Rocas calcosilicatadas* (CSi₁)

Paragénesis primaria: cuarzo, labradorita, piroxeno diopsídico, anfíbol

verde prismático, granate y esfena. Son evidentemente retrogradadas, con la siguiente paragénesis secundaria: zoisita, clinozoisita, anfíbol verde azul con hábito en agujas, y sericita. Muestran una textura marcadamente granoblástica.

2.1.4. Unidad de las metatexitas y diatexitas

2.1.4.1. *Metatexitas y diatexitas (inclusive granitoides migmatíticos e inyecciones graníticas)* (Ψ^2)

Las metatexitas son muy variables en cuanto a su textura y composición. El leucosoma tiene textura granoblástica, alotriomorfa, a menudo algo orientada, mientras el melanosoma muestra una textura de néisica a lepidoblástica. La composición del leucosoma es granítica o cuarzdiorítica, con cuarzo, microclina, albita-oligoclasa, biotita y moscovita como componentes principales. Además, se han observado granate y fibrolita. Como accesorios opacos, rutilo, apatito, circón y monacita y como minerales secundarios clorita, sagenita y sericita. Puede parecerse mucho a los granitos de dos micas, pero la foliación, el alto grado de alotriomorfía y la presencia de sillimanita pueden servir como caracteres distintivos.

El melanosoma se compone de los mismos minerales (salvo feldespato potásico), pero en otras proporciones, constituyendo biotita y sillimanita los componentes principales en rocas del tipo restito.

Las diatexitas tienen la misma mineralogía que el leucosoma de las metatexitas, pero son siempre de composición granítica.

Su textura es granoblástica y alotriomorfa, casi equigranular, normalmente algo foliada. Muy característica para la unidad de metatexitas y diatexitas es la paragénesis feldespato potásico primario + sillimanita. Indica que el metamorfismo ha alcanzado la subfacies más alta dentro de la facies de las anfíbolitas con almandino. Son notables la aparente ausencia de cordierita y la escasez de granate. La presencia del último mineral está restringida casi exclusivamente al paleosoma y parece que apenas haya existido neoformación de granate durante la migmatización. La sillimanita se presenta casi siempre en su variedad fibrolita, estando íntimamente asociada a las micas, dentro o alrededor de las cuales aparece en forma de haz de pinceles. Puede llegar a constituir agregados densos, orientándose, a modo grosso, paralelamente a la esquistosidad principal.

La deformación postcristalina, tanto de las metatexitas como de las diatexitas es muy ligera, manifestándose en una suave flexión de las micas y extinción ondulante del cuarzo. La esquistosidad principal está a menudo plegada ($\zeta F_2?$), pero las charnelas de los micropliegues están siempre poligonizadas y falta una esquistosidad de crenulación o es tan vaga, que su existencia queda dudosa. En contados casos la esquistosidad principal llega a dar la impresión de estar paralela a planos axiales de micropliegues muy apretados casi completamente borrados.

2.1.4.2. *Cuarcitas* (T)

Son ortocuarcitas, cuarcitas o cuarcitas impuras, con textura granoblástica, en que el cuarzo es algo lobulado. Las ortocuarcitas tienen cantidades muy pequeñas de moscovita y numerosos pequeños circones.

Existen pasos a esquistos cuarcíticos y a rocas con cantidades considerables de feldespato, esencialmente feldespato potásico. Es posible que se trate de rocas subarcóicas. Procede señalar que también en las cuarcitas de la Unidad de Forcarey se advierte a veces la presencia de feldespato potásico.

2.1.4.3. *Rocas calcosilicatadas* (CSi)

Constituyen un grupo heterogéneo de rocas granoblásticas, que pueden contener, además de cuarzo y plagioclasa, todos o alguno de los siguientes minerales: granate, piroxeno diopsídico y anfíbol (se han observado variedades de color verde algo azulado y casi incoloras). Como accesorios figuran esfena, opacos, apatito y circón. Productos secundarios son zoisita, clinzoisita y sericita.

2.1.4.4. *Zona con abundantes enclaves de anfibolita* ($\Psi^2\xi A$)

Remitimos al lector al apartado 2.5.4. de este capítulo, en que se tratará de las anfibolitas del Dominio externo.

2.1.4.5. *Zona con abundantes enclaves de rocas ultramáficas metamorfi-zadas* ($\Psi^2M\sigma$)

La petrología y petrografía de las rocas ultramáficas se describirá en el apartado 2.5.3.

2.2. DOMINIO DEL COMPLEJO DE ORDENES

2.2.1. "Complejo Básico"

2.2.1.1. *Anfibolitas en facies granulita* (ξA_{θ_3})

La existencia de anfibolitas en facies granulita se deduce de la presencia dentro de la misma muestra de una antigua paragénesis aparentemente estable de clinopiroxeno, granate y plagioclasa (An₃₅₋₄₅). Se ha encontrado solamente en dos muestras.

En ambas muestras se notan claramente los efectos del retrometamorfismo y es especialmente el piroxeno el que tiende a desaparecer, siendo sustituido por anfíbol verde. En una de las muestras, el anfíbol aparece como el mineral principal de una matriz nematoblástica, en que se encuentran partes más granudas en las que puede reconocerse la paragénesis primitiva de la facies granulita. En la otra muestra, el piroxeno, constituyendo grandes cristales xenomorfos de color verde claro con numerosas inclusiones de ilmenita orientadas cristalográficamente, se ve rodeado de anfíbol verde, que también crece entre los restos de granates mecánicamente desintegrados.

Otra etapa de retrometamorfismo es responsable de la formación de saussurita, clinozoisita, clorita y cuarzo, que sustituyen a los minerales de las facies más altas. Los accesorios son opacos, apatito y esfena.

No es posible deducir de lo anterior que todas las anfibolitas de los cuerpos en que fue señalada la paragénesis granulítica, han sido afectadas por la facies granulita. Como señaló van ZUUREN (1969), es posible que sus efectos fueran locales y que la mayoría de las anfibolitas fuesen metamorizadas en la facies de las anfibolitas con almandino.

2.2.1.2. *Anfibolitas con granate (esencialmente en facies de las anfibolitas con almandino)* ($\xi A_{\theta 2}$)

Se caracterizan por la frecuente asociación de clinoanfíbol verde, granate y oligoclasa-andesina (An_{20-45}). Al igual que las anfibolitas del apartado anterior, se ven afectadas por un retrometamorfismo que a veces alcanza cotas elevadas, resultando la formación de zoisita, clinozoisita, saussurita (principalmente zoisita de grano muy fino), serícita, clorita y cuarzo. Las segregaciones compuestas de plagioclasa (An_{30-35}) y posiblemente cuarzo, que no son raras en las anfibolitas, están también afectadas por el retrometamorfismo del grado más bajo. La textura de estas anfibolitas es muy variable. Existen tipos con textura granuda palimpséstica (gabroidea) y otros con textura granoblástica o nematoblástica, con o sin bandeado.

2.2.1.3. *Anfibolitas esencialmente en facies de los esquistos verdes* ($\xi A_{\theta 1}$)

Se componen de anfíbol tremolítico incoloro o de un verde muy claro, zoisita, clinozoisita, albita y clorita (una variedad magnésica, muy parecida a la de las serpentinitas). Accesorios son opacos, apatito, rutilo y cuarzo.

Muestran un bandeado muy nítido con capas anfíbolicas y capas albítico-zoisíticas. Este bandeado es de origen tectónico como se ve perfectamente en algunos puntos, desarrollándose a partir de rocas granudas con textura gabroidea. Indica una tectonización muy fuerte a través de todo el cuerpo en que afloran estas anfibolitas.

La textura es variable: granuda palimpséstica en las facies con aspecto de gabro, nematoblástica en la mayoría de los casos y algo milonitizada o filonitizada en otras. Una anfibolita con textura filonítica fué encontrada en la pequeña escama al O de Piloño¹. Normalmente la deformación postcristalina es débil o está ausente. En las anfibolitas de aspecto gabroideo, pueden observarse agregados de albita + zoisita pseudomórficos de cristales idiomorfos de plagioclasa más básica. No existen indicaciones para suponer que su grado de metamorfismo jamás haya rebasado el del que muestran ahora.

2.2.2. "Serie de Ordenes"

2.2.2.1. *Esquistos y paraneises* (PC-CA)

Desde el punto de vista petrológico, se trata de un conjunto monótono. La variedad petrológica más frecuente está constituida por esquistos micá-

1) X: 560.700; Y: 4.739.000

ceos, pero abundan también paraneises esquistosos con textura granoepidoblástica.

Se componen principalmente de cuarzo, moscovita, biotita y oligoclasa (An_{15-30}), con cantidades menores de granate y, más raramente, distena. En algunos casos se ha observado feldespato potásico, pero nunca en las rocas con distena. Los accesorios son opacos, rutilo, circón y apatito y minerales secundarios clorita (sustituyendo a biotita y granate), sericita (sustituyendo a plagioclasa y distena), leucoxeno y óxidos de Fe/Mn.

Los granates parecen, en la mayoría de los casos, ser anteriores a la esquistosidad principal, que se moldea alrededor de ellos. A veces se observa una S_i no muy neta, indicada por pequeñas inclusiones de opacos y rutilo, que no es paralela a la S_e . Se ha observado la presencia de grupos de biotitas en sombras de presión de granates. Son de formas irregulares hasta subidiomorfos.

La distena se encuentra normalmente en densos agregados de cristales sin orientación preferente, alrededor de los cuales se incurva la esquistosidad principal. Tienen sus ejes longitudinales paralelos a la esquistosidad principal. La esquistosidad principal puede estar crenulada, pero una esquistosidad de crenulación falta o es apenas perceptible. La distena y por lo menos parte de los granates son preesquistosidad principal y es probable que representen relictos de un metamorfismo de presión más alta que la del tipo habitual del metamorfismo hercínico en Galicia (Tipo Barrow). No se ha notado la paragénesis distena-granate-ortoclasa-plagioclasa-biotita, como en algunos paraneises de la zona de Mellid y atribuida a la facies granulita (HUBREGTSE, 1973) y es poco probable que su grado de metamorfismo haya sido superior al de la facies de las anfibolitas con almandino.

2.2.2.2. *Rocas calcosilicatadas* (CSi_2)

Son rocas de grano fino, con un bandeado regular y muy nítido, causado por la alternancia de capas milimétricas compuestas casi exclusivamente de cuarzo ondulante y lobulado con capas compuestas esencialmente por pequeños cristales zonados de clinozoisita, anfíbol fibroso de color verde claro hasta incoloro y granates xenomorfos. Además se han observado circón, esfena y opacos.

2.2.2.3. *Lentejones cuarcíticos* (Γ_2)

Son las continuaciones hacia el sur de las rocas indicadas en la Hoja de El Pino (95/05-07) y descritas en la correspondiente Memoria bajo el nombre de cuarzo-esquistos y metagrauwackas. Corresponden a los términos más cuarcíticos de los esquistos y paraneises de la "Serie de Ordenes".

2.2.2.4. "Ortoneis de Sobrado" (${}^b_N \gamma \eta^1$)

El microscopio revela que este ortoneis está fuertemente tectonizado. Se trata de una trituración muy intensa, resultando una textura caracterizada por la presencia de porfiroclastos de feldespato en una matriz bandeadada y lepidoblástica de grano muy fino que envuelve los porfiroclastos. La recristalización

es insignificante. Todos los minerales están deformados, inclusive la clorita que sustituye a la biotita. El cuarzo tiene extinción fuertemente ondulante y bordes dentados y muestra casi siempre textura en mortero. Las micas y feldespatos están fracturados y torcidos.

El bandeado de la matriz se ondula, moldeándose alrededor de los porfiroclastos de feldespato y puede estar plegado intensamente (F_2).

Como minerales principales se han observado cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, mica incolora y clorita. Accesorios son opacos, minerales radioactivos, apatito, esfena, clinozoisita y granate (pequeños cristales subidiomorfos, subredondeados, claros y sin S_i , probablemente pre-S principal).

Casi siempre están alterados. La biotita está a menudo sustituida por mica incolora o clorita + opacos o leucoxeno y los feldespatos por materiales arcillosos, sericita y/o saussurita. Estas sustituciones retrógradas dificultan la determinación del feldespato y, consecuentemente, la de la composición de la roca. La variedad leucocrática, que es la menos alterada, es claramente granítica, con una cantidad considerable de microclina y plagioclasa de composición albitica (An_{0-5}). En las demás rocas la plagioclasa es más básica y se ha medido un contenido de hasta 35% de An. La proporción de feldespato potásico fluctúa entre pequeña y cero. Además, parece que en algunos casos el feldespato potásico sea principalmente de origen tardío, rellenando vetas en la plagioclasa, hasta formar mesopertita gruesa. Ya que parece existir una relación inversa entre el contenido en An de la plagioclasa y el contenido en feldespato potásico de la roca, es probable que esta variabilidad refleje diferencias en la composición original de la roca, que podría haber variado entre cuarzodiorítica y granítica. Una variación composicional fué señalada también para este ortoneis en otras zonas del Complejo de Ordenes, p.e. en las Hojas de Sobrado (71/06-06) y de Arzúa (96/06-07) y por HUBREGTSE (1973).

La facies original parece haber sido la de las anfibolitas con almandino ($Q + Pl + Fk + Bt + Gt$), pero la retrogradación a la facies de los esquistos verdes es pronunciada. No se han observado signos que apunten hacia la posible existencia de un metamorfismo en facies granulita. Una diferencia importante con los ortoneises de fuera del Complejo de Ordenes es la insignificancia de la recristalización después de la tectonización que deforma la esquistosidad principal.

2.2.2.5. *Anfibolitas* (ξA_2)

Se componen principalmente de anfíbol verde o verde azul y plagioclasa (An_{25-45}). A veces poseen granate. Relictos de clinopiroxeno han sido hallados por FELIUS (1967). Accesorios son esfena, apatito, rutilo y opacos. Minerales secundarios son zoisita, epidota, clorita, sericita y cuarzo.

Texturalmente son tan variadas como las anfibolitas con granate ($\xi A_{\theta 2}$) del "Complejo Básico", a las cuales se asemejan mucho. No se descarta la posibilidad de que sean idénticas a éstas. El hecho de que en las anfibolitas

objeto de estudio de este apartado no ha sido observada la paragénesis con plagioclasa intermedia, clinopiroxeno y granate, característica para la facies granulita, no es un argumento muy convincente contra la suposición de que sean iguales, ya que relictos de esta facies son muy raros en la presente Hoja y la probabilidad de encontrarlos en los cuerpos de dimensiones tan reducidas como las de las intercalaciones, tiene que ser baja. Además, se desconoce la importancia cuantitativa de las rocas en facies granulita, ya que es posible, como señaló van ZUUREN (1969), que la facies fuera alcanzada sólo localmente.

