



IGME

185

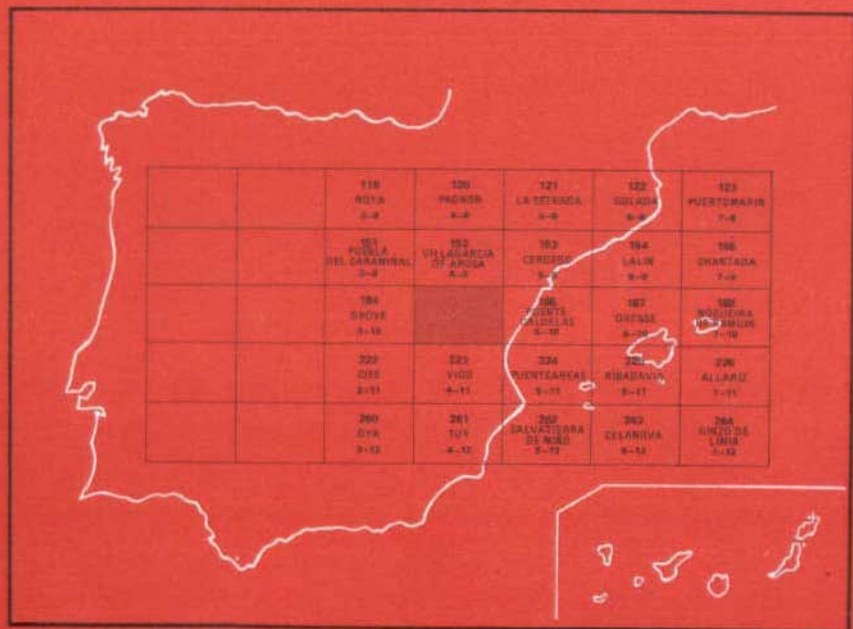
4-10

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PONTEVEDRA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PONTEVEDRA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por GEOTEHIC, S.A., dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Trabajo de Campo y Gabinete: Horacio Abril Gómez; José Abril Hurtado y Domingo Vicente Pliego Dones, Lcdos. en Ciencias Geológicas.

Asesoramiento: L. Guillermo Corretge Castañón, Dr. en Ciencias Geológicas de la Universidad de Salamanca. Peter Floor, Dr. en Ciencias Geológicas, Leiden (Holanda).

Supervisión I.G.M.E.: José María Zapardiel Palenzuela, Ingeniero de Minas.

Dirección del Proyecto: Fernando García Salinas, Dr. Ingeniero de Minas.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

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

Depósito Legal: M - 41947–1981

Imprime ADOSA – Príncipe de Vergara, 210 – Madrid-2

0 INTRODUCCION

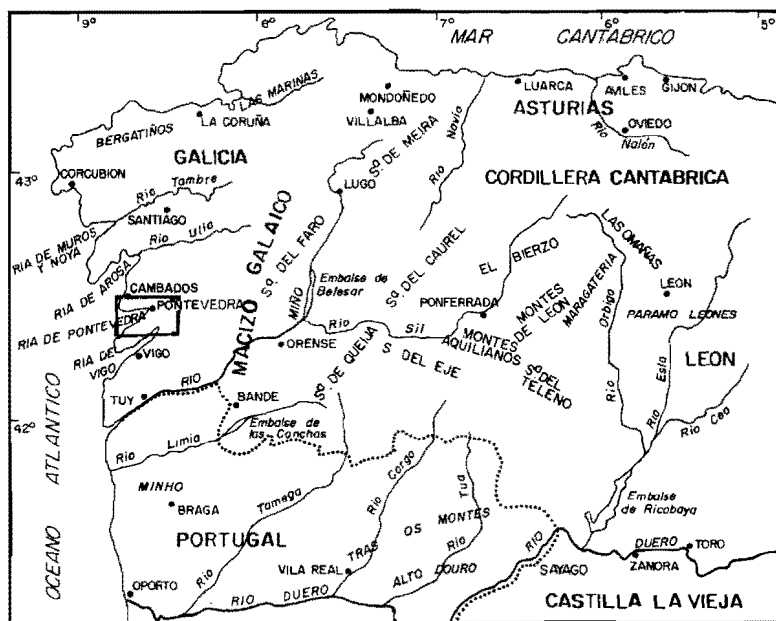
La presente Hoja número 04-10 (185) PONTEVEDRA, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está situada en el sector NW de la Península Ibérica, entre las coordenadas geográficas $5^{\circ}10'$ y $4^{\circ}50'$ de longitud W (Meridiano de Madrid) y $42^{\circ}20'$ y $42^{\circ}30'$ de latitud N.

Aparece cruzada de NW a SE por la gran Ría de Pontevedra en cuya cabecera desemboca el río Lérez como principal arteria, al que se unen ríos de segundo orden como el Almofrey, Granda, etc. También participan en la Hoja, las cabeceras de la ría de Vigo, con el río Verdugo como principal afluente, y los ríos de Ponte Novo, Oitaven de menor importancia, y la de la ría de Arosa en el ángulo NW de la misma, con ríos como La Chanca, Francón y Fondón.

La red fluvial descrita no muestra una directrices generales definidas, si bien se intuyen como predominantes la N-S y N 60, coincidentes, a grandes rasgos, con los lineamientos estructurales del arco hercínico y las fracturas tardihercínicas.

Orográficamente forma parte de las estribaciones occidentales del Macizo de Galicia Oeste, con declives más o menos escalonados hasta alcanzar

la costa atlántica. El techo de la zona lo constituyen el Vértice Castrove, en Monte Castrove al NW de Pontevedra, con 613 m y la Fracha al SE, con 546 m. Con la excepción de las planicies y rasas costeras próximas a la Ensenada del Grove, la Hoja constituye una zona montuosa, de morfología accidentada, de amplios, pero relativamente profundos valles y laderas bastante pendientes.



ESCALA APROXIMADA 1:3.500.000

Fig. 1.— Esquema de situación geográfica de la Hoja de Pontevedra (04-10).

La red vial es densa e importante en esta zona de las Rías Bajas, cubriendo ampliamente las necesidades de una población diseminada con índice de poblamiento muy elevado.

Desde el punto de vista geológico la Hoja se incluye dentro de la llamada zona Centro-Ibérica (Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, IGME, 1972). A su vez participa de la zona V de MATTE, Ph. (1968) Galicia Occidental y NW de Portugal. Los esquemas adjuntos muestran la situación geográfica y geológica de la Hoja estudiada.

Aparece formada por un mosaico de batolitos graníticos, en su mayor parte de edad hercínica, sobre los que quedan englobados restos de una serie

esquisto-areniscosa epi o mesozonal, parcialmente asimilada y metamorfoseada por las intrusiones graníticas de edad Precámbrico-Paleozoico indiferenciado (DEN TEX, E., 1965 y FLOOR, P., 1970).

Han sido importantes, para la realización de este estudio, trabajos de ámbito regional y local entre los que se encuentran los de CAPDEVILA, R. (1969); MATTE, Ph. (1963-69); FLOOR, P. (1966); ARPS, C.E.S. (1970); NONN, H. (1966); VAN CALSTEREN et al. (1977) y BUISKOOL, J.M.A. et al. (1979) y cartografía a diversas escalas de ARIESEN, F.H. (1974); TEN BOSCH, J.B.M. (1964); BREMMER, M.S.M.P. (1973); HENSEN, B.J. (1965); VAN HUMALDA VAN ESYSINGA (1966); RENGERS, N. (1965); RODENBURG, J.K. (1968); VISSER, W. (1973) y VOGEL, W. (1967) sintetizados en la 1ª edición del Mapa Geológico de Galicia Occidental a escala 1:100.000 de la Universidad de Leiden, Holanda (1977).

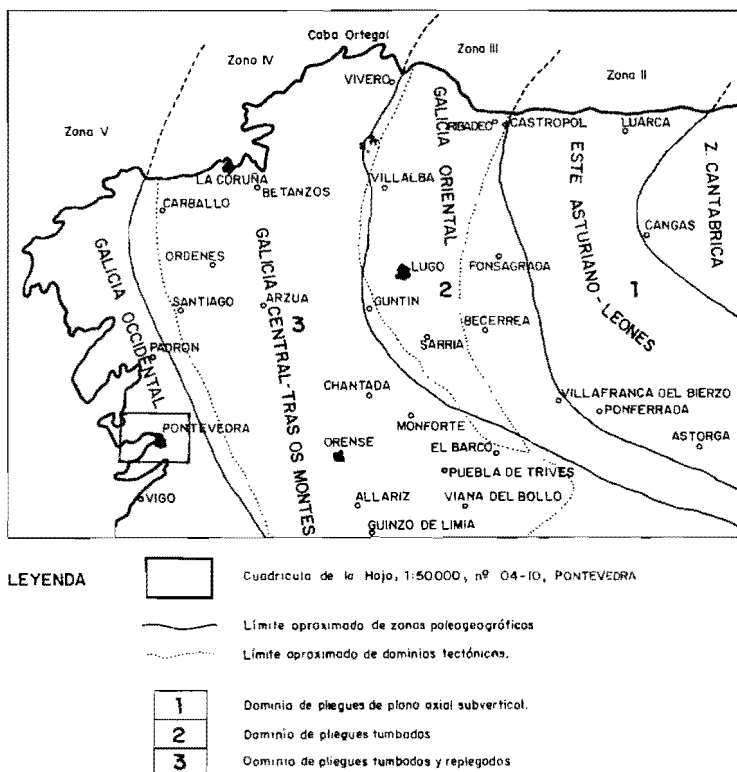


Fig. 2.— Esquema de distribución de zonas paleogeográficas del NW. de la Península Ibérica y dominios tectónicos principales. (MATTE, P., 1968).

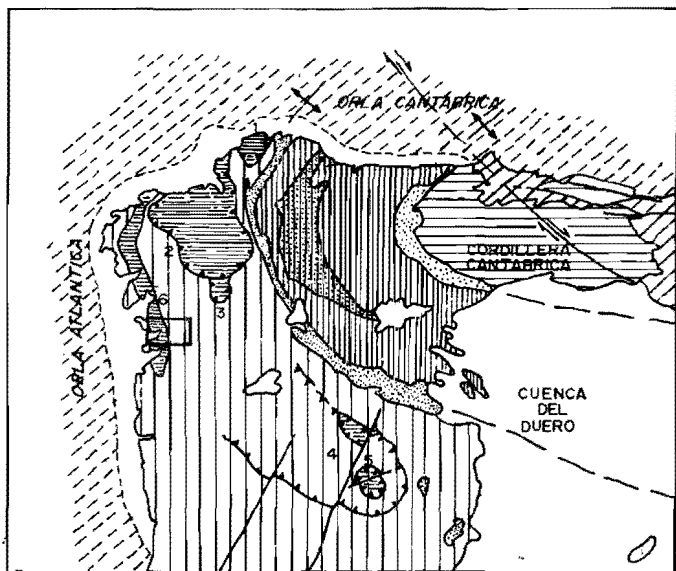







Fig. 3.— Esquema según el "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares". Ed. IGME. 1972.