2.2.3. "Serie Periférica"

2.2.3.1. *Esquistos verdes derivados en gran parte de metabasitas volcánicas (PC-S₂)*

Son mayoritariamente rocas de grano fino con una esquistosidad no muy bien desarrollada. La esquistosidad principal resulta ser paralela a los planos axiales de una crenulación de otra anterior. A su vez puede estar crenulada, sin que se haya observado el desarrollo de una nueva esquistosidad de crenulación.

Es posible distinguir dos grupos de rocas dentro de la unidad:

a) Un primer grupo con mica incolora o algo coloreada como componente principal.

Son esquistos bandeados con cuarzo, micas incoloras o ligeramente coloreadas y clorita en cantidades variables. Representan probablemente rocas sedimentarias o volcanosedimentarias.

En el mismo grupo se han incluido las intercalaciones delgadas de rocas verde/blancas de grano fino a medio. Estas últimas rocas se componen principalmente de cuarzo y albita, con cantidades menores de mica incolora y/o clorita. Feldespato potásico se halló en una muestra únicamente. Todas las muestras de este tipo están fuertemente tectonizadas, con textura en mortero alrededor de porfiroclastos de cuarzo y albita. Son de grano notablemente más grueso que las demás rocas de la unidad. Es probable que deriven de rocas filonianas, p.e., plagiogranitos.

b) Un segundo grupo sin mica incolora, salvo en cantidades accesorias o en forma de sercita secundaria.

En este grupo se encuentran las rocas más típicas de la "Serie Periférica". Se componen de albita, clinozoisita, anfíbol verde o verde azul, y clorita. Como accesorios se han observado apatito, esfena, opacos, sercita, óxidos de Fe y estilpnomelana. Este último mineral aparece en pequeños cristales aciculares o con secciones en listones que a menudo se orientan oblicuamente a la esquistosidad principal. (La presencia de este mineral de difícil determinación por métodos ópticos ha sido probada mediante investigación con rayos X: FELIUS, 1967).

Su textura varía desde nematoblástica a granolepidoblástica.

A estas rocas se les supone un origen volcánico o volcanosedimentario.

No se han observado pruebas texturales o estructurales sobre este origen, salvo la presencia, muy esporádica, de algunos megacrístales de albita que podrían indicar una textura blastoporfídica. En las muestras estudiadas, no se han encontrado agregados radiales de clinozoisita, los cuales son interpretados por algunos autores como relictos de vacuolas, aunque sí han sido señalados por 't HART (1973) y también en la Hoja colindante de Golada (122/06-08).

La interpretación de la presencia de estilpnomelana en estos metasedimentos, resulta hasta el momento problemática, ya que aparece como posterior a la esquistosidad principal, la cual se atribuya a la S_1' .

2.2.3.2. *Esquistos albiticos, a menudo grafitosos* (PC-S ξ _p)

Son esquistos de grano muy fino fuertemente tectonizados y alterados. Se componen esencialmente de cuarzo, mica incolora o ligeramente coloreada, y clorita. Siempre presentan gran cantidad de óxidos de Fe/mn secundarios, que tñen los demás componentes, dificultando las observaciones petrográficas.

También es frecuente el leucoxeno, que se presenta en pseudomorfosis de un mineral con secciones en listones que es anterior a la crenulación tardía.

Estos esquistos tenían abundantes porfiroblastos idiomorfos de granate de unos mm. de diámetro y, menos frecuente, de albita, de los cuales solamente quedan relictos en agregados pseudomórficos de clorita (+ sericita + óxidos de Fe/Mn) y sericita + óxidos de Fe/Mn, respectivamente. El granate es anterior a la esquistosidad principal; tiene sombras de presión bien desarrolladas en que recrystalizó cuarzo.

Pertenecen a las pocas rocas de la Hoja que manifiestan de manera clara la existencia de dos esquistosidades, siendo la de mayor desarrollo una esquistosidad de crenulación que a veces llega a borrar casi completamente la esquistosidad anterior. Pueden existir deformaciones importantes posteriores a la esquistosidad principal, las cuales la crenulan, pero sin desarrollar, de un modo general, una tercera esquistosidad, la cual únicamente llega a aparecer en zonas cizalladas y filonitizadas.

La deformación postcristalina es, por regla general, débil y las crenulaciones tardías suelen estar poligonizadas.

Los materiales de la "Serie Periférica", pertenecen a la subfacies más alta de los esquistos verdes.

2.3. DOMINIO DE LA UNIDAD DE LALIN

2.3.1. *Esquistos y paraneises* (PC-CA ξ)

Son neises y esquistos micáceos cuya mineralogía fundamental consta de cuarzo, plagioclase, biotita y moscovita. Además pueden presentarse granate (en dos tipos) y fibrolita. Como accesorios se han observado opacos,

circón, apatito y turmalina, el último mineral a veces en cantidades que casi le confieren el carácter de constituyente principal.

La plagioclasa en los paraneises es muy característica por constituir poiquiloblastos ovoides o irregulares con marcada textura en criba, siendo sus inclusiones sobre todo cuarzos subredondeados, pero también numerosos cristales de mica y granate. Es raro que muestren una S_1 ; en los casos en que ésta se observa es recta y no coincide con la S_0 (= S principal). Los porfiroblastos no perturban, o lo hacen muy ligeramente, a la esquistosidad. Son poco zonales y su composición es generalmente la de oligoclasa; sin embargo se han llegado a medir valores de hasta An_{42} .

La textura es granolepidoblástica hasta lepidoblástica, con una foliación principal neta y regular y a menudo un bandeo mineralógico. Son equigranulares hasta algo inequigranulares, siendo debida la última textura a la presencia de los poiquiloblastos de plagioclasa. Las deformaciones postcristalinas suelen estar ausentes o ser muy débiles y son raros los micropliegues que afectan a la S principal, deformando, cuando existen, ligeramente las micas. En contados casos, se observa una segunda foliación muy vaga indicada por micas, pero no se han encontrado ejemplos claros que permitan relacionar esta esquistosidad con los micropliegues.

Entre los granates es posible distinguir dos tipos, llamados respectivamente tipo I y tipo II (HILGEN, 1971, Memorias de las Hojas de Lalín, 154/06-09; Cerdedo, 153/05-09 y Golada, 122/06-08). El granate tipo I se presenta en su forma más típica como cristales fuertemente anubarrados de pequeño tamaño y de formas irregulares ("reabsorbidos"). Pueden encontrarse incluidos en porfiroblastos de plagioclasa, biotita, andalucita y estaurilita y representan un metamorfismo anterior a la fase hercínica principal, prehercínico o hercínico temprano.

El granate de tipo II es de tamaño mayor, limpio, idiomorfo-subidiomorfo. La distinción entre los dos tipos no siempre es fácil, debida a la existencia de tipos intermedios.

Fibrolita y turmalina se han encontrado en muestras que provienen de muy cerca de granitos. La turmalina sustituye a la biotita y la fibrolita está sustituida parcialmente por moscovita tardía.

2.3.2. Anfibolitas (ξA_1)

a) Variedades nematoblásticas y néisicas (anfibolitas "normales").

Son variables tanto en su mineralogía como en su textura. La textura varía desde granoblástica sin orientación hasta nematoblástica con orientación muy acusada. La mineralogía fundamental es anfíbol + plagioclasa, pero pueden añadirse a la paragénesis en proporciones variables uno o más de los siguientes minerales: cuarzo, biotita, feldespato potásico y moscovita. En los pasos a neises anfíbólicos el cuarzo y la biotita llegan a constituir minerales principales. Como accesorios pueden encontrarse clinzoisita, esfena, opacos, apatito y como productos secundarios sericita, clorita y leucoxeno.

El anfíbol es hornblenda verde con hábito de prismático hasta acicular y marcado pleocroísmo: α = amarillo claro hasta incoloro, β = verde y γ = verde algo azulado. Esquema de absorción: $\alpha \ll \beta \sim \gamma$.

El ángulo de extinción alcanza valores de hasta 23° ($\gamma \wedge c$). En contados casos se observan cristales zonados con núcleos menos coloreados y bordes más verdes; el ángulo de extinción del núcleo es mayor que el del borde.

La plagioclasa, poco maclada, muestra un zonado a menudo inverso. La composición fluctúa entre An₂₅₋₅₀ (oligoclasa-andesina).

b) Anfíbolitas en copos.

Son muy distintas de las nematoblásticas.

Aparte de anfíbol verde y plagioclasa pueden contener cantidades considerables de diópsido.

La plagioclasa y el anfíbol (+ piroxeno) se concentran en agregados de formas muy diversas, como manchas irregulares, lentes y capas, pero que a veces parecen ser pseudomorfos de cristales de tamaño medio a grueso. Derivan de cristales más grandes, lo que corrobora la presencia de megacristales de plagioclasa y de anfíbol en la misma roca. En los megacristales de anfíbol se advierte a menudo la presencia de piroxeno en forma de relictos irregulares, que parece haber sido sustituido parcialmente por el anfíbol, relación notablemente en contraste con la que se observa en los agregados en que el anfíbol y piroxeno constituyen, según parece, una paragénesis estable.

Creemos que los megacristales observados representan porfiroclastos provenientes de una roca metamórfica originalmente de grano medio-grueso (ζ metagabro?) en que el piroxeno era inestable. Después de una intensa trituration la roca recristalizó bajo circunstancias en que tanto el anfíbol como el diópsido eran estables. La deformación actual de los minerales es casi inexistente. La plagioclasa de los agregados es perfectamente poligonal. Muestra un zonado subidiomorfo oscilante e inverso.

2.3.3. Ortoneises biotíticos ($N \gamma_b^1$)

Son ortonaises que se componen de cuarzo, microclina, oligoclasa-albita (An₀₋₁₅), biotita y de cantidades muy pequeñas de moscovita. Se han observado además accesorios radioactivos, opacos, apatito, granate y, como productos secundarios, clorita y sericita. La moscovita es secundaria. Sustituye a la plagioclasa en forma de sericita, con pasos a cristales algo más grandes de contornos irregulares, y también a la biotita, formando cristales subidiomorfos que incluyen en este caso numerosos opacos, entre los cuales figura la ilmenita.

El granate es raro. Se ha observado sólo en algunas muestras y en cantidades muy pequeñas. Constituye cristales subidiomorfos algo redondeados, incoloros y claros. No se observa una S_j y tampoco desviaciones de S_e alrededor de ellos.

La composición actual de los ortonaises es francamente granítica, pese a representar tipos biotíticos.

Los dos tipos descritos en el apartado 1.3.3., se dejan reconocer también al microscopio.

La variedad de grano medio a fino tiene una textura marcadamente inequigranular, con grandes megacristales de microclina repletos de inclusiones de cuarzo y plagioclasa, y a veces también con megacristales de cuarzo, en una matriz de grano fino compuesta por todos los minerales presentes en la roca. Los megacristales de microclina muestran a menudo maclas según la ley de Carlsbad. Pueden contener inclusiones orientadas de plagioclasa y en algunos casos se observan pasos de megacristales a agregados de microclina con textura en mosaico poligonal que parecen representar partes fracturadas y recristalizadas de los primeros.

Estos megacristales se consideran como relictos de una roca granítica porfídica y su presencia indicaría de este modo una textura blastoporfídica.

La matriz es granuda y alotriomorfa, con minerales que tienden a tener contornos poligonales. La biotita está distribuida irregularmente dentro de la roca. Se concentra junto con accesorios radioactivos y apatito en grupos, dentro de los cuales los cristales no muestran casi nunca una orientación preferente. Las variedades de grano medio a fino son más ricas en biotita que las variedades de grano fino, que son leucocráticas. Estas tienen una textura granuda, alotriomorfa, equigranular y poligonal. Normalmente se nota una foliación que puede estar indicada por: a) una orientación de las biotitas, b) una orientación de cuarzos alargados y c) un vago bandeado mineralógico a escala microscópica. Contienen poca biotita y muy poca moscovita.

La recristalización de ambos tipos de ortoneis ha sido muy fuerte, principalmente de tipo estático, como lo prueba el predominio de texturas poligonales. La deformación actual es débil.

Representan ortoneises recristalizados (blastomiloníticos).

2.3.4. **Ortoneis peralcalino** ($N \gamma_A^1$)

Se trata de una roca compuesta de cuarzo, albita, microclina y egirina. Accesorios son opacos (abundantes), un mineral no identificado de color naranja (*?lepidomelana?*) y circón.

Su composición es alcaligranítica. La textura es granoblástica y alotriomorfa, algo inequigranular y con una foliación muy vaga, definida por la egirina, que se presenta en forma de cristales xenomorfos hasta subidiomorfos, casi equidimensionales o algo prismáticos. La albita tiende a constituir poiquiloblastos xenomorfos poco o nada maclados, con inclusiones de cuarzo y egirina. Pueden presentar una orientación preferente, definiendo una S_i recta, que es independiente de la S_e (ambas muy vagas). En una variedad muy albitica se han hallado abundantes circones de grandes dimensiones (hasta 2 mm.) de formas irregulares. Circones muy parecidos han sido descritos por FLOOR (1966), en los ortoneises peralcalinos de la "Fosa Blastomilonítica".

2.4. DOMINIO DE LA UNIDAD DE FORCAREY

2.4.1. Esquistos y paraneises (PC-S ξ)

Los esquistos micáceos y cuarcíticos son esencialmente iguales a los que aparecen en la "Unidad de los esquistos micáceos y cuarcíticos" (PC-Se), a cuya descripción remitimos al lector.

Los paraneises tienen como mineralogía fundamental cuarzo, oligoclasa (An₁₀₋₂₅), biotita y moscovita. Accesorios son opacos, apatito, circón y rutilo y minerales secundarios clorita, esfena y sericita.

Tienen textura lepidoblástica hasta néisica. La plagioclasa se presenta generalmente en blastos xenomorfos con pequeñas inclusiones redondeadas de cuarzo que no marcan ninguna S_j. Tienden a veces a constituir pequeños porfiroblastos plagados de cuarzo y micas, como los de la Unidad de Lalín.

La foliación es nítida y regular y no se observan deformaciones postcristalinas destacables.

No se han observado granates, ni del tipo I ni del tipo II de los ya descritos en la Unidad de Lalín.

2.4.2. Anfibolitas (ξA_3)

Son fundamentalmente iguales a las de la Unidad de Lalín. Como éstas, pueden mostrar pasos a neises anfibólicos y rocas calcosilicatadas. Las texturas palimpsesticas observadas en las anfibolitas de la Unidad de Lalín no se han encontrado, por lo menos de forma clara, en las de la Unidad de Forcarey, pero la gran similitud con las primeras y la riqueza en esfena, que se manifiesta en un alto contenido en TiO₂ en algunos análisis químicos, apuntan hacia un origen ortoderivado.

2.4.3. Cuarzita (Υ_3)

Revela al microscopio una textura granoblástica y poligonal. Las deformaciones de los minerales son débiles. Representa una ortocuarzita con cantidades muy pequeñas de moscovita, mineral que define una foliación muy regular. Como accesorios se han observado circón y opacos.

2.4.4. Ortoneis (o ζ)

Muestra textura granoblástica, alotriomorfa, subpoligonal y equigranular. Las biotitas indican una foliación vaga, pero muy regular. La deformación de los minerales es muy ligera. Los constituyentes principales son cuarzo, albíta (An₀₋₁₀) y microclina. La cantidad de biotita es pequeña y la de moscovita muy pequeña. Los accesorios observados son opacos, circón y apatito. Su composición es granítica.

2.4.5. Rocas calcosilicatadas (CSi₃)

Tienen textura granoblástica, alotriomorfa hasta subidiomorfa.

No se observa foliación, pero sí un bandeo mineralógico difuso y muy fino. La deformación postcristalina es débil. Como minerales principales se han observado cuarzo, andesina-labradorita (An_{45-60}), anfíbol verde claro, piroxeno diopsídico incoloro, granate, feldespato potásico y biotita. Accesorios son opacos, circón, apatito y esfena. El retrometamorfismo puede afectar fuertemente a las rocas en cuestión, mostrando a menudo preferencia en determinados niveles microscópicos. Productos del retrometamorfismo son sericita, con pasos a moscovita, anfíbol verde azulado con hábito acicular, zoisita y clinozoisita. La zoisita constituye "islas" en la clinozoisita; ambos minerales están intercrecidos paralelamente.

Los tipos corrientes se componen principalmente de cuarzo y plagioclasa con cantidades menores de los demás minerales, pero se ha observado una roca compuesta de gran cantidad de piroxeno diopsídico en que falta el cuarzo. Capas delgadas (unos mm.-cm.) del mismo tipo de roca se han observado dentro de anfíbolitas.

2.5. ROCAS PREHERCINICAS DE ORIGEN IGNEO

2.5.1. Ortoneis de dos micas ($N \gamma_{mb}^1$)

Aparece en algunas zonas dentro del área de las metatexitas y diatexitas y en la Unidad de Lalín. Se trata más bien de zonas en que se advierte, en cantidades muy variables, la presencia del ortoneis, que de cuerpos masivos compuestos únicamente de este tipo de roca. Están fuertemente inyectados por granitos del tipo $3-4 \gamma_{mb}^2$ y pegmatitas, aflorando también metasedimentos migmatizados en estas zonas. Sus límites son siempre difusos y vagos, especialmente en el Dominio exterior.

Se trata de ortoneises de dos micas planares, a veces también algo lineares, de grano medio-fino y de textura bandeada, llegando a ser hasta algo glandular. No es frecuente que las glándulas, que pueden alcanzar hasta 3 cm. de largo, se compongan de un sólo cristal de feldespato; en la mayoría de los casos se trata de agregados cuarzo-feldespáticos.

Sugieren a veces una textura blastoporfídica. Tanto el bandeo como las glándulas suelen ser vagos, como si estuvieran a punto de ser borrados, efecto que probablemente tiene que ver con una fuerte recrystalización y cierto grado de movilización relacionadas con la migmatización en el Dominio externo. El bandeo es regular y la roca es homogénea a escala de muestra de mano, en contraste con las migmatitas metatexiticas derivadas de sedimentos.

Constituyen a menudo bolos o lajas de disyunción, que faltan en las migmatitas de origen paraderivado.

Se componen de cuarzo, albita-oligoclasa (An_{0-15}), microclina poco o nada perfitica, biotita y moscovita. Como accesorios se han observado minerales radioactivos, apatito, opacos, granate (sólo macroscópicamente) y fibrolita (en moscovita y parcialmente sustituida por este mineral); minerales secundarios son clorita, sericita y sagenita.

La textura es granuda, masiva hasta algo foliada (con las micas definiendo la foliación), marcadamente alotriomorfa y casi equigranular. La deformación de los minerales es débil y se trata claramente de un ortoneis recrystalizado (ortoneis blastomilonítico). Su composición es granítica.

Difieren del ortoneis γ_b^1 por la presencia de dos micas. Ya que el ortoneis biotítico está inyectado igualmente por granito y pegmatita y se ve afectado también por la migmatización (borde occidental de la Unidad de Lallín), sin que ésto suponga una aparición destacable de moscovita, cabe pensar, por tanto, que la presencia de moscovita en el ortoneis de dos micas no resulta de una moscovitización posterior, sino de un rasgo original del precursor igneo de este tipo de ortoneis.

2.5.2. Ortoneis glandular ("Ortoneis de Merza") (γ_b^1)

Jalonando la Falla marginal al sur de Merza¹ se encuentra una zona estrecha de ortoneis glandular. Sus contactos afloran mal, pero el que limita la zona en su lado septentrional debe ser nítido, ya que el paso a las rocas muy tectonizadas, muy alteradas y de grano fino de la "Serie Periférica" del Complejo de Ordenes, en que faltan granitos y pegmatitas, se localiza dentro de una zona de unos 10 m.

El contacto meridional es bastante difuso. El granito de dos micas $\gamma_{m,b}^2$ intruye a veces en el ortoneis y no es raro ver como vetas de pegmatita y aplita cortan su foliación.

No se excluye la posibilidad de que más al O, en la "Serie Periférica", se encuentren restos del ortoneis en forma de lentejones muy tectonizados, p.e. al N de Cernadela², pero la fuerte tectonización y alteración de las rocas impide obtener certeza sobre su presencia. Se trata de rocas verdosas de grano muy fino, con pequeños cristales de feldespato que hacen pensar en porfiroclastos.

El aspecto macroscópico de los ortoneises es variado, pero siempre muestran signos claros de una fuerte milonitización o cataclasis. La textura es planar y bandeada, a veces también algo lineada, hasta cataclástica. Es característica la presencia de numerosos porfiroclastos de feldespato blanco en una matriz oscura, casi negra, de grano fino e incluso a veces afanítica.

Los porfiroclastos se presentan en formas muy diversas, en función de la intensidad y estilo de deformación. En las variedades más aplastadas aparecen como megacristales subidiomorfos con extremidades redondeadas y hasta como lentes estirados, mientras en las facies más cataclásticas abundan los fragmentos xenomorfos y angulosos de feldespato.

Pueden alcanzar hasta 5 cm. de largo.

Típica para la zona en cuestión es la presencia en el ortoneis de placas delgadas (1-20 cm.) de una roca casi negra de grano muy fino-afanítica, que tiene mucha semejanza con la matriz en que están incluidos los porfiroclastos. Son subparalelas a la foliación del ortoneis. Se observan pasos del orto-

1) X: 560.000; Y: 4.735.400

2) X: 556.500; Y: 4.735.700

neis normal con sus numerosos porfiroclastos a estas rocas oscuras, en que la cantidad de pequeños fragmentos de feldespato es subordinada. Lo más probable es que se trata de rocas ultramilonizadas y posteriormente recrystalizadas, que se formaron a lo largo de planos de cizalla.

El ortoneis se parece mucho al de Sobrado ($\gamma \eta'$) y es probable que sean idénticos.

La zona se considera como parte del Dominio externo, ya que la Falla marginal pasa por su borde septentrional y porque está intruída por granitos y pegmatitas.

Constituye una escama tectónica, probablemente arrancada de la masa del ortoneis de Sobrado, que se sitúa sobre la Falla marginal y cuya estructura interna (foliación y zonas de supuestas ultramilonitas) no guarda relación con dicha falla.

Microscópicamente se trata de rocas de textura muy variada. En algunas muestras, la roca está completamente recrystalizada, mientras en otras la recrystalización es débil, con abundantes signos de trituración y fracturación de los porfiroclastos (estructuras en mortero). Existen también rocas tanto con partes trituradas en que los minerales están muy deformados y fracturados, como con partes recrystalizadas con textura poligonal. Los fenómenos observados apuntan hacia una deformación posterior a una recrystalización muy fuerte, después de la cual una segunda fase de recrystalización no alcanzó cotas tan elevadas como durante la primera fase de recrystalización. Pueden considerarse como ortoneises blastomiloníticos que localmente fueron tectoados durante una fase posterior.

Se componen de cuarzo, oligoclasa-andesina (An_{20-40}) y biotita.

Accesorios son opacos, minerales radioactivos, apatito, ortita, clorita y sericita. Son frecuentes vetillas posteriores que pueden contener cuarzo, clorita, clinzoisita o feldespato potásico. En un caso se observó una vetilla con cuarzo, biotita y anfíbol acicular de color verde. Únicamente en una muestra se ha observado también la presencia de microclina como mineral principal. Su plagioclasa es más ácida (An_{20}) y su composición es granítica-adamellítica. Las demás muestras tienen una composición cuarzodiorítica.

Las rocas oscuras observadas dentro del neis glandular y que sugieren representar zonas de cizallas fuertemente milonitizadas, tienen que clasificarse petrográficamente como neises de cuarzo-plagioclasa-biotita. Presentan textura equigranular, subpoligonal y foliada y los minerales presentes muestran poca deformación. Su composición tiene rasgos en común con la de los neises glandulares (plagioclasa relativamente básica: An_{30-45} y ausencia de moscovita y feldespato potásico), con lo que se ve corroborada la hipótesis de que derivan de ellos. Representan con toda probabilidad milonitas o ultramilonitas recrystalizadas.

2.5.3. Rocas ultramáficas y sus derivados ($M\sigma\sigma$)

Son principalmente serpentinitas. Se trata de rocas de color negro hasta verde, mostrando una amplia gama de matices del último color (verde oscu-

ro, verde, verde mar). Se presentan tanto en forma masiva como en forma foliada. Su fractura es a menudo concoidal y lustrosa, como si fuera plastificada, especialmente en facies muy ricas en serpentina de grano más grueso.

Las variedades masivas suelen estar muy diaclasadas. La meteorización, que penetra según estos planos y que les confiere una pátina blanco grisáceo, causa a menudo un bandeado de origen secundario que no debe confundirse con un bandeado primario, que sólo en contados casos se ha observado. Dan lugar a suelos de barros rojizos poco permeables y no explotados por la agricultura. La roca viva aflora en estos suelos en forma de pequeñas rocas aisladas con formas irregulares casi kársticas, debido al ataque de los agentes de meteorización según un sistema de diaclasas poco espaciadas.

Especialmente en el Dominio exterior se reconoce la presencia de cristales prismáticos alargados de un anfíbol verde grisáceo, que puede llegar a constituir el componente principal de la roca, dando lugar a rocas tremolíticas, ya que se trata de una variedad tremolítica. Las serpentinitas y rocas tremolíticas están íntimamente asociadas a rocas compuestas casi exclusivamente de talco, en facies foliadas (talcoesquistos) como en facies masivas (esteatitas). Tienen tonalidades claras, más especialmente blanquecinas y son de tacto untuoso. Su presencia se nota sobre todo en los contactos de los cuerpos de las rocas ultramáficas metamorfozadas con otras rocas, independiente del carácter de las últimas. También aparecen asociadas a las serpentinitas, rocas compuestas esencialmente de clorita (clorititas). Son casi siempre de grano muy fino, de color verdoso y en el campo se toman fácilmente por serpentinitas. Por último, cabe mencionar la apariencia de serpentinitas moteadas de manchas rosas compuestas por carbonato.

Del estudio microscópico de las serpentinitas se obtiene una composición dada esencialmente por serpentinas (en su gran mayoría del tipo hojoso), clorita (predominantemente una variedad con elongación negativa y colores de birefringencia normales del gris del 1^{er} orden) y opacos. Constituyen una matriz en que pueden conservarse relictos de olivino y/o piroxeno (clino-piroxeno y, en algunos casos, de ortopiroxeno). Accesorios son espinelas (de varias especies) y carbonatos. En las rocas tremolíticas abunda un anfíbol incoloro con los caracteres ópticos de la tremolita. Obtienen su desarrollo más vistoso en los cuerpos englobados en el Dominio exterior, donde llegan a constituir nematoblastos de hasta 3 cm. de largo, cortando los relictos de olivino y/o piroxeno y demostrando claramente un origen posterior a ellos. Pueden estar sustituidos parcial o completamente por serpentinas, habiendo sido observados pseudomorfosis perfectas de los nematoblastos.

La fuerte serpentinización y/o tremolitización de las rocas no permite una clasificación exacta de la roca original, pero la abundancia de olivino entre los relictos apunta hacia una peridotita.

Su presencia y distribución supone uno de los problemas más interesan-

tes de la geología de la Hoja. En el Complejo de Ordenes sus cuerpos se concentran en la zona de contacto entre la "Serie Periférica" y las anfibolitas del "Complejo Básico", el cual como ya se dijo, es un contacto tectónico. En otros casos, su presencia está claramente relacionada con fallas. Por eso cabe suponer que su distribución dentro del Complejo de Ordenes de la presente Hoja está condicionada en gran parte por motivos tectónicos. Aparecen tanto en el "Complejo Básico" como en la "Serie Periférica".

Representan con toda probabilidad lentejones tectónicos de una unidad de rocas ultramáficas fuertemente serpentizadas que alcanza su mayor desarrollo en la Hoja de Arzúa (96/06-07), donde alterna, probablemente mediante cabalgamientos, con anfibolitas flaser de bajo grado de metamorfismo equivalentes a las del cuerpo oriental del "Complejo Básico" ($\xi A_{\theta 1}$). Forman parte, junto a dichas anfibolitas y las rocas de la "Serie Periférica", de la serie de afinidades ofiolíticas ya mencionada en varios apartados anteriores de esta Memoria.

Igualmente intrigante es su presencia en el Dominio externo, donde constituyen evidentemente enclaves restícticos, intruídos por granito, a menudo transformados en roca talcosa en sus bordes y a veces rotados. Las rocas ultramáficas se conocen en el NO de la Península solamente en conexión con los llamados complejos polimetamórficos y policíclicos y dicha presencia indicaría pues que el Complejo de Ordenes (u otro comparable) se hubiera extendido mucho más hacia el SO que ahora, bien en forma de una superficie continua, bien en forma de klipps de un supuesto mando de corrimiento.

2.5.4. Anfibolitas (ξA)

Se han agrupado en esta unidad los pequeños relictos de anfibolitas y neises anfibólicos, a veces de dimensiones muy reducidas, que afloran en el área de las metatexitas y diatexitas y algunas capas de anfibolita en el orto-neis de Merza ($_{GN} \gamma \eta^1_b$).