ESCALA 1:4.000.000


ZONAS DEL HERCINIANO DEL MACIZO IBERICO

-  ZONA CANTABRICA
-  Núcleo precámbrico del Antiforme del Narcea
- A**  ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA y su continuación en los afloramientos paleozoicos de la cordillera ibérica (A, núcleo precámbrico del pliegue tumbado de Mandorledo)
-  Núcleo precámbrico del antiforme del "Dito de Sapo"
- B**  ZONA CENTROIBERICA A, afloramientos de "Dito de Sapo"
B, Macizos de Cabo Ortegal (1) Orosnesá (2) Lalín (3) Bragança (4) Moras (5) y "foza" blastomylonítica (6)

ORLA MESOZOICA (Y PALEOGENA) DEL MACIZO IBERICO

-  ORLA ATLANTICA

CUENCAS TERCIARIAS

-  Cuartera terciaria en gran parte sobre el zócalo hercínico o sobre mesozoico no deformado, pero en parte también sobre áreas de deformación alpidica.

1 ESTRATIGRAFIA

La Columna estratigráfica de esta Hoja está muy poco definida por cuanto las series estudiadas carecen, por una parte, de restos fósiles determinativos, y por otra, de niveles-guía fácilmente identificables y correlacionables con los de otras series similares, mejor definidas en otras zonas de Galicia o en el N de Portugal. La diversidad de rocas metasedimentarias yacentes en la zona de estudio, obliga a pensar que existen términos que van desde el Precámbrico hasta el Silúrico.

Sobre este substrato afectado por fenómenos superpuestos de polimetamorfismo (regional, varias fases y térmico) se apoya, de manera discontinua, una cobertura de depósitos recientes y suelos eluvio-coluviales bastante diversificados y en general aprovechados por la actividad industrial de la región.

1.1 COMPLEJO CABO D'HOME-LA LANZADA (PC-S, PC-Sc)

Constituye una formación metasedimentaria de edad probable Precámbrico Superior-Silúrico, bastante diversificada en su litología, pese a los procesos metamórficos sufridos, que ha sido intruida, en sucesivas etapas, por rocas ígneas de naturaleza ácida, acompañadas de cortejos filonianos diversos.

En su conjunto es difícil establecer una sucesión estratigráfica clara dentro de esta formación. Si bien existen en ella como se indicó anteriormente, niveles correspondientes al "Complejo XG" ("xisto-grauváquico" de N de Portugal) Hojas de Caminha (TEIXEIRA, C.; TORRE DE ASSUNCAO, C., 1961) y Valença (TEIXEIRA, C., 1956). Faltan por completo los horizontes conglomeráticos de Monteferro-El Rosal (Hojas de TOMIÑO (04-13) y TUY (04-12) (IGME, 1978) y una mejor y mayor representación de los niveles anfibolíticos de origen para, presentes en ellas y claramente representativos de la parte basal del Complejo. Esta ausencia, apoyada con la relativa abundancia de capas cuarcíticas carbonosas y esquistas andalucíticas, nos ha llevado a pensar que la serie de Cabo d'Home-La Lanzada participa mayoritariamente de los tramos medio y superior de su homóloga Monteferro-El Rosal, aludida más arriba.

La columna adjunta representaría la sucesión estratigráfica esquematizada de este Complejo, a partir de los datos obtenidos en la banda costera, donde los criterios de polaridad, (micropliegues de Fase 2) parecen indicar la permanencia en un mismo flanco.

Los litotipos mejor representados son, como se ha indicado, los micasquistos andalucíticos y sillimaníticos, cuarzo-esquistos y micasquistos y areniscas o cuarcitas (ferruginoso-carbonosas con frecuencia). También se han testificado horizontes calcosilicatados que recuerdan, en cierto modo, a los que existen en Monteferro (Hoja de TUY, IGME, 1978), en numerosos, aunque localizados, puntos de la costa entre Sanxenxo y W de Paxariñas, por una parte y en el Complejo Vigo-Pontevedra, por otra.

Los micasquistos con andalucita y sillimanita son más frecuentes en zonas próximas a apófisis graníticas y al contacto con el batolito granodiorítico de Caldas de Reyes. Ocasionalmente están formados por densas redes de gruesas andalucitas entrecruzadas (algunos puntos próximos a la playa de Paxariñas). Son de color pardo oscuro, marrón o azulado y presentan, como se ha indicado, una distribución espacial muy localizada. Petrográficamente aparecen formados por cuarzo, moscovita, biotita (turmalina y andalucita ocasionalmente) como elementos esenciales y andalucita (alterada en productos arcillosos con frecuencia), sillimanita, leucoxeno (secundario) y opacos, como accesorios. Su textura es lepidoblástica y su grado de alteración alto, ocasionado en parte por fenómenos metasomáticos. Estas rocas proceden del metamorfismo regional de sedimentos arcillosos, al que se han superpuesto fenómenos de metamorfismo de contacto y metasomatismo con procesos de boratización y moscovitización intensas. Los cristales generados en estos procesos (turmalina, andalucita, moscovita y/o biotita) aparecen dispuestos transversalmente u oblicuos a la esquistosidad principal (S_1 y S_2) del metamorfismo regional (Fases 1 y 2 hercínicas).

Los cuarzo-esquistos y esquistos de dos micas son los litotipos mejor representados en el área estudiada. Presentan a menudo un cierto bandeo milimétrico, que ha permitido en numerosas ocasiones detectar micropliegues vergentes, útiles como criterios de polaridad estructural para pliegues mayores de fase 2. Están formados por cuarzo, moscovita y biotita como elementos esenciales y turmalina, rutilo, apatito y opacos como accesorios. La textura es lepidoblástica y su grado de alteración bajo en general.