Entre los enclaves en las rocas migmatíticas se dejan reconocer tipos que han sido encontrados en los demás dominios. Predominan los tipos masivos o nematoblásticos comparables con los de la Unidad de Lalín y de la Unidad de Forcarey, pero se han hallado también anfibolitas del tipo granudo que se semejan a rocas metagabroideas del "Complejo Básico" y anfibolitas en copos (dos afloramientos con ejemplos muy típicos al N de Chapa¹, cuyas representaciones cartográficas, por sus dimensiones reducidas, no han podido ser provistas de la sobrecarga correspondiente a este tipo).

Cabe suponer que las anfibolitas que se encuentran en los bordes interiores del Dominio externo corresponden a las que afloran dentro de los do-

1) X: 558.000; Y: 4.730.400

minios inmediatamente colindantes y hubiera sido posible darles las notaciones de éstas, pero quedan muchas cuya procedencia se desconoce, por lo que hemos preferido agrupar todas en una unidad distinta, obviamente artificial.

2.6. ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

2.6.1. Granito inhomogéneo de dos micas ($_{2-4} \gamma_{mb}^2$)

Aflora únicamente en la esquina SW de la Hoja, donde ocupa una superficie de 2 km.² aproximadamente y un pequeño cuerpo dentro del conjunto de metatexitas y diatexitas en el borde meridional. Los contactos con dicho conjunto son difusos.

Forma parte de una vasta área granítica que se extiende hacia el O, NO y SO y que fué llamada "complejo granítico occidental" en la Memoria de la Hoja de Cerdedo (153/05-09). Representa, dentro de este complejo, un tipo que muestra mucha semejanza con el granito de dos micas de grano medio hasta fino ($_{3-4} \gamma_{mb}^2$) y para su descripción macroscópica y microscópica nos referimos al apartado 2.6.3., que trata de aquel granito.

Corresponde fundamentalmente al granitoide migmatítico de la Hoja de Padrón (120/04-08) ($\Psi\gamma^2$).

2.6.2. Granito biotítico porfídico de grano medio a grueso ($_{P2-3}^b \gamma_b^2$)

Aflora en el centro del borde meridional, ocupando una superficie muy reducida de 1 km.² aprox. El contacto con el granito de dos micas de grano medio a fino ($_{3-4} \gamma_{mb}^2$) es extremadamente irregular. El último granito intruye en forma de numerosos apófisis y diques al granito biotítico, demostrando de una manera muy clara que es posterior a éste. De hecho, no se trata nada más que de una zona en donde no es raro encontrar el granito biotítico dentro del granito de dos micas. Es la continuación hacia el N del cuerpo más masivo de granito biotítico que aflora en la Hoja de Cerdedo (153/05-09). Se han observado pequeños afloramientos aislados del granito en cuestión en una zona que se extiende en dirección septentrional hasta el N de Pousada¹.

Se trata de un granito adamellítico de grano medio a grueso de carácter nítidamente porfídico, con megacristales de microclina que llegan a alcanzar hasta 4 cm. de longitud y cuya orientación preferente confiere al granito una foliación perfectamente paralela a la dirección regional hercínica.

A pesar de que se ha llamado granito biotítico, no es raro encontrar facies de dos micas. La presencia de moscovita es muy irregular y parece relacionarse a las numerosas inyecciones de pegmatitas y bolsas pegmatoides asociadas con toda probabilidad al granito de dos micas, por lo cual la presencia de moscovita se considera como de carácter secundario. La facies original sería la de un granito (s.l) biotítico, suposición cuya validez se ve apo-

1) X: 549.800; Y: 4.726.900

yada por el carácter más básico de su plagioclasa en comparación con los otros granitos de la Hoja.

Se caracteriza por una disyunción en bolos de dimensiones métricas, los cuales destacan ligeramente sobre el terreno.

La textura es granuda, equigranular hasta porfídica e hipidiomorfa hasta alotriomorfa.

La composición mineralógica fundamental es cuarzo, plagioclasa (An₁₅₋₃₈), microclina y biotita. La moscovita puede quedar restringida a proporciones insignificantes en unas muestras, mientras en otras puede ser un constituyente normal. Los accesorios observados son opacos, apatito, minerales radioactivos, esfena, rutilo, granate, clorita y sericita.

Los principales rasgos distintivos de este tipo de granito se resumirán brevemente.

a) Albitización fuerte, con formación de plagioclasa xenomorfa mirmequítica sobre microclina.

b) Moscovitización fuerte de la biotita.

c) Signos nítidos de deformación de tipo cataclástico: cuarzo con bordes dentados y fuerte extinción ondulante, feldspatos fracturados y micas curvadas.

d) Plagioclasa bastante básica (hasta An₃₈).

e) Textura relativamente alotriomorfa, principalmente por causa de la albitización, que reduce la microclina a cristales intersticiales y que da origen a albita-oligoclasa xenomorfa.

f) Microclina poco perfitica.

Es de carácter algo más básico que los granitos de dos micas de la Hoja, presentando una composición adamellítica. Esta composición relativamente básica, el carácter porfídico y la clara deformación, la hacen comparable con las rocas plutónicas que en Galicia han sido indicadas con el nombre de "granodiorita precoz" y que en muchas ocasiones resultan tener una composición más bien adamellítica.

2.6.3. Granitos de dos micas de grano medio a fino ($_{3-4}\gamma_{mb}^2$)

Ocupan una superficie considerable en la mitad oriental del borde meridional de la Hoja. Afloran además en cuerpos dispersos en la Unidad de Lallín y en una masa de cierta extensión al sur del ortoneis glandular de Merza. Sin embargo, su representación cartográfica queda incompleta, ya que es un granito que exhibe una fuerte tendencia a introducirse en otras rocas, a veces a grandes distancias de los cuerpos masivos, en forma de numerosas apófisis difíciles o imposibles de cartografiar.

Apófisis de este granito, o por lo menos de tipos muy parecidos, han sido observadas en todas las restantes unidades litoestratigráficas que se encuentran al sur de la Falla marginal, con excepción de los stocks de Fontao¹ y Lamela² ($^b\gamma^2$), la unidad de los esquistos albiticos (PC-CAe) y, por su-

1) X: 563.400; Y: 4.734.500

2) X: 562.500; Y: 4.733.500

puesto, el Cuaternario. Faltan por completo al NW de la Falla marginal, siendo este fenómeno uno de los más notables en la Hoja estudiada.

Se caracterizan además por el cortejo de abundantes pegmatitas que poseen y que se ligan siempre íntimamente con las apófisis de los granitos, mostrando pasos a ellos en forma de granitos pegmatoides.

Es especialmente en la Unidad de Lalín donde la presencia del granito de dos micas plantea problemas cartográficos. La cantidad de granito y pegmatita en el seno de esta unidad llega a alcanzar proporciones muy elevadas, pero sólo se han representado en la cartografía las masas mejor circunscritas y más sólidas, teniendo que esquematizarse mucho sus contornos. Por otro lado, estos cuerpos incorporan grandes cantidades de pegmatitas, que suelen constituir masas difusas, con pasos laterales a pegmatoides graníticos y granitos.

Granitos de dos micas de grano medio muy parecidos a los demás presentes en la Hoja, igualmente acompañados de abundantes pegmatitas, constituyen un componente litológico muy corriente en el conjunto de metatexitas y diatexitas. Con los métodos de investigación de que disponíamos no ha sido posible distinguir de modo satisfactorio las diatexitas más homogéneas de estos granitos a menudo contaminados. Da la sensación que los unos pasen a las otras.

Es posible que los granitos de dos micas representen el producto más evolucionado del proceso de anatexia que afectó al conjunto de metatexitas y diatexitas, constituyendo granitos homogéneos de tipo parautóctono y alóctono. Su presencia en el conjunto de metatexitas y diatexitas está expresada en la denominación "metatexitas y diatexitas (inclusive granitoides migmatíticos e inyecciones graníticas)", con que se ha indicado en la leyenda aquel conjunto.

En las demás unidades litoestratigráficas su presencia se indica con una sobrecarga de puntos rojos.

A la luz de lo que acaba de decirse es claro que sus contactos suelen ser difusos, dificultando en la mayoría de los casos la presencia de una extensa aureola de apófisis, tanto de granito normal como de granito pegmatoides, su delimitación exacta. Sólo cuando es de carácter tectónico se deja localizar con más exactitud.

Son granitos de grano medio a fino, de dos micas, en proporciones algo variables. Fundamentalmente son equigranulares, aunque el feldespato muestra una tendencia a formar pequeños megacristales, que, sin embargo, no resaltan mucho de la matriz y nunca son muy numerosos.

Son escasas las inclusiones de xenolitos y la variabilidad en facies es de poca importancia. Se trata de variedades correspondientes a pequeñas diferencias en granularidad e índice de color. Por regla general, no se observa foliación. Cuando la presenta, es débil, y sólo en el borde septentrional del cuerpo al sur del ortoneis glandular de Merza, puede ser más nítida, probablemente como resultado de una ligera tectonización relacionada con la Falla marginal.

La mineralogía fundamental consta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita.

Como accesorios se observaron apatito, circón, opacos, rutilo y clorita.

Las principales características microscópicas son: textura granuda, equigranular y alotriomorfa hasta hipidiomorfa. Son notables los acusados fenómenos de sustitución.

El cuarzo tiene siempre extinción fuertemente ondulante y está a menudo fracturado. Suele contener microlitos aciculares de rutilo, a veces en grandes cantidades; probablemente son éstos los responsables de las tonalidades azules del cuarzo en el granito fresco.

La plagioclasa es albita-oligoclasa (An₀₋₁₀), con zonación difusa, raramente algo oscilante, o sin zonar. Tiene sericitización preferente en los núcleos, respetando los bordes ácidos, que a veces tienen aspecto de "bordes de descalcificación", especialmente en contacto con microclina. Se observan maclas según las leyes de albita y periclina. Es poco frecuente la plagioclasa mirmequítica.

Las inclusiones irregulares de microclina, con aspecto de antiperitita en manchas ("patch antiperthite") podrían indicar una sustitución muy acusada de feldespato potásico por plagioclasa.

El feldespato potásico es microclina con maclado en enrejado desigualmente definido y, a veces, zonación. Es completamente xenomorfo, hasta intersticial. Los cristales más grandes pueden estar maclados según la ley de Carlsbad. Es algo perfitica, con perfitas de los tipos "string" y "patch". La plagioclasa le sustituye frecuentemente.

La moscovita se presenta en varias formas, principalmente como cristales de dimensiones más grandes que las de los otros componentes, con hábitos a veces idiomorfos y otras muy irregulares, en este segundo caso, con aspecto de xenoblastos poiquilíticos con inclusiones de cuarzo.

No son raros los intercrecimientos simplectíticos con cuarzo en el contacto con feldespato. Otras formas se encuentran en los núcleos de las plagioclasas: sericitita en escamas finas y cristales más gruesos con secciones en listones. Una generación aún más tardía parecen presentar pequeñas moscovitas que muestran una tendencia para crecer sobre los límites entre cristales. La moscovita sustituye a todos los demás componentes principales.

La biotita está siempre muy cloritizada; la clorita resultante contiene a menudo sagenita. Son escasas tanto las inclusiones de apatito, como los halos pleocroicos.

El apatito sugiere a veces una textura de sinneusis.

La composición es granítica; a veces predomina la moscovita sobre la biotita y la albita sobre el feldespato potásico.

Los granitos descritos permiten correlacionarse con los de la llamada serie alcalina de CAPDEVILA y FLOOR (1970).

2.6.4. Granitos en complejos concéntricos ("Granitos de Fontao") (^bγ²)

Asoaman en dos pequeños cuerpos bien circunscritos de tipo stock, en los alrededores de Fontao¹ y al N de Lamela². El stock de Fontao es nítidamente discordante respecto a la foliación y los contactos entre unidades li-toestratigráficas en la Unidad de Lalin, en medio de la cual afloran sendos cuerpos.

Aunque bien circunscritos y fácilmente cartografiables, no resulta fácil describir el contenido de los cuerpos, pues, muestran una amplia gama de facies, con granitos biotíticos, de dos micas o moscovíticos, de granularidad fino o medio y con textura más o menos equigranular hasta nítidamente porfídica. Parece que esta variabilidad estribe en la complejidad estructural de los cuerpos, según nos indican los estudios de NESEN (1979) sobre el stock de Fontao. Este autor ha podido reconocer una estructura concéntrica, distinguiendo cuatro facies principales. Son las siguientes, desde la periferia hacia el núcleo excéntrico de la estructura:

- 1) Un granito porfídico biotítico, de grano grueso, con megacristales de feldespato hasta 5 cm. de largo.
- 2) Un granito porfídico de biotita con megacristales de feldespato alcalino en una matriz de grano muy fino.
- 3) Un granito de dos micas, muy alterado, sin megacristales.
- 4) Un granito muy leucocrático, en que falta la biotita. Sería la facies más reciente y representaría un endogranito íntimamente relacionado con importantes mineralizaciones.

Hemos observado igualmente una gran variabilidad en los materiales graníticos del stock meridional (Lamela) y no se descarta la posibilidad de que posea una estructura comparable a la del stock de Fontao.

Como se desprende de lo dicho es difícil o imposible dar una descripción petrográfica general, aplicable a todas las facies. Una característica común podría ser la presencia de megacristales de cuarzo de hasta 10 mm. de diámetro, a menudo subidiomorfos, algo redondeados y fracturados, cuya presencia parece advertirse con más constancia que la de los megacristales de feldespato.

La cantidad de pegmatita en los stocks es pequeña, en contraste muy nítido con sus alrededores. Esto podría ser una indicación para suponerles una edad posterior a la del granito de dos micas $_{3-4} \gamma_{m_b}^2$, ya que las pegmatitas relacionadas al último, presentándose en abundancia tanto dentro de dicho granito como en sus rocas encajantes, parecen estar cortadas por los stocks. El granito de dos micas $_{3-4} \gamma_{m_b}^2$ no ha sido observado dentro de los stocks.

Son de gran interés económico por estar relacionados genéticamente con importantes mineralizaciones en W y Sn que han sido objeto de estudio

1) X: 563.400; Y: 4.734.500

2) X: 562.500; Y: 4.733.500

por parte de PARGA PONDAL y VAZQUEZ GARRIGA (1930), HILGEN (1970), LANKELMA (1975) y NESEN (1979) (ver también apartado 5.1.).

Están atravesados por numerosos filones de cuarzo con wolframita y casiterita, que se explotaron en varias minas.

La modalidad de disyunción es en bolos, especialmente en las facies porfídicas.

Por razones obvias la descripción microscópica general tropieza con las mismas dificultades que la descripción macroscópica. Las muestras estudiadas provienen todas de la periferia de los cuerpos y las siguientes observaciones tienen por consecuencia un valor restringido, refiriéndose sólo a parte de los materiales graníticos presentes en los stocks.