Por último, las areniscas y cuarcitas afloran en delgados y discontinuos horizontes, entre el decímetro y el metro de potencia, y con una acusada variedad de colores y texturas. Aparecen con frecuencia impregnadas de óxidos de hierro y material carbonoso que les confieren un intenso color negro y tacto tiznante. Petrográficamente se trata de rocas formadas por cuarzo y material carbonoso (moscovita ocasional) como elemento esencial y moscovita, circón y opacos como accesorios. Su textura es granoblástica y el grado de alteración bajo. Estos litotipos, como algunos de los cuarzo-esquistos estudiados proceden del metamorfismo regional de sedimentos

areniscosos y al microscopio presentan un mosaico equigranular de granos de cuarzo con laminillas de moscovita irregularmente distribuidas en los intersticios.

En cuanto a los niveles calcosilicatados, cabe señalar rasgos diferenciales netos, a escala mesoscópica, de los encontrados en el borde Sur de la banda metasedimentaria occidental de la Hoja (zona de la playa de Canelas) y los aparecidos en zonas más orientales y meridionales (Hoja de Vigo). Los primeros están formados por rocas de claro origen "para" (sedimentario) de estructura lentejonar y potencia mili o centimétrica, de colores verde claro o blanquecino, intercaladas con micasquistos oscuros o verde-grisáceos, muy hojosos. Petrográficamente se han clasificado como esquistos epidótico-anfibólicos, epidioritas y/o para-anfibolitas con epidota. Están formadas por anfíbol monoclinico, epidota, cuarzo (ocasional), plagioclasa ($An > 12$ por ciento), feldespato potásico (ocasional) como elementos esenciales y moscovita, biotita, esfena, circón, apatito y opacos como accesorios. La textura es bandeada o grano-nematoblástica y el grado de alteración medio o elevado.

El otro grupo de rocas anfibólicas aparece relacionado con micasquistos y paragneis biotíticos, presentándose en capas lentejonares algo más potentes y de origen dudoso "para" u "orto". La estructura de la roca en sí suele ser bandeada, aparecen como elementos esenciales cuarzo, anfíbol monoclinico (hornblenda), biotita (en parte alterada a clorita, plagioclasa ($An > 12$ por ciento) epidota (en gran parte secundaria), y como accesorios esfena, apatito, circón, feldespato potásico, moscovita (secundaria) y opacos. Su textura es zonada, nematoblástica y lepidoblástica.

Ambos litotipos calcosilicatados son rocas que proceden del metamorfismo regional de materiales carbonáticos o espilítico-diabásicos, en facies anfibolita con epidota, dudándose en algunos casos el origen sedimentarios de la roca originaria. Para los niveles calcosilicatados incluidos en la serie metasedimentaria occidental del Complejo Cabo d'Home-La Lanzada, se ha adoptado en cartografía la notación PC-Sc, mostrándose con ello nuestra tendencia a considerar estas rocas como de origen "para". (Hoja 03-10 GROVE, IGME, 1979).

El afloramiento principal de este Complejo se ubica en el extremo occidental de la Hoja, desde Noalla y Villalonga hasta la costa, entre Sanxenxo y Montalvo. Otro afloramiento importante, a modo de banda de un kilómetro de anchura, alargada según la directriz estructural general de la zona (N 170) aparece en Castrove entre Meis y Combarro (ría de Pontevedra). Por último asomos dispersos de menor extensión y forma igualmente

alargada, casi N-S yacen al S de Pontevedra, E de Marín, Piñeiro y Castineira.

1.2 CUATERNARIO ($Q_T, Q_M, Q_P, Q_D, Q_{Al-C}, Q_{Al}, Q_{CD}$)

Los terrenos cuaternarios y depósitos recientes constituyen en la Hoja extensas, aunque muy poco potentes, formaciones que recubren las amplias vallonadas de la zona y las áreas marismales, de las rías de Pontevedra, y parte de las de Arosa y Vigo.

En cuanto a las formaciones pleistocénicas reducen su afloramiento al entorno de la ría de Arosa (ángulo NW de la Hoja) bordeándola por el S (zonas de Ronxique y Dena) y SE (zonas de Padrenda, Sisán y Meis).

Todas estas formaciones superficiales se apoyan indistintamente sobre un substrato diverso, granítico, gneísico o esquistoso, recubriéndolo y dificultando, la mayor parte de las veces, su observación directa y su estudio.

1.2.1 Depósitos de terraza (Q_T)

Se trata de una formación detrítica horizontal, parcialmente erosionada, compuesta en origen, por dos tramos bien diferenciados: uno superior esencialmente granular, conglomerático, y otro inferior de naturaleza arenoso-arcillosa, caolínica. Esta disposición es común en las terrazas pleistocénicas de la región (Hojas de Tomiño, Tuy y Salvatierra de Miño, IGME, 1978). El tramo superior puede alcanzar la decena de metros y aparece formado por gravas cuarcíticas, con elevado índice de esfericidad y trama cerrada, trabadas débilmente por una matriz arenoso-arcillosa muy minoritaria. El tamaño de los cantos oscila entre pocos centímetros y el decímetro. Es frecuente encontrar este tramo como un único nivel de apariencia masiva, sin juntas ostensibles de estratificación; sin embargo, es posible ver en detalle ligeras diferencias granulométricas en ciertos lechos claramente lentejones, así como locales y delgados filetes de naturaleza limo-arenosa.

El tramo inferior es arcilloso en general, incluyendo zonaciones caolíníferas blancas y rojizas lenticulares, con esporádicas pasadas de cantos de tamaño centimétrico y pequeños nódulos arcillosos (residuales de la alteración de feldspatos). La potencia máxima observada en este tramo es de 4-6 m en algunas arcilleras o terrales de la zona de Ronxique-Arnosa.

Ambos tramos han sido o son objeto de aprovechamiento industrial. En la zona de Sisán el tramo superior es menos potente y muestra una mayor diversificación de estratos; falta casi por completo el tramo basal arcillo-

arenoso. En esta zona, estos depósitos se apoyan directamente sobre un zócalo granodiorítico alterado y degradado, mediante contacto erosivo neto.

En cuanto al origen de estos depósitos puede afirmarse que están en relación con los acusados cambios climáticos acaecidos durante las sucesivas glaciaciones del Pleistoceno, hecho que contribuyó al desarrollo de sucesivos ciclos morfogenéticos, materializados por la excavación de rasas costeras y el depósito de grandes volúmenes de materiales en forma de terrazas. El tramo arcilloso caolinífero seguido de un tramo de gravas con estructura bastante caótica sugiere etapas sucesivas de glaciación y deshielo, iniciándose primero el depósito de materiales finos arcillosos y produciéndose más tarde fuertes caudales hídricos, que han arrastrado la gran masa de gravas del tramo superior. La edad de estas formaciones, perfectamente correlacionables con alguna de las terrazas bajas situadas en el cauce del Miño (Hojas de Tomiño, Tuy y Salvatierra de Miño, IGME in litt) es, para diversos autores, Pleistoceno (NONN, H., 1966; TEXEIRA, C., 1946; LAUTENSACH, H., 1928).

Por último es preciso indicar que algunos de los afloramientos cartografiados, en esta zona, constituyen restos erosionados y removilizados, en época más reciente, de antiguos depósitos pleistocénicos aterrazados. Alcanza potencias exiguas (1-2 m) y muestran estructuras de tipo coluvionar. A veces constituyen planicies residuales de la rasa primitiva. Conscientemente se han cartografiado como depósitos pleistocénicos por estar compuestos de los elementos granulares de aquéllos y en consecuencia, poder ser objeto de utilización, o en el peor de los casos por mostrar la típica morfología de la rasa del muro.

Los ensayos granulométricos realizados muestran que se trata de materiales muy pobremente clasificados (grupos tipológicos de FRIEDMAN, 1962). Las columnas adjuntas representan sendos esquemas de la formación pleistocénica de Ronxique.

1.2.2 Marismas y depósitos intertidales (Q_M)

También merecen ser destacados los depósitos marismales y de plataforma intertidal (Q_M) de las rías que en parte concurren en la Hoja, y especialmente la de Arosa. Se trata de una formación limo-arenosa, muy rica en materia orgánica y materiales salíferos, de extraordinaria extensión superficial frente a su exigua potencia. Existe un tramo más bajo, sometido al influjo diario de las mareas, sobre el que se acumulan durante la bajamar ingentes cantidades de algas, y otro superior, encostrado por depósitos salinos, que únicamente se cubre de agua durante la pleamar de las llamadas mareas vivas.

1.2.3 Playas y dunas (Q_p , Q_D)

Aparecen casi exclusivamente en la zona costera de Sanxenxo-Montalvo ocupando sectores muy concretos anejos a la línea de costa. Ambos tipos de depósitos están integrados por arenas blancas de cuarzo de grano fino, en las que existe una fracción pesada considerable, con cristales de circón, apatito y turmalina, junto con sulfuros metálicos, magnetita, casiterita, wolframita y otros. Las granulometrías realizadas en este tipo de depósitos (Hoja del GROVE 03-10, IGME, 1979) indican que se trata de arenas moderadamente bien clasificadas de acuerdo con la nomenclatura de FRIEDMAN (1962), alcanzándose un máximo porcentaje de granos (20-25 por ciento) de diámetro comprendido entre 1,25 mm y 1,75 mm. Existen desde este punto de vista, acusadas diferencias entre las distintas playas de la región estudiada.

La potencia oscila entre 1/2 y 4 m en general, y la cota alcanzada por las dunas no supera los 12-15 m en esta Hoja.

1.2.4 Depósitos residuales recientes (Q_{Al-C} , Q_{Al} , Q_C , Q_{CD})

Se han agrupado aquí formaciones superficiales de origen diverso pero de entidad y litología parecidas, por cuanto suponen un conjunto caótico de cantos heterométricos (y a veces poligénicos) mezclados en proporciones diversas con limos arenosos y arcillas.

Los suelos aluvio-coluviales y coluviales (Q_{Al-C} , Q_C) ocupan fondos de valles y falda baja de laderas. Su potencia es en general menor de 3 m y constituyen formaciones residuales del proceso de alteración y degradación del substrato sobre el que se apoya. El grado de aloctonía es muy bajo, pudiéndose estimar en pocos metros para las capas más superficiales y nulo para los horizontales próximos a la roca in situ. Están muy bien representados en los valles próximos a las cabeceras de las rías de Pontevedra, Vigo y Arosa.

Los suelos aluviales (Q_{Al}) están poco representados, como tales, por cuanto los cauces carecen de fondos planos extensos mezclándose con el aluvión del tal-weg los coluviones de los interfluvios. Localmente han sido cartografiados y separados de aquéllos, apareciendo formados en general por gravas y arenas lavadas.