En base al esbozo geológico suministrado por NESEN (1979) para el stock de Fontao, se podría esperar que correspondieran a la facies biotítica porfídica, pero los datos microscópicos no coinciden bien con esta suposición.

Son granitos algo inequigranulares hasta fuertemente inequigranulares, con megacrístales de cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita en una matriz de los mismos minerales más moscovita. Como accesorios se han observado circón, apatito, fluorita, clorita, sagenita y sericita. La moscovita parece casi en su totalidad ser de origen secundario, sustituyendo a todos los demás minerales. La plagioclasa es oligoclasa-albita (An_{0-20}).

Una muestra de un leucogranito algo inequigranular recogida en la mina a cielo abierto situada en el "stockwork" de filones mineralizados, muestra una fuerte moscovitización y albitización y parece que la biotita haya sido sustituida por la moscovita. Al igual que en las muestras de mano, destacan los megacrístales de cuarzo.

Todas las muestras exhiben numerosos signos de una deformación intensa, sin que ésta haya dado origen a una foliación secundaria y las observaciones microscópicas hablan evidentemente en contra de un tipo de granito que no haya sufrido deformaciones, como los granitos tardi o posthercínicos. Se desconoce si las deformaciones observadas son debidas a la orogénesis hercínica o resultan de protoclasias de la facies del borde de los cuerpos.

2.7. ROCAS FILONIANAS

2.7.1. Rocas básicas (ϵ^3)

Únicamente aparecen en algunos afloramientos puntuales.

Se trata de rocas fuertemente alteradas de grano fino hasta muy fino. La coloración varía entre tonos marrones y amarillos. Son idénticas a las que se han encontrado en la Hoja de Cerdedo (153/05-09), donde constituyen diques evidentemente tardíos. Las muestras estudiadas de aquella Hoja revelan al microscopio la presencia de productos tardíos resultantes de una fuerte alteración de probable carácter deutérico: albita (?), un filosilicato coloreado con propiedades ópticas entre las de biotita y clorita, sericita, leucoxeno, una

ceolita fibroradial y microdrusas de cuarzo tardío. Se reconoce con dificultad una textura intersertal en facies de grano más grueso y una textura porfídica en facies afaníticas, con unos fenocristales idiomorfos de plagioclasa sericitizada.

Tanto el carácter de los productos secundarios como las estructuras observadas apuntan hacia una roca original de tipo básico, probablemente dolerítica. Es probable que representen manifestaciones magmáticas postorogénicas de un tipo que en muchos lugares del mundo se encuentra asociado a provincias graníticas.

Para una discusión sobre su posible edad, son interesantes los trabajos de SCHERMERHORN (1959, 1978) y TEIXEIRA (1972), en que se hallan referencias a fenómenos ígneos del mismo tipo básico tardío en el Macizo Hespérico de Portugal, donde tienen más importancia cuantitativamente y, por consecuencia, están estudiados con más detalle que en Galicia. Los citados autores señalan edades radiométricas tan recientes como el Cretácico para muestras de diques doleríticos del Macizo Hespérico.

2.7.2. Pegmatitas (FPA)

Solamente se han representado en la cartografía las pegmatitas hercínicas que constituyen diques bien individualizados y no los afloramientos que se presentan en masas más o menos difusas dentro del granito de dos micas, especialmente en la Unidad de Lalín. Tampoco entran en la cartografía vetas, filones y bolsas irregulares de pegmatita en el conjunto de las metatexitas y diatexitas, donde forman un componente litológico muy corriente. Faltan por completo en la parte del Complejo de Ordenes que aflora en la presente Hoja.

Muestran una textura granuda y se componen esencialmente de cuarzo, feldespato potásico, albita y moscovita, a veces con pequeñas cantidades de biotita, turmalina y granate. Se caracterizan por una distribución irregular a escala de afloramiento de la facies pegmatítica y aplítica dentro de un mismo dique, de manera que generalmente no es posible hablar de diques pegmatíticos o aplíticos.

2.7.3. Pórfidos y microgranitos porfídicos (FO)

Pórfidos ácidos han sido encontrados en la parte SE de la Hoja. Aparecen en diques verticales de poco espesor (80 cm. hasta algunos m.). En algunos afloramientos es posible observar que se sitúan en zonas en que la roca encajante está fracturada.

Los diques de dirección ENE-OSO pertenecen a un sistema que tiene su continuación en la Hoja de Golada (122/06-08). Esta dirección es también la más pronunciada de los diques básicos tardíos en la Hoja de Cerdedo (153/05-09) y es posible que ambos tipos de magmatismo estén relacionados con una misma fase de distensión crustal postorogénica.

Los diques al NE de Fontao¹ representan en la Hoja estudiada los únicos

1) X: 563.400; Y: 4.734.400

fenómenos ígneos de edad hercínica o posthercínica observados dentro del Complejo de Ordenes.

Se trata de rocas leucocráticas y porfídicas con tonalidades muy claras: blanquecino, blanco amarillento o blanco verdoso. Son de grano fino, casi afaníticas, hasta de grano medio. Muy típicas son las manchas marrones de óxidos secundarios que se observan alrededor de pequeños cristales de opacos, las cuales destacan sobre el fondo de color claro. En las variedades de grano más fino, estos productos de alteración se difuminan en la roca, de manera que dan origen a la formación de anillos que recuerdan a los de Lie-segang.

Siempre es posible observar pequeños fenocristales de cuarzo gris, normalmente algo redondeados y a menudo con secciones rectangulares. Su tamaño varía desde 1 mm. hasta 5 mm. En las variedades de grano algo más grueso, se presentan, por lo general, fenocristales blancos de feldespato, con secciones en listón, que pueden alcanzar una longitud de hasta 10 mm.

Fenocristales de biotita son raros, al igual que cristales más grandes de arsenopirita.

En la matriz no se reconoce más que cuarzo y mica incolora o algo verdosa. Se observan bordes enfriados en los diques al NE de Fontao.

El estudio microscópico revela una textura porfídica con fenocristales idiomorfos de cuarzo y a veces también de feldespato alcalino (albita por lo menos en algunos casos), mica incolora y opacos, en una matriz de grano fino hasta muy fino, compuesta por cuarzo y mica incolora, con o sin feldespato. En las variedades de grano más fino no se ha observado feldespato. Los fenocristales pueden mostrar signos de corrosión magmática y se han observado textura fluidal y agrupaciones de fenocristales de cuarzo y feldespato que sugieren texturas glomeroporfídicas.

Su composición modal no es la de un granito corriente (tipos subsolvus), debido a la presencia de sólo un tipo de feldespato y la riqueza en mica incolora. Representa un microgranito de tipo hypersolvus, posiblemente en relación con una presión de emplazamiento relativamente baja (¿roca subvolcánica?). Las variedades más finas se componen exclusivamente de cuarzo y mica y se desvían en este aspecto aún más de un granito normal.

2.7.4. Diques de cuarzo (q)

Si bien abundan venas y vetillas de cuarzo, especialmente en el conjunto de metatexitas y diatexitas, son poco numerosos los diques que destacan por su espesor de 50 cm. o más.

Se trata de diques que cicatrizan fallas. Por regla general se componen casi exclusivamente de cuarzo, con cantidades muy inferiores de otras sustancias (<2%), pero en el Complejo de Ordenes se han observado diques de cuarzo ligeramente mineralizados, de fragmentos angulares oscuros cementados por cuarzo blanco. En estas variedades algo mineralizadas se han obser-

vado, aparte del cuarzo, pequeñas cantidades de materiales arcillosos, clorita y clinozoisita. La mena está representada por hematites o magnetita, habiendo sido señalado el último mineral por FELIUS (1967) en el dique al O de Pastoriza¹.

El dique más vistoso es, sin duda, el que cicatriza la Falla marginal entre Cira² y el Pico Sacro³. Constituye un accidente topográfico de primer orden, culminando en la impresionante masa rocosa del Pico Sacro, cuya singularidad geográfica lo predestinaba a desarrollarse en un lugar de oración concurrido por los que iban en peregrinación a la cercana ciudad de Santiago de Compostela. Llega a tener un espesor de hasta 330 m. Al E de Cira sólo se presenta en forma de tramos cortos y lentejones, jalonando la Falla marginal.

El cuarzo de que se compone es normalmente de una gran pureza y blancura. Consta de una matriz sacaroidal de grano fino a muy fino, en que se observan partes de grano más grueso, con cuarzo en empalizada. Microscópicamente presenta una marcada textura en mortero, con cuarzos fuertemente ondulados y dentados, indicando deformaciones postcristalinas muy intensas.

Ofrece interés económico, como lo testifican una cantera activa y varias explotaciones abandonadas.

Al NE de Fontao⁴, el cuarzo filoniano se presenta localmente en forma de una roca veteadada de color gris. El microscopio nos revela que se trata de una milonita de cuarzo fuertemente turmalinizada, con incipiente recristalización de parte del cuarzo, dando lugar a vetas blancas macroscópicamente visibles de cuarzo menos deformado.

3. TECTONICA

Los materiales de la Hoja estudiada han sido afectados por una tectónica polifásica de edad hercínica, a la que deben fundamentalmente su estructura.

3.1. PRIMERA FASE DE DEFORMACION HERCINICA (F₁ y F₁')

Corresponde a la fase 1 de MATTE (1968) y afecta a los materiales de los cuatro dominios diferenciados, con excepción de los granitos hercínicos y las rocas tardi o posthercínicas.

No se han reconocido estructuras debidas a esta fase, ni mayores, ni menores.

Aunque no localizadas, en caso de existir, debería esperarse que son isoclinales, vergentes al E y con planos axiales subhorizontales, de acuerdo con otras regiones gallegas de la zona galaico-castellana, como por ejemplo en el

1) X: 559.200; Y: 4.739.600

2) X: 553.000; Y: 4.736.200

3) X: 545.400; Y: 4.739.750

4) X: 563.500; Y: 4.735.100

área de los Esquistos de Ordenes más al N de la Hoja estudiada (MATTE y CAPDEVILA, 1978). Sin embargo, esta extrapolación es algo arriesgada ya que la posible presencia de elementos fuertemente metamorfizados con anterioridad al metamorfismo hercínico, altamente cristalinos y por consecuencia más competentes (elementos del "zócalo" de la orogenia hercínica), podría dar lugar a un estilo tectónico distinto del de zonas adyacentes, como fue expuesto por DEN TEX (1974, 1978).

El hecho de no haber sido encontradas estructuras de la primera fase puede tener su explicación en las fuertes deformaciones que imprime la segunda fase hercínica.

El plano de esquistosidad originado durante esta fase es por lo general el más visible en las rocas de la Hoja y en ésta ha sido denominado esquistosidad principal. No se puede descartar la posibilidad de que en algunos casos represente una esquistosidad prehercínica, más especialmente en las rocas del cuerpo occidental y central del "Complejo Básico" (van ZUUREN, 1969).

Al microscopio resulta ser casi siempre la única esquistosidad reconocible y no se observan datos suficientes para suponer la existencia de una anterior a la principal, con la excepción de los materiales de la "Serie Periférica", en que se han observado ejemplos claros de que a veces constituye una esquistosidad de crenulación paralela a los planos axiales de micropliegues afectando a una esquistosidad anterior. Es especialmente en los esquistos albiticos a menudo grafitosos, (PC-S ξ_p) donde se observa la presencia de esta esquistosidad principal de crenulación y que puede incluso llegar a borrar casi por completo la esquistosidad anterior. Está a su vez crenulada por micropliegues, probablemente de la fase F₂, sin formación de una tercera esquistosidad.

Es probable que en estos casos la esquistosidad principal represente una que acompaña a cabalgamientos, como los que limitan los cuerpos del "Complejo Básico".

En las Hojas de Santiago (94/04-07) y Golada (122/06-08) se le ha llamado S₁' y ha sido relacionada con el desarrollo de grandes cabalgamientos que serían responsables del emplazamiento del Complejo de Ordenes y de la Unidad de Lalín (fase F₁' del ciclo hercínico).

Sobre el mecanismo de emplazamiento de los dominios alóctonos en el NW de la Península no existe acuerdo de opinión (ver también apartado 4.2.). Las hipótesis más definidas son la que supone que son "klippes" de mantos de corrimiento conservados en sinformas hercínicas (RIES y SHACKLETON, 1971; MARTINEZ GARCIA, 1973) y la que les asigna un origen para autóctono, habiendo sido yuxtapuestas a rocas con una historia tectono-metamórfica menos complicada debido principalmente a las acciones de un penacho ascendente ("mantle plume") KUIJPER, 1979; DEN TEX, 1980, 1981 a, b).

En la última hipótesis, la implicación de elementos metamórficos de edad prehercínica en la orogenia hercínica, hubiera dado lugar a cabalgamientos

sólamente de poca envergadura (DEN TEX, 1974, 1978). En ambas hipótesis se acepta generalmente una edad hercínica anterior a la F₂ para el emplazamiento.

3.2. SEGUNDA FASE HERCINICA (F₂)

Corresponde a la fase 2 de MATTE (1968).

Afecta a la totalidad de las rocas de la Hoja, a excepción de los filones tardíos y, lógicamente, de los depósitos cuaternarios.

Pliega a la esquistosidad principal, a las fallas inversas o planos de cabalgamiento que delimitan el "Complejo Básico" y es posible que ligeramente al tramo oriental de la Falla marginal.

Es responsable de algunos macropliegues, cuyas trazas axiales han sido representadas en la cartografía y que parecen estar retocadas por fases posteriores.

Existen, asociados con estas macroestructuras, meso y micropliegues coherentes con ellas y que pueden ser utilizados como criterios de polaridad tectónica para apoyar o incluso deducir la existencia de estas macroestructuras. Es el caso, por ejemplo de la Unidad de Forcarey en que el modo de aflorar de las rocas características que la componen, constituyendo a veces excelentes niveles guía, sugiere la existencia de un pliegue alargado y estrecho (Hojas de Puente-Caldelas, 186/05-10 y Cerdedo, 153/05-09).

En base a un análisis de los pliegues menores en la Hoja de Puente-Caldelas (186/05-10), MINNIGH (1974) ha logrado demostrar que es probable que los materiales de la Unidad de Forcarey ocupen una estrecha sinforma atribuible a la segunda fase hercínica.

En la Hoja en cuestión, es raro observar una esquistosidad de crenulación asociada a los meso y micropliegues de segunda fase, tanto en el campo como al microscopio, y como consecuencia son también raras las lineaciones de intersección de esta esquistosidad con la(s) esquistosidad(es) anterior(es).