Por último, como conos de deyección se han cartografiado pequeños episodios detríticos depositados en el tramo final de algunos cauces sin importancia. Destaca, sin embargo el situado en Pontevedra (capital), que forma las amplias márgenes del tramo final del Tomeza. Este cono de deyección participa también de los depósitos intertidiales yacentes en la cabecera de la

Ría. La composición granular caótica y la motilidad de estas formaciones los caracteriza, siendo interesante su cartografía y separación del resto de los depósitos superficiales a la hora de realizar programas geotécnicos de cierta envergadura. No existen apenas en la zona estudiada por cuanto la erosión areolar del interfluvio es mayor que la lineal del cauce, quedando así inhibidos los procesos morfogenéticos de las típicas formaciones "pie de monte" y "conos de deyección".

2 TECTONICA

Para abordar el estudio de las deformaciones de la presente Hoja, seguiremos un orden cronológico, tomando como punto de referencia las deformaciones hercínicas por ser durante esta orogenia cuando se produjeron las más importantes manifestaciones tectónicas que quedan reflejadas en los materiales del área de estudio. Como las formaciones existentes en la Hoja no han podido ser datadas con certeza (salvo el emplazamiento de algunas rocas ígneas), ni tampoco se ha podido levantar una columna estratigráfica fiable de la Hoja, la comprobación cartográfica de las supuestas estructuras no ha podido ser realizada con seguridad.

2.1 INTRODUCCION

Antes de las deformaciones hercínicas, y desde un punto de vista tectónico, es posible la existencia de dos etapas de movimientos, la primera de edad Asíntica y la segunda de edad Caledónica.

La presencia de los movimientos asínticos únicamente podría detectarse en el Complejo PC-S, por la existencia de niveles de metaconglomerados que evidencian una discordancia erosiva. No han sido encontrados en esta Hoja, aunque se han cartografiado en zonas situadas al S.

En cuanto a la deformación Caledónica, su presencia en el NW de la Península Ibérica ha sido fuertemente discutida; algunos autores llegan a pensar en ella como en una fase de deformación con pliegues tumbados y acompañada de metamorfismo, hechos estos, que no han podido comprobarse en la Hoja de Pontevedra, aunque en las Hojas de VIGO (04-11) y TUY (04-12) (IGME, 1978) se encuentran restos de minerales metamórficos (granate, cordierita...) dentro de metablastos de plagioclasa del Complejo

Vigo-Tuy; pero la edad de este metamorfismo según FLOOR, P. (1966) y ARPS (1970) es Precámbrico Superior y no puede asociarse a un posible metamorfismo caledónico; este metamorfismo prehercínico se presenta asociado a una esquistosidad de la que únicamente quedan restos en el interior de algunos metablastos desarrollados durante el metamorfismo hercínico.

2.2 DEFORMACION HERCINICA

Se trata, al parecer, de una etapa compresiva acompañada de un importante flujo térmico causante del metamorfismo regional y de las granitizaciones. En esta etapa se han podido diferenciar dos fases de deformación, responsables, en conjunto, de las estructuras que aparecen actualmente en la Hoja, aunque las únicas estructuras claramente visibles son de la Fase II.

2.2.1 Fase I

Esta fase debió alcanzar un gran desarrollo en el área estudiada, dando estructuras observables a todas las escalas, aunque en la actualidad y dentro de la Hoja, solamente se observan planos de esquistosidad S_1 , y no es fácil ver a escala cartográfica ninguna estructura de esta Fase. A la escala de afloramiento existen pliegues de F_1 en la costa N de Nuestra Señora de la Lanzada (Hoja 03-10, GROVE, IGME, 1979). Se trata de pliegues métricos muy inclinados o tumbados, con bastante desarrollo del flanco inverso y plano axial subhorizontal. El engrosamiento en las zonas de charnela es manifiesto, aunque éstas son bastante redondeadas y los flancos subparalelos. Pertenecen por su geometría a pliegues de tipo 1C y 2 de Ramsay.

Las direcciones observadas de la S_1 (esquistosidad de Fase I) son N-160-E a N-S y coinciden en rumbo generalmente con las de Fase II en los puntos en los que se desarrolla ésta, por lo que podríamos decir que ambas partes son homooxiales en su actuación. No coinciden, sin embargo, los buzamientos, apreciándose mayor ángulo de inmersión en las superficies S_2 .

2.2.2 Fase II

Esta fase ha originado la mayoría de las estructuras visibles en la Hoja; en conjunto se observa que disminuye su intensidad de W a E. A continuación se describe como se manifiesta en las diferentes formaciones de W a E en sentido decreciente de dicha intensidad.

a) En los metasedimientos del Complejo de Cabo d'Home-La Lanzada Ha producido una deformación generalizada y un metamorfismo local importante, originando esquistosidad de flujo en ciertas zonas y/o de crenulación y fractura. Los pliegues visibles van de la escala decimétrica hasta la decamétrica. Son pliegues cerrados (ángulos entre superficies inclinadas próximas a 45°) de plano axial subvertical y geometría tipo 1C de Ramsay, con engrosamiento en la zona de charnela. En numerosos puntos se han podido medir los ejes de estos pliegues, permaneciendo en general con rumbo de N $160-170$ y buzamiento axial menor de 10° en general hacia el S. Los datos disponibles permiten indicar la presencia de un amplio flanco normal de anticlinal de fase 2 en gran parte de la banda metasedimentaria del borde W de la Hoja.

En cuanto a la esquistosidad es de plano axial, generalmente de crenulación y fractura, aunque localmente es de flujo (borde occidental de la Hoja) en todo semejante a la S_1 . La esquistosidad de crenulación es menos penetrativa pero muy ostensible en todo el ámbito del estudio.

Las lineaciones de intersección de S_1 y S_2 son bastante visibles en los afloramientos metasedimentarios de la costa sur de la Hoja. No lo es tanto la de la intersección de S_0 y S_2 , salvo en las proximidades de las capas de cuarcita intercaladas en la serie. Ambas presentan rumbos aproximados N-S permaneciendo subhorizontales en razón de la probada homoaxialidad de F_1 y F_2 . Las lineaciones minerales son poco visibles en los planos S_2 aunque se han observado fenómenos de estiramiento mineral muy localizados, paralelos a los ejes de los pliegues.

b) En la granodiorita precoz (granodiorita de Sanxenxo) se observa en algunos puntos una marcada foliación N- 160 , 170 -E con buzamiento subvertical hacia el W.

c) En los paragneises de biotita del Complejo Vigo-Pontevedra no se ha podido medir con certeza ninguna foliación que corresponda a la F_2 hercínica, aunque alguna de las foliaciones que se han medido como S_1 podrían ser en realidad de S_2 , ya que las dos fases son homoaxiales en su actuación. Se han encontrado algunos micropliegues de F_2 (decimétricos) que nos permiten deducir unas posibles estructuras mayores que no se han podido cartografiar. Estos micropliegues son de plano axial subvertical, dirección N- 170 -E, pich $15-20^{\circ}$ N en los anticlinales, aunque posiblemente la variación de la inmersión en otras zonas permita deducir un eje curvo en estas estructuras.

d) En los granitos de dos micas se observan algunas foliaciones producidas por la actuación de esta fase de deformación, estas foliaciones son progresivamente más pronunciadas hacia el N (cerca del contacto con la

granodiorita de Caldas de Reyes) y además van siendo progresivamente menos intensas hacia el E.

e) En los gneises glandulares, se han observado, en las facies de grano más fino, algunos pliegues de F_2 de plano axial subvertical, menos apretados que en paraneises y esquistos, pero con las mismas características estructurales; no se ha visto en ningún caso S_2 .

Algunos criterios de polaridad de micropliegues de la S_1 , podrían indicar la presencia de grandes pliegues de F_2 ; pero la discontinuidad de las observaciones (en enclaves de metasedimentos) no permite evidenciarlos.

2.2.3 Fases tardías

No han tenido una repercusión ostensible en la zona estudiada, si bien se han observado en áreas situadas al S y al W repliegues de la S_2 de tipo "chevron" y "Kink" con planos axiales de rumbo N 35-40 y buzamiento subvertical. A estas fases podría atribuirse el hecho que los ejes de pliegues de F_2 aparezcan buzantes unos veces hacia el Norte y otras hacia el Sur, aunque no se han visto ejes curvos, por lo que aquéllos podrían interpretarse como ligeros fenómenos de aplastamiento inhomogéneo.

2.3 DEFORMACION TARDIHERCINICA

Durante y tras la actuación de las fases hercínicas descritas, el macizo completó su elevación definitiva y acentuó su erosión y desmantelamiento, adquiriendo de manera progresiva un comportamiento de tipo rígido frente a esfuerzos posteriores. En consecuencia, se formaron en esta etapa inmediata a la hercínica, fracturas con funcionamiento y saltos diversos, destacándose como principales discontinuidades una red de fallas de desgarres subverticales, con una importante componente horizontal. Las principales direcciones de los desgarres detectados en la zona, correspondientes a esta etapa tardihercínica, son la N 60 y N-S (o N 170 más frecuentemente). El funcionamiento ha sido dextro o senestro, y el salto muy variable. No se han observado en sus inmediaciones pliegues de ejes verticales, frecuentes en otras áreas más orientales, como estructuras ligadas y acompañantes de los desgarres en deformación semidúctil, lo que podría confirmar el estado mecánico rígido (deformación "brittle") del macizo durante esta etapa. Más tarde algunas de estas fracturas han rejugado en etapas distensivas, siendo aprovechadas para el emplazamiento de diques generalmente de naturaleza ácida. Estos desgarres van acompañados en algunas ocasiones por bandas de

frangas de cizalla con fenómenos de filonitización y reordenación mecánica de la "fabric", lo que podría suponer un estadio menos "brittle" de estas rocas durante esta etapa tardihercínica.

2.4 DEFORMACION POSTHERCINICA

Tras el período tardihercínico no han quedado en la región vestigios de nuevas etapas tectónicas hasta el final del Terciario. Durante el Mesozoico se produjeron algunos movimientos de tipo isostático, quedando plasmado en las planicies (nivel de cumbres) de las montañas gallegas, que constituirán los restos morfológicos más antiguos de la etapa posthercínica, heredados del Mesozoico. Finalmente, durante el Pleistoceno, tienen lugar las glaciaciones ocasionando descensos escalonados del nivel de base de los ríos, propiciando el desarrollo de terrazas, rasas costeras y altiplanos de erosión a distintos niveles.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Para abordar este capítulo vamos a realizar una división parecida a la adoptada en el 2, tomando como referencia la deformación Hercínica.

3.1 EVOLUCION PREHERCINICA

Las rocas más antiguas que afloran en la Hoja son un conjunto de paragneises de biotita, posiblemente en parte equivalentes a los términos más bajos del Complejo Vigo-Tuy (Hoja de TUY, 04-12, IGME, 1978) y quizá de edad Precámbrico; paralelamente, y en parte con posterioridad (tal vez hasta el Silúrico) se produce la sedimentación, bajo condiciones algo diferentes, de un conjunto de rocas que en la actualidad aparecen como micasquistos y pizarras (PC-S).