En todos los casos, el estudio microscópico revela que las charnelas de las crenulaciones resultan estar poligonizadas por micas y ésto independientemente del dominio de que procedan las muestras estudiadas. Solamente en contados casos se observa un incipiente desarrollo de una esquistosidad de crenulación atribuible a la F₂, manifestándose por la presencia de algunas micas oblicuas, orientadas paralelamente a los planos axiales de las crenulaciones.

En los granitos hercínicos de dos micas, la esquistosidad de la segunda fase no se hace patente o es muy débil, apuntando hacia un origen relativamente tardío para ellos, lo cual se ve corroborado por su comportamiento frente a la crenulación atribuible a la segunda fase, a la cual pueden cortar discordantemente, como se puede observar en enclaves parcialmente asimilados (ver álbum de fotografías).

Las deformaciones observadas en ellos (micas y maclas de feldespato algo curvadas, cuarzo ondulante) podrían resultar de las postrimerías de la segunda fase hercínica o incluso de una fase posterior. La deformación en el granito biotítico porfídico (γ_b^2) es claramente más nítida que en los granitos de dos micas, lo que concuerda con su edad algo más grande y su probable equivalencia a las llamadas granodioritas precoces.

3.3. FASES TARDIAS

Bajo este título se engloban pliegues de tipo "kink-band" y "chevron" y fracturas que afectan tardíamente a los materiales de la Hoja y, lógicamente, también a las estructuras originadas durante las fases de deformación anteriores.

Posteriormente a las fases de plegamiento hercínicas aparecen sistemas de fracturación, de los que los más destacables son los de dirección NNE-SSO y ONO-ESE. Especialmente el primer sistema es de carácter muy general en el Macizo Hespérico (PARGA, 1969).

Son de tipo normal y del tipo de desgarre. Es raro observar fenómenos de cataclasis o de arrastre a lo largo de ellas y su presencia se deduce principalmente del comportamiento de los contactos y de estudios fotogeológicos.

Las fracturas de dirección NNE-SSO se hacen patentes en la esquina SE de la Hoja y más especialmente en el granito, donde su juego ha dado origen a una tectónica de bloques. Las fracturas de dirección ONO-ESE parecen ser responsables de un descenso en escalones desde la Dorsal galaica hacia la cuenca del río Ulla (ver también apartado 0.4.). Es interesante destacar que la Falla marginal que en la presente Hoja limita el Complejo de Ordenes, tiene la misma dirección y el mismo sentido de desplazamiento que estas fracturas, con hundimiento del bloque septentrional respecto al bloque meridional. La Falla marginal es de tipo normal y su buzamiento varía entre 90 y 50° hacia el N.

La edad de esta falla se desconoce con exactitud, pero tiene que ser posterior a la migmatización e intrusión del granito de dos micas (γ_{mb}^2) y sus apófisis.

La edad de la migmatización se sitúa generalmente entre F₁ y F₂ (CAPDEVILA, 1969).

El granito de dos micas está por lo general muy poco deformado en la Hoja y carece de una S₂, por lo cual tendría que ser tardi o postcinemático. Su edad relativamente tardía se pone de manifiesto también en la edad (de enfriamiento) de ± 280 m.a., que ha sido determinada para una muestra de granito de dos micas procedente del conjunto de metatexitas y diatexitas, tomada a unos 10 km. al E de La Estrada (RIES, 1979).

La Falla marginal no parece estar afectada por la fase F₂, con la posible excepción de su tramo oriental, donde se observa una ligera ondulación, que podría representar un pliegue de la fase F₂.

Por tanto, su edad sería de tardihercínica a posthercínica. Es probable que haya sufrido rejuvenecimiento (ver apartado 0.4.).

Esta falla pone en contacto una zona caracterizada por una intensa migmatización y la presencia de numerosas inyecciones de granitos de edad hercínica, con una zona libre de estos fenómenos (por lo menos en la Hoja estudiada), en que, sin embargo, aparecen rocas catazonales y ultramáficas, que podrían provenir de niveles mesocrustales o más profundos (DEN TEX, 1980). La inexistencia de fenómenos de migmatización en la zona con rocas catazonales podría explicarse si el Complejo de Ordenes hubiese constituido un zócalo típicamente anhidro, pero, a juzgar por su representación litológica superficial, compuesta principalmente de los "Esquistos de Ordenes", que en la gran mayoría de los casos no pueden considerarse como rocas catazonales, ni como no susceptibles a la migmatización, la disposición ya señalada apunta más bien hacia importantes movimientos verticales, recordando en este aspecto a la "Fosa Blastomilonítica".

Procede señalar que movimientos verticales y episodios de distensión juegan un papel fundamental en el modelo ofrecido por van CALSTEREN y DEN TEX (véase DEN TEX, 1980), que se basa en las actividades, durante el Paleozoico inferior y medio, de un penacho ascendente ("mantle plume").

El hecho de que las anfibolitas con relictos en facies granulita se han hundido respecto a las rocas en que no se notan efectos de un metamorfismo de presión media-alta, necesita la suposición de un cambio en el sentido de desplazamiento vertical en el modelo del "mantle plume", ya que aquellas rocas hubieran sido levantadas anteriormente de niveles mesozonales o más profundos, para que afloren al lado de rocas de niveles crustales superiores. El modelo de los mantos de corrimiento no necesita explicaciones especiales para este hecho.

Existen indicaciones de que la Falla marginal no sólo es una Falla normal, sino que tenía también un componente horizontal. Esto se deduce de la observación de pequeños pliegues asimétricos (decimétricos) con planos axiales y ejes subverticales algo curvados, como los existentes al SE de Pico Sacro¹, los cuales indican un movimiento sinistral.

El mismo sentido de desgarre fué deducido por van ZUUREN (1969), basándose en fenómenos de filonitización en ortoneises y granitos de dos micas en el borde externo del Complejo de Ordenes. Signos de esta filonitización tardía se reconocen en los esquistos albiticos (PC-CAe) de la presente Hoja.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La escasez de datos cronológicos sobre las distintas unidades que componen la Hoja, impide fijar con exactitud la edad de los acontecimientos que ocurrieron en la evolución geológica de la región, sobre todo antes de la

1) X: 545.400; Y: 4.739.750

orogenia hercínica. El esquema evolutivo que se expone en este capítulo se apoya forzosamente de un modo importante en datos suministrados e hipótesis expuestas en obras de diferentes autores que han realizado trabajos sobre otras zonas de Galicia. Un breve estudio de la bibliografía sobre la parte NO de la Península Ibérica nos enseña, que existe una considerable diversidad de opinión sobre su evolución geológica, especialmente en lo que se refiere a los llamados complejos polimetamórficos y policíclicos. Queda fuera del marco de esta Memoria enumerar todas las hipótesis existentes y comparar sus méritos, tarea que además ya se ha cumplido en una publicación de DEN TEX (1981a), pero procede señalar que sobre estos complejos existen dos hipótesis fundamentalmente distintas que han obtenido cierta aceptación en el mundo geológico. En una los complejos no serían más que bloques parautóctonos y en otra se les considera como francamente alóctonos (mantos de corrimiento).

De lo que acaba de decirse, estará claro que el esquema evolutivo que a continuación se esbozará, será de carácter aproximado y conjetural. Se basa fundamentalmente en un modelo suministrado por van CALSTEREN y DEN TEX (ver KUIJPER, 1979 y DEN TEX, 1981 a,b), y en que se supone la presencia durante el Precámbrico superior hasta por lo menos el Paleozoico medio, de un diapiro del manto en el subsuelo de Galicia. Cabe observar, sin embargo, que parece que este modelo no haga plena justicia a los claros indicios de la existencia de una importante fase hercínica de tectónica evidentemente tangencial, que se van descubriendo en Galicia del Norte, como, por ejemplo, en los Complejos de Cabo Ortegal y de Ordenes y el Manto de Mondoñedo.

4.1. CICLO PREHERCINICO

a) Sobre un substrato continental y cristalino se depositaron sedimentos de una edad que va desde el Precámbrico superior hasta el Paleozoico superior. En su mayoría eran sedimentos de mares epicontinentales no muy profundos, en que predominaron facies sublitorales y turbidíticas y en que se hubieran manifestado repetidamente fenómenos de un volcanismo bimodal (KUIJPER, 1979; DEN TEX, 1981 a,b).

La mayoría de los metasedimentos de la presente Hoja pertenecen a series feldespáticas y podrían corresponder a facies turbidíticas (proximales). Los productos del volcanismo bimodal se presentan hoy día en forma de capas y lentejones de anfibolitas y ortoneises, intercalados concordantemente entre los metasedimentos. Especialmente en la Unidad de Forcarey se nota la presencia de una asociación de capas de ortoneis y de anfibolitas delgadas perfectamente concordantes con los metasedimentos. Se extienden sobre grandes distancias a lo largo del borde occidental de la faja que ocupa esta unidad y su modo de aflorar sugiere fuertemente un origen ortoderivado a partir de rocas volcánicas o volcanosedimentarias.

b) Un período de magmatismo probablemente de edad Ordovícico medio-superior dio origen al precursor ígneo de varios tipos de ortoneises en Galicia (DEN TEX, 1978). Es probable que formen parte de este grupo los ortoneises ${}_N\gamma_b^1$, ${}_N\gamma_{mb}^1$ y ${}_N\gamma_A^1$. Dataciones absolutas indicaron una edad de 438 ± 7 m.a. para los primeros, pero como se ha expuesto en el apartado 1.3.5., existe incertidumbre acerca de su validez. Los ortoneises del Complejo de Ordenes ("Ortoneis de Sobrado") hubieran intruido algo más tarde, ya que dataciones radiométricas indican una edad de 400-450 m.a. para ellos. Según DEN TEX (1981a) representan rocas graníticas intruidas a niveles más profundos que los mencionados arriba, como testifica la presencia local de bordes blastomiloníticos en que el ortoneis pasa lateralmente a rocas en facies granulita.

c) Durante todo el Paleozoico inferior y medio se habrían manifestado movimientos tectónicos. Para DEN TEX (1981a), estos movimientos serían fundamentalmente de carácter epirogenético, resultando levantamientos y hundimientos de ciertas zonas. Debido a este juego de movimientos se encontrarían yuxtapuestas actualmente zonas mesocrustales a zonas epicrustales. Ejemplos de rocas mesocrustales empujadas hacia niveles menos profundos se encontrarían en los ya referidos ortoneises del Complejo de Ordenes y en otras rocas más, entre las cuales figurarían las rocas metabásicas de la "Zona Periférica". El protolito de las últimas habría sido generado en forma de un magma gabroideo por fusión parcial de diapiros secundarios de lherzolita, los cuales se habrían originado a consecuencia de la presencia de un diapiro primario del manto, cuyas actividades hubieran comenzado a manifestarse en el Precámbrico superior (ver KUIJPER, 1979). El penacho ascendente resultante sería responsable de un metamorfismo de presión media a alta a niveles mesocrustales, cuyos relictos podrían estar representados por las anfíbolitas en facies granulita ξA_{θ_3} de la presente Hoja.

Mientras para DEN TEX (1981a) y otros muchos más, la tectónica infrapaleozoica no es razón suficiente para distinguir una verdadera orogenia caledoniana en el NO de la Península (opinión muy generalizada para el SO de Europa; DORNSIEPEN, 1978), para MARTINEZ GARCIA (1973) y MARTINEZ GARCIA *et al.* (1975), los metagabros ya referidos representarían términos de una suite ofiolítica relacionada con una orogenia caledoniana. El metamorfismo de presión media a alta estaría igualmente relacionada con esta orogenia. Para estos últimos autores, los llamados complejos polimetamórficos y policíclicos constituirían elementos de un zócalo caledoniano imbricados con rocas posteriores. Para ANTHONIOZ y FERRAGNE (1978), por último, estas rocas no sólo representan elementos caledonianos, sino restos de mantos de corrimiento del ciclo caledoniano conservados en cuencas hercínicas.

d) El proceso de levantamiento y distensión relacionado con el penacho ascendente hubiera dado pie, en el Silúrico superior-Devónico inferior, a la apertura de pequeñas cuencas oceánicas alrededor de "microcratones" que no evolucionaron mucho y se cerraron poco después ("océanos abortivos" de DEN TEX). Para DEN TEX (1980), los depósitos de estas cuencas se

aproximan a la facies de un talud continental, mientras para MARTINEZ GARCIA *et al.* (1975) se trata de una introducción tectónica de rocas básicas de la suite ofiolítica caledoniana en materiales del Silúrico superior-Devónico inferior (grupo de Moeche, Hoja de Cedeira, 07/06-03). En la Hoja estudiada, los equivalentes de estas rocas podrían estar representados en la "Serie Periférica" del Complejo de Ordenes.

e) En el Devónico comienza un levantamiento más general de una zona que coincide aproximadamente con la zona galaico-castellana. El régimen prehercínico se termina y el metamorfismo de presión media a alta deja paso al tipo de presión baja del ciclo hercínico.

Según datos radiométricos (KUIJPER, 1979) no existiría una división neta entre acontecimientos tectonometamórficos y magmáticos prehercínicos y hercínicos y el autor prefiere hablar de una "orogenia hespérica", que va desde el Precámbrico superior hasta el Paleozoico superior. Los sucesos geológicos durante este ciclo dinamo-termal, dependerían de un modo fundamental de las actividades del penacho ascendente ya mencionado, que sería responsable de la larga duración y la notable continuidad en los procesos geológicos del ciclo hespérico.

4.2. CICLO HERCINICO

Los acontecimientos tectonometamórficos y magmáticos que se desarrollaron a partir del Carbonífero inferior y que constituyen la orogenia hercínica, son más conocidos que los del ciclo descrito anteriormente, debido a la inexistencia de otra orogenia que enmascarase los resultados de ésta.

a) Primera fase de deformación.

Se origina la esquistosidad principal que afecta a todas las rocas de la Hoja, salvo a los granitos hercínicos que aún no se habían emplazado y, por supuesto, al Cuaternario. Es responsable de la neisificación y, en combinación con el metamorfismo, de la blastomilonitización de las rocas ígneas ácidas prehercínicas, dando lugar a los ortoneises distinguidos en la presente Hoja.

Resulta difícil evaluar el papel desempeñado por la primera fase hercínica en la individualización y emplazamiento del Complejo de Ordenes, de la Unidad de Lalín y, posiblemente, de la Unidad de Forcarey. Para unos, los llamados complejos polimetamórficos y policíclicos, como el de Ordenes y la Unidad de Lalín, serían francamente alóctonos (RIES & SHACKLETON, 1971; MARTINEZ GARCIA, 1973; MARTINEZ GARCIA *et al.*, 1975), habiendo sido trasladados tectónicamente desde posiciones considerablemente más lejanas durante una fase que debe estar relacionada con la principal hercínica. Para DEN TEX (1978), la primera fase de deformación hercínica daría lugar a un comportamiento algo distinto de bloques ya más o menos parautóctonos intensamente metamorfozados y por consecuencia más rígidos, encajados en rocas menos metamorfozadas y menos rígidas, resultando, entre otros efectos, la formación de cabalgamientos que serían de mucho menos envergadura que los de los autores antes mencionados. Cualquiera que sea la

transcendencia de estos desplazamientos tectónicos, parece que se haya producido por lo menos cierto grado de aloctonía para algunos elementos de la estructura hercínica durante la primera fase. En cuanto a la edad más exacta de estos movimientos tectónicos de mayor alcance, el supuesto emplazamiento de la Unidad de Lalín tiene que ser anterior al metamorfismo hercínico principal, ya que las isogradas del mismo pasan el contacto entre la unidad y el autóctono sin sufrir alteraciones (HILGEN, 1971). Los cabalgamientos descritos en las Hojas colindantes de Santiago (94/04-07) y Golada (122/06-08) serían algo posteriores a la primera fase de deformación pero relacionados con ésta. Estarían acompañados de una esquistosidad llamada F_1' , cuya edad se situaría entre la de la fase principal más general (F_1) y la de la segunda fase hercínica (F_2).

En la presente Hoja se adscriben a la primera fase hercínica los cabalgamientos que limitan el "Ortoneis de Sobrado" y los cuerpos individuales del "Complejo Básico".

b) Más o menos coetánea con la primera fase de deformación hercínica es la principal fase de metamorfismo hercínico. Es de grado epi-mesozonal y de baja presión, en contraste con el metamorfismo anterior de presión media-alta. Es probable que alcanzase su climax algo más tarde, durante la interfase F_1 - F_2 , porque es fundamentalmente en este período cuando se formaron los porfiroblastos de plagioclasa, biotita granate y estauroлита. El grado de metamorfismo más alto (subfacies ortosa + sillimanita de la facies de las anfíbolitas con almandino) se alcanzó en las áreas de migmatización, donde se generaron granitos, autóctonos a principios del proceso y parautóctonos y alóctonos después. En contraste con su carácter prógrado en la mayoría de las rocas afectadas, está su efecto de retrogradación local a la facies de anfíbolita, con desarrollo de hornblenda azul-verde, en las rocas que registraron el metamorfismo anterior de presión media-alta.

c) Intrusión de la masa principal de los granitos y de su cortejo de pegmatitas. Representan productos avanzados de la migmatización (granitos de dos micas parautóctonos y alóctonos). Comprende los granitos $\gamma_{m_b}^2$ y $\gamma_{m_b}^2$ y es probable que los restantes granitos de dos micas presentes en la Hoja pertenezcan al mismo grupo. Están poco afectados por la segunda fase hercínica y se cree que dentro de su grupo representen tipos relativamente tardíos e incluso hasta posteriores a la segunda fase de deformación hercínica (F_2). El granito biotítico porfídico (γ_{p-3}^b) es ligeramente anterior, mostrando más claramente la deformación de F_2 .

d) Segunda fase de deformación.

Algunas macroestructuras representadas en la Hoja corresponden a esta fase. Es también responsable de abundantes micropliegues coherentes con ellas, el desarrollo de una correspondiente esquistosidad de crenulación por lo general poco manifiesta y de una ligera deformación penetrativa en la mayoría de las rocas graníticas.

El metamorfismo hercínico se extiende hasta esta fase de deformación.

e) Fases tardías.

Relacionados con ellas aparecen muy localmente micropliegues de tipo "kink-band" y "chevron". Es probable que también la intrusión de los diques de rocas básicas y de los pórfidos se sitúe durante una fase hercínica tardía. Sendas manifestaciones magmáticas podrían estar asociadas a una misma fase de distensión crustal postorogénica.

Es problemática la edad de la Falla marginal con su filón de cuarzo. Indica igualmente un régimen de distensión crustal. Es seguramente posterior a la migmatización y emplazamiento de los granitos de dos micas con su cortejo filoniano. Es muy probable que sea post-F₂, aunque su desarrollo es posible que comenzase durante el final de esta segunda fase, ya que parece que localmente se encuentre afectada por ella.

4.3. CICLO POSTHERCINICO

La estructura geológica de la región se encuentra prácticamente constituida a partir de las fases tardías hercínicas. Las estructuras que se originan después, corresponden a deformaciones epirogenéticas de estilo marcadamente frágil, protagonizadas por un juego de fallas verticales y de desgarre.

El levantamiento progresivo, el juego de las fallas y el modelado resultante del paisaje a partir de tiempos eógenos han sido tratados en el apartado 0.4. sobre Hidrografía y Geomorfología.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA

En este aspecto, la presente Hoja es asiento de algunas minas de casiterita y wolframita antiguamente de gran importancia.

Las mineralizaciones aparecen asociadas a rocas graníticas y pegmatíticas, más concretamente a los stocks ácidos de Fontao¹ y de Lamela² (^bγ²).

Los granitos y mineralizaciones han sido objeto de estudios por parte de HILGEN (1970), LANKELMA (1975) y NESEN (1979), en tanto que PARGA PONDAL y VAZQUEZ GARRIGA (1930) analizaron minerales de wolframio procedentes de la zona mineralizada.

Las minas se sitúan en la periferia, tanto interna como externa, de los stocks. La más importante era la de Fontao³, también llamada mina de La Brea, con una producción diaria en tiempos de unos 1.000 kgs. de concentrado (HILGEN, 1970). Las investigaciones de NESEN (1979) han demostrado la existencia de una estructura concéntrica en el stock de Fontao, diferen-

1) X: 563.500; Y: 4.734.500

2) X: 562.500; Y: 4.733.500

3) X: 563.000; Y: 4.734.100

ciendo este autor cuatro facies graníticas. La facies más reciente, que ocupa el núcleo excéntrico de la estructura, tiene carácter de un endogranito. Está delimitado por una zona muy característica en que se han desarrollado megacristales de feldespato alcalino con hábito plumoso o en abanico ("Stockscheider"). Es en el endogranito donde estarían concentrados los elementos mineralizadores, que luego en su mayor parte se concentrarían en los filones de cuarzo.

La mena de interés económico, casiterita y wolframita, se explotó en galerías siguiendo filones de cuarzo de direcciones N a NE. En la mina de Fontao la densidad de filones de cuarzo mineralizados, probablemente en combinación con la presencia en el endogranito ya referido de mena diseminada, dio pie, en las postrimerías de la época de extracción, a una explotación a cielo abierto de la roca en sí, utilizándose como subproducto parte de los finos en forma de áridos de trituración.

HILGEN (1970), ha podido distinguir tres fases de mineralización en la mina de Fontao, indicadas por:

- 1) Una paragénesis de silicatos y óxidos.
- 2) Una paragénesis de sulfídicos.
- 3) Una paragénesis de carbonatos.

Según él, las mineralizaciones podrían ser de tipo neumatolítico-hidrotermal. Por último, procede señalar la existencia de explotaciones de estaño abandonadas de dimensiones muy pequeñas en filones de cuarzo al SO de Ermo¹ y en suelos eluviales al N de Banzo de Arriba² y al N del campo de filones mineralizados de Fontao.

5.2. CANTERIA

Las canteras activas que se encuentran en la Hoja son de cierta importancia, abasteciendo necesidades que no se limitan a las del área que nos ocupa.

Se centran concretamente en las serpentinitas, roca que se explota para la producción de áridos de trituración. Existen tres canteras activas en este tipo de rocas.

Los áridos de la cantera al N de Bandeira³ sirven principalmente como balasto para vías ferroviarias. La cantera que se sitúa al S de Amosa⁴ produce áridos que se utilizan en parte como componente oscuro en la confección de marmolinas.

Aparte de las serpentinitas, se explota en una cantera alargada el cuarzo, de gran pureza, del filón que se extiende a lo largo de la Falla marginal, al SO de Ardesende⁵. En el mismo filón se sitúan también algunas canteras abandonadas.

1) X: 565.100; Y: 4.731.300

2) X: 565.700; Y: 4.732.400

3) X: 558.700; Y: 4.733.200

4) X: 555.600; Y: 4.736.800

5) X: 547.500; Y: 4.738.000

Existen varias canteras abandonadas en serpentinitas, la mayoría situadas en el cuerpo de Campo Marzo, al N de Bandeira. Dada la extensión de este cuerpo, las reservas deben ser considerables, pero la explotación se encuentra dificultada por la presencia de numerosos diques de granito que cortan la serpentinita. Probablemente es ésta la razón por la que dos de las canteras activas se sitúan en pequeños cuerpos de serpentinita con reservas limitadas, pero de gran pureza, ya que faltan en ellos las inyecciones graníticas.

Otras canteras abandonadas que se dedicaron a la producción de áridos de trituración, han sido encontradas en rocas tan variadas como diatexitas, anfibolitas granatíferas, granitos de dos micas y ortoneises bitotíticos. Los últimos han sido explotados en una cantera de grandes dimensiones al NE de Rosende¹, suministrando balasto para la línea ferroviaria Orense-Santiago.

Aridos naturales se extraen en varias graveras situadas en el fondo de los valles de los ríos Deza y Ulla, principalmente mediante dragado desde la orilla de los ríos. Sus productos se usan, entre otros, en pequeñas hormigoneras. Un caso interesante lo ofrece la "Gravera del río Deza", situada al sur de Bascuas², la cual aprovecha como subproducto la casiteria y wolframita de los sedimentos explotados primariamente para áridos, disponiendo para su extracción de maquinaria moderna.

Una gravera abandonada se encuentra en depósitos de terraza (QAI) al N de Neira de Arriba³.

5.3. HIDROGEOLOGIA

La baja permeabilidad de las rocas, tanto metamórficas como ígneas, que componen el substrato de la región y la escasa potencia de los depósitos cuaternarios, hacen poco probable la existencia de grandes acuíferos.

En el substrato metamórfico, las zonas con mejores posibilidades se encuentran en el Dominio del Complejo de Ordenes, donde los suelos de alteración suelen tener mayor potencia que en los demás dominios. Son frecuentes en esta zona las captaciones realizadas mediante zanjas y socavones, aunque los caudales son siempre muy limitados.

Los manantiales más importantes parecen situarse en las áreas graníticas, a primera vista muy en contradicción con la impermeabilidad de los granitos, pero el desarrollo de mantos de "lem" formados por alteración "in situ" y el sistema de diaclasas que los atraviesa aumentan considerablemente las posibilidades de almacenamiento y circulación de aguas subterráneas.

Pese a la aparente falta de acuíferos importantes, el problema de abastecimiento no es acusado, debido a la baja demanda hídrica en la Hoja y el elevado índice pluviométrico.

1) X: 564.500; Y: 4.729.800

2) X: 557.400; Y: 4.736.300

3) X: 546.450; Y: 4.734.300

6. BIBLIOGRAFIA

- ABRIL HURTADO, J.; APALATEGUI ISASA, O. y PLIEGO DONES, D. (1978). «Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja 95/05-07 (El Pino)». *Publ. I.G.M.E.*, Madrid.
- ANTHONIOZ, P.M. y FERRAGNE, A. (1978). «Le Précambrien polymétamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne?». *Geologia de la parte Norte del Macizo Ibérico. Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, 27; 23-42 (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal).
- APALATEGUI ISASA, O.; ABRIL HURTADO, J. y PLIEGO DONES, D. (1978). «Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja 96/06-07 (Arzúa)». *Publ. I.G.M.E.*, Madrid.
- ARPS, C.E.S. (1970). «Petrology of a part of the Western Galician basement between the Río Jallas and the Ría de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations». *Leidse Geol. Med.*, 46; 57-155.
- ARPS, C.E.S., CALSTEREN, P.W.C. van, HILGEN, J.D., KUIJPER, R.P. y DEN TEX, E. (1977). «Mafic and related complexes in Galicia; an excursion guide». *Leidse Geol. Med.*, 51; 63-94.
- BARD, J. P. (1978). «Contribution au problème de la signification des ceintures métamorphiques dans les orogènes antémésozoïques: éléments d'approche dans la virgation Galaico-armoricaine». *Geologia de la parte norte del Macizo Ibérico. Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, 27; 69-92 (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal).
- BARD, J. P., CAPDEVILA, R. y MATTE, PH. (1971). «La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique; comparaison avec les segments voisins». *Publ. Inst. Franç. de Pétrol.*, 1(4); 1-68.
- BARROIS, CH. (1882). «Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mém. Soc. Géol. du Nord*, t. 2. *Mém.* 1; 630 pp.
- BEZEMER (1963). «Doctoraalscriptie». *Tesina de licenciatuura* (sin publicar), Leiden.

- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954). «Recherches morphologiques dans le NW de la Péninsule Ibérique». *Mémoires et Documents C.N.R.S., T. 4; 1-61.*
- BURGERHOUT, J. (1974). «Struktureel-petrologische beschrijving van een gebied ten zuidwesten van Arzúa aan de zuidelijke rand van het Orde-nesbekken (NW Spanje)». *Tesina de licenciatura* (sin publicar), Leiden.
- CALSTEREN, P. W. C. van (1977a). «A mantle-plume model interpretation for the Paleozoic geology of Galicia with emphasis on the Cabo Ortegal area (NW Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., B 80; 156-168.*
- CALSTEREN, P. W. C. van (1977b). «Geochronological, geochemical, and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain)». *Verhandeling Nr. 2, Z.W.O. Laboratorium voor Isotopengeologie, Amsterdam. 74 p.*
- CAPDEVILA, R. (1965). «Sur la géologie du Précambrien et du Paléozoïque dans la région de Lugo et la question des plissements assynclinaux et sardes en Espagne». *Notas y Comun. Inst. Geol. y Min. de España, 80; 157-174.*
- CAPDEVILA, R. (1967). «Extension du métamorphisme régional hercynien dans le nord-ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies y León)». *C.R. Som. Soc. Géol. Fr., 1; 277-279.*
- CAPDEVILA, R. (1968a). «Zones de métamorphisme régional progressif dans le segmente hercynien de Galice nord-orientale (Espagne)». *C.R. Acad. Sci. Paris, 266; 309-312.*
- CAPDEVILA, R. (1968b). «Les types de métamorphisme intermédiaires de basse pression dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne)». *C.R. Acad. Sci. Paris, 266; 1.924-1.927.*
- CAPDEVILA, R. (1969). «Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segmente hercynien de la Galice nord-orientale (NW de l'Espagne)». *Thèse, Fac. Sciences Montpellier, France. 430 pp.*
- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P. (1970). «Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. y Minero, 81; 215-225.*
- CAPDEVILA, R. y VIALETTE, Y. (1970). «Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (nord-ouest de l'Espagne)». *C.R. Acad. Sci. Paris, 270; 2.527-2.530.*
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G. y FLOOR, P. (1973). «Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique». *Bull. Soc. Géol. France, 15 (3); 209-228.*
- CARLE, W. (1950). «Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia». *Publicaciones extranjeras sobre geología de España. Instituto Lucas Mallada, n° 5, 59-90.*
- DEN TEX, E. (1966). «Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline». *Leidse Geol. Med., 36; 211-222.*
- DEN TEX, E. (1974). «The polycyclic lithosphere: an attempt to assess its

- orogenic memory». *Centenaire de la Soc. Géol. Belgique, Géologie des domaines cristallins*, Liège; 145-181.
- DEN TEX, E. (1978). «El zócalo policíclico y su importancia en la evolución de la Cadena varisca en Galicia Occidental». *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*. 27; 139-157 (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal).
- DEN TEX, E. (1979). «A pre-Variscan continental rift system in NW Spain». *Krystalinikum*, 14; 19-31.
- DEN TEX, E. (1981a). «Basement evolution in the northern Hesperian Massif. A preliminary survey of some results obtained by the Leiden research group». *Leidse Geol. Med.* 52 (1); 1-21.
- DEN TEX, E. (1981b). «A geological section across the Hesperian Massif in Western and central Galicia». *Geol. en Mijnbouw* 1; 33-40.
- DEN TEX, E. (1980). «Un esquema del estado actual de la investigación geológica en Galicia». *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 1; 323-339.
- DEN TEX, E. y FLOOR, P. (1967). «A blastomylonitic and polymetamorphic "Graben" in Western Galicia (NW Spain)». *Etages Tectoniques*; 169-178. Ed. A la Baconnière, Neuchâtel.
- DEN TEX, E. FLOOR, P. (1972). «A synopsis of the geology of Western Galicia». *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. 1, 3; 1-13. Editions Technip, Paris.
- DIEPHUIS, G. (1976). «Een petrografische beschrijving van gesteenten voorkomende ten Z. van de Dezabreuk (Galicië, NW Spanje)». *Tesina de licentiatura* (sin publicar), Leiden.
- DIVAR RODRIGUEZ, J. y IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (en prensa). «Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja 122/06-08 (Golada)». *Publ. I.G.M.E.*, Madrid.
- DORNSIEPEN, U. F. (1978). «Ein Ueberblick über die europäischen Varisziden». *Z. dt. geol. Ges.*, 129; 521-542.
- FELIUS, R. O. (1967). «Petrografie en mineralogische beschrijving van een gebied op de zuidelijke grens van de Ordenes-Schisten met het basische complex in Galicië (NW Spanje)». *Tesina de licentiatura* (sin publicar), Leiden.
- FERNANDEZ POMPA, F.; MONTESERIN LOPEZ, V. y PEINADO MORENO, M. (1976). «Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja 7/06-03 (Cedeira)». *Publ. I.G.M.E.*, Madrid.
- FERRAGNE, A. (1966). «Aperçu sur les formations granitiques de la province d'Oronse». *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 103 (4); 1-7.
- FERRAGNE, A. (1972). «Le Précambrien et le Paléozoïque de la province d'Oronse». *Thèse, Univ. de Bordeaux*, 1; 249 pp.
- FLOOR, P. (1966). «Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: the Galifeiro and surrounding areas, Vigo, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 36; 1-204.

- FLOOR, P. (1970). «Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest péninsulaire». *Bol. Geol. y Minero*, 81; 254-248.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J. y OEN ING SOEN (1970). «Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal». *Bol. Geol. y Minero*, 81; 242-244.
- GALAN ARIAS, J. et al. (en prensa). «Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja 120/04-08 (Padrón)». *Publ. I.G.M.E.*, Madrid.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS PONCE DE LEON, M. y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1974). «Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja 154/06-09 (Lalín)». *Publ. I.G.M.E.*, Madrid.
- HART, J. t' (1973). «Petrografische beschrijving van een gebied ten zuidwesten van Arzúa op de zuidelijke begrenzing van het Ordenesbekken (NW Spanje)». *Tesina de Licenciatura* (sin publicar), Leiden.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915). «Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, 34; 81-172.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935). «El sistema Cambriano». *Mem. Inst. Geol. y Min. España*, 41; 291-525.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942). «El sistema Siluriano». *Mem. Inst. Geol. y Min. España*, 45; 789 pp.
- HILGEN, J. D. (1967). «Verslag van een economisch-geologische kaartering in het gebied rondom Lalín en Silleda in Galicië, (NW Spanje)». *Tesis de licenciatura* (sin publicar), Leiden.
- HILGEN, J. D. (1970). «Algunas observaciones sobre el granito porfiroide de Fontao y su mineralización metalífera». *Bol. Geol. y Minero*, 18; 199-210.
- HILGEN, J. D. (1971). «The Lalín Unit: a new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet., B*, 74; 298-407.
- HO LEN FAT, A. G.; KONING, H. y MEER MOHR, C. G. van der (en prensa). «The association of fossil-bearing limestones, spilitic and ultramafic rocks in the Southeastern border group of the Cabo Ortegal Complex, Galicia, Spain».
- HUBREGTSE, J. J. M. W. (1973). «High-grade metamorphic rocks of the Mellid area, Galicia (NW Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 49; 9-31.
- KEASBERRY, E. J.; CALSTEREN, P. W. C. van, y KUIJPER, R. P. (1976). «Early Paleozoic mantle diapirism in Galicia». *Tectonophysics*, 31; T. 61-75.
- KEASBERRY, E. J. (1979). «An interpretation model of semicircular Bouguer anomalies found over the peripheral belt of the Ordenes Complex (NW Spain)». *Geol. en Mijnb.*, 58 (1); 65-70.
- KLEIN, E. y HILGEN, J. D. (en prensa). «Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja 153/05-09 (Cerdedo)». *Publ. I.G.M.E.*, Madrid.
- KONING, H. (1966). «Les types de roches basiques et ultrabasiques qu'on

- recontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)». *Leidse Geol. Med.* 36; 235-242.
- KUIJPER, R. P. (1979). «U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia (NW Spain)». *Verh. nr. 5, Z.W.O. Laboratorium voor Isotopengeologie*, Amsterdam, 101 p.
- LANKELMA, J. V. (1975). «Spoorelementenverdeling van de vergreisende Fontaograniet in de Lalin-eenheid en andere granitisch gesteenten uit West Galicië». *Tesina de licenciatura* (sin publicar), Amsterdam.
- LOTZE, F. (1945). «Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, 6; 78-92.
- LOTZE, F. (1956a). «Das Präkambrium Spaniens». *N. Jb. Geol. Pal.*, H. 8; 373-380.
- LOTZE, F. (1956b). «Ueber Sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur Assyntischen Faltung». *Geotektonisches Symposium z. ehren v. H. Stille*; 128-139. F. Enke Verl., Stuttgart.
- LOTZE, F. (1958). «Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums». *Geologie*, Jg. 7, H. 3-6; 727-750.
- LOTZE, F. y SDZUY, K. (1961). «Das Kambrium Spaniens. T.I: Stratigraphie». *Abh. Akad. Wiss. Math. Naturw. Klasse*, 6; 285-498.
- MAASKANT, P. (1970). «Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia (NW Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 45; 237-325.
- MACPHERSON, J. (1881). «Apuntes petrográficos de Galicia». *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 10; 49-87.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973). «Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (NW de España)». *Stud. Geol.*, 5; 6-107.
- MARTINEZ GARCIA, E. y CORRETGE, L. (1970). «Nota sobre la serie metamórfica Porto-Villavieja». *Stud. Geol.*, 1; 47-58.
- MARTINEZ GARCIA, E., FERNANDEZ POMPA, F., ARCE, M., FERNANDEZ MARTINEZ, F., FERNANDEZ TOMAS, J., y MONTESERIN LOPEZ, V. (1975). «Nuevos datos para la interpretación del complejo básico de Cabo Ortegá (Galicia, Noroeste de España)». *Tecniterrae*, 7; 8-12.
- MATTE, Ph. (1968). «La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Géologie Alpine*, 44; 157-280.
- MATTE, Ph. y RIBERIO, A. (1967). «Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le nord-ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions». *C.R. Acad. Sci. Paris*, 264; 2.268-2.271.
- MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1969). «Les kink-bands, exemple de déformation tardive dans l'Hercynien du nord-ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, 7 (4); 309-322.
- MATTE, Ph. y CAPDEVILA, R. (1978). «Tectonique en grands plis couchés et plissements superposés d'âge hercynien dans la série de Ordenes-Be-tanzos (Galice occidentale)». *Geologia de la parte norte del Macizo Ibé-*

- rico. *Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, 27; 193-201 (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal).
- MEER MOHR, C. G. van der (1975). «The Paleozoic strata near Moeche in Galicia (NW Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 49; 487-497.
- MEERBEKE, G. L. E. van; HILGEN, J. D. y FLOOR, P. (1973). «Preliminary results of the investigation of the central Galician schist area (Prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain)». *Leidse Geol. Med.*, 49; 33-37.
- MEHNERT, K. R. (1968). *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier.
- MINNIGH, L. D. (1974). «Strukturele petrologie van een gebied gelegen in de centrale Galicische schistzone tussen Orense en Pontevedra (NW Spanje)». *Tesina de Licenciatura* (sin publicar), Leiden.
- MINNIGH, L. D. (1978). «Tectonic and petrographic aspects of an area SW of the Lalín unit (Prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain)». *Geología de la parte norte del Macizo Ibérico. Cuadernos del Seminario de Estudios cerámicos de Sargadelos*; 27, 203-217 (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal).
- MYASHIRO, A. (1975). *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen and Unwin Ltd., London.
- MONTESERIN LOPEZ, V. y PEREZ ROJAS, A. (en prensa). «Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja 186/05-10 (Puente-Caldelas)». *Publ. I.G.M.E., Madrid*.
- NAVARRO ALVARGONZALEZ, A. y VALLE DE LERSUNDI, J. (1959). «Bosquejo geológico de la mitad norte de la provincia de Pontevedra». *Notas y Comun. Inst. Geol. y Min. de España*, 53; 87-106.
- NESEN, G. (1979). «Une minéralisation étain-tungstène liée à un complexe granitique annulaire à endogranite et Stockscheider en Galice (mine de Fontao, Espagne)». *C.R. Acad. Sci. Paris, B*, 288 (D) 787-790.
- NONN, H. (1966). «Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude morphologique». *Publ. Fac. des Lettres de l'Université de Strasbourg, T. III*; 1-591.
- MOOTENBOOM, J. H. (1977). «Petrografische beschrijving van een gebied in de omgeving van Touro in het zuidelijke gedeelte van het Ordenesbekken (NW Spanje)». *Tesina de licenciatura* (sin publicar), Leiden.
- OVERMEEREN, R. A. van (1975). «A gravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo Ortegal (NW Spain)». *Tectonophysics*, 26; 293-307.
- PABLO MACIA, J. G. de y MARTINEZ CATALAN, J. R. (en prensa). «Mapa y Memoria explicativa de la Hoja 94/04-07 (Santiago de Compostela)». *Publ. I.G.M.E., Madrid*.
- PABLO MACIA, J. G. de y MARTINEZ CATALAN, J. R. (en prensa). «Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja 71/06-06 (Sobrado de los Monjes)». *Publ. I.G.M.E., Madrid*.
- PARGA, J. P. (1969). «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trabajos Lab. Geol. de Lage, núm. 37*; 1-15.

- PARGA PONDAL, I. (1956). «Nota explicativa del mapa geológico de parte NO de la provincia de La Coruña». *Leidse Geol. Med.*, 21; 467-484.
- PARGA PONDAL, I. (1958). *El conocimiento geológico de Galicia*. Ed. Citania, Buenos Aires, 19 p.
- PARGA PONDAL, I. (1960). «Observación, interpretación, y problemas geológicos de Galicia». *Not. y Comun. Inst. Geol. y Min. de España*, 59; 333-358.
- PARGA PONDAL, I. (1963a). «Mapa petrográfico-estructural de Galicia». *Inst. Geol. y Min. de España, Madrid*.
- PARGA PONDAL, I. (1963b). «Rocas y minerales de interés económico del Macizo Galaico». *Trabajos Lab. Geol. de Lage*, 14; 99-104.
- PARGA PONDAL, I. (1967). «Carte géologique du nord-ouest de la Péninsule Ibérique, escala 1: 500.000». *Dir. General de Minas e Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa.
- PARGA PONDAL, I. y VAZQUEZ GARRIGA Y. (1930). «Contribución al estudio de los minerales de wolframio de Galicia. I. Análisis de las wolframitas de La Brea, Corpiño y Carboeiro (Lalín, Pontevedra)». *An. Soc. Esp. Fis. Quim.* 28.
- PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A.I. M., VERSCHURE, R. H., HEBEDA, E. H. y VERDURMEN, E. A., Th (1970). «Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula». *Ecl. Geol. Helv.*, 63; 255-274.
- RIBEIRO, A. (1970). «Position structurale des Massifs de Morais et Braganza (Tras-os-Montes)». *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 54; 115-138.
- RIBEIRO, A. y RIBEIRO, M. L. (1972). «Rochas hiperalcalinas da região de Macedo de Cavaleiros (Tras-os-Montes oriental)». *Rev. Fac. Ciências Univ. Lisboa, Série 2C*, 17; 201-321.
- RIEMER, W. (1966). «Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Comun. Inst. Geol. y Min. de España*, 81; 7-20.
- RIES, A. C. (1979). «Variscan metamorphism and K-Ar dates in the Variscan fold belt of S Brittany and NW Spain». *J. Geol. Soc. London*, 136; 89-103.
- RIES, A. C. y SHACKLETON, R. M. (1971). «Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal: remnants of a Hercynian thrust plate». *Nature Phys. Sci.*, 234 (47); 65-68.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1959). «Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro de Sul-Sátão region (Northern Portugal)». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37; 5-617.
- SCHERMERHORN, L. J. G., PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H., VERDURMEN, E. A. Th., y VERSCHURE, R. H. (1978). «Age and origin of the Messejana dolerite faultdike system (Portugal and Spain) in the lighth of the opening of the North Atlantic Ocean». *Journ. of Geol.*, 86; 299-309.
- SCHULZ, G. (1834). *Mapa petrológico del Reyno de Galicia*. F. de la Torre, ed. Madrid.

- SCHULZ, G. (1835). *Descripción geognóstica del Reyno de Galicia*. Collado Imp. Madrid.
- TEXEIRA, C. (1972). «Sur l'âge du grand filon de l'Alentejo». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 18 (1); 119-120.
- ZUUREN, A. van. (1969). "Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)". *Leidse Geol. Med.*, 45; 1-71.