Durante el Ordovícico se produjo la intrusión de rocas ígneas (peraluminicas en una buena parte) y que actualmente se manifiestan como ortogneises leucocráticos, en algunos diques y afloramientos de escasa entidad cartográfica. Quizá al mismo tiempo que se producía el emplazamiento de estas rocas ígneas se produjo el emplazamiento de unos granitoides de carác-

ter más calcoalcalino y textura porfiroide que actualmente se presentan como gneises glandulares. El actual aspecto de estas formaciones graníticas debido a la actuación sobre ellas de la deformación y metamorfismos hercínicos.

3.2 EVOLUCION HERCINICA

El ciclo hercínico se manifiesta únicamente por el desarrollo de una importante etapa orogénica de tipo polifásico, acompañada por una elevación de temperatura a escala regional (metamorfismo regional) y otro a nivel local producida por la intrusión de diferentes cuerpos graníticos.

La granodiorita precoz intruye después de la primera etapa de deformación y antes de la segunda, pues está claramente deformada por la actuación de la Fase II.

Los granitos de dos micas se emplazan un poco antes o durante la actuación de la Fase II pues se encuentran, en su mayoría, muy débilmente deformados por la actuación de esta fase. Con posterioridad a la Fase II tiene lugar el emplazamiento de los granitoides del batolito de Caldas de Reyes.

Más tarde se produce una compresión N-S que, en la zona estudiada queda reflejada por la presencia de fracturas N-160-E y N-60-E. Estas estructuras indican ya un comportamiento hasta cierto punto rígido del Orógeno.

3.3 EVOLUCION POSTHERCINICA

Durante el Mesozoico el Macizo hercínico sufre un acusado proceso erosivo, quedando como resto morfológico más antiguo, el nivel de cumbres de las sierras de la región. Estas constituyen los elementos topográficos más importantes heredados del Mesozoico (NONN, H., 1966). Durante el Terciario y Cuaternario la región prosigue el proceso de desmantelamiento, sucediéndose en el Pleistoceno etapas sucesivas cíclicas de clima diferente (glaciaciones y períodos interglaciares) que propiciaron el establecimiento, de altiplanos de erosión, rocas costeras y diversos niveles de terraza en los principales cauces de la región. (NONN, H., 1966 y TEIXEIRA, C., 1961).

4 PETROLOGIA

Se van a considerar por separado, para su estudio, las rocas metamórficas y las rocas ígneas, incluyendo dentro del primer grupo las rocas originadas mediante los procesos de migmatización que se han detectado dentro de la Hoja.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

Dentro de este tipo de rocas se van a considerar por separado las rocas originadas durante el metamorfismo regional de presión intermedia y, por otro, las originadas en virtud del metamorfismo de contacto producido por las intrusiones ácidas.

Todos los materiales sedimentarios que aparecen en la Hoja, salvo los depósitos cuaternarios, han sufrido al menos un proceso de metamorfismo regional de presión intermedia y con un alto gradiente térmico. En este metamorfismo aparece una sucesión que va desde la epizona (zona de la clorita) a la catazona (zona de la sillimanita).

En principio vamos a estudiar las características del metamorfismo regional hercínico por separado en los distintos complejos de rocas metamórficas.

4.1.1 Complejo Cabo d'Home-La Lanzada (PC-S)

Las paragénesis más frecuentes en las rocas pelíticas (en origen) son:

1. Cuarzo, moscovita, clorita.
2. Cuarzo, biotita, moscovita.
3. Cuarzo, biotita, moscovita, andalucita, sillimanita.
4. Cuarzo, biotita, moscovita, granate, sillimanita.
5. Cuarzo, biotita, moscovita, sillimanita.
6. Cuarzo, biotita, moscovita, sillimanita, plagioclasa.
7. Cuarzo, biotita, moscovita, sillimanita, feldespato potásico.

De estas paragénesis la 1 corresponde a la zona de la clorita, (facies esquistos verdes), la 2 a la zona de la biotita (facies anfibolitas), y las restantes a la zona de la sillimanita (facies anfibolitas).

Mientras que las dos primeras paragénesis se desarrollan en los afloramientos del Complejo PC-S al W de la Hoja, las 3, 4 y 5 se desarrollan por toda la extensión de la Hoja y las 6 y 7 tan sólo en los enclaves de metasedimentos localizados al SE de Pontevedra.

El desarrollo de los cristales de andalucita y de sillimanita parece estar asociado al aumento de temperatura producido por la intrusión de los granitos de dos micas, pues se han visto algunos cristales de sillimanita creciendo oblicuamente a la foliación de las biotitas generadas durante el metamorfismo hercínico; por otra parte, las andalucitas (escasas) que se han podido observar corresponden a crecimientos de metamorfismo de contacto.

Las paragénesis que aparecen con feldespato potásico y sillimanita son características del tránsito de las zonas B y C de metamorfismo tipo Abukuma (MIYASHIRO, A., 1958), y deben ser análogas a las descritas en la memoria de la Hoja de TUY (IGME, 1978) (FLOOR, P., 1966).

En las rocas calcosilicatadas de este Complejo, la paragénesis encontrada es:

Cuarzo-plagioclasa-anfíbol monoclínico-epidota.

perteneciente a la facies de las anfibolitas-epidóticas. Es típica en ellas la presencia de epidota secundaria, formada por un proceso de retrometamorfismo.

4.1.2 Complejo Vigo-Pontevedra (§^{2b})

Es continuación del Complejo Vigo-Tuy, definido en la Hoja de TUY (IGME, 1978).

Está completamente rodeado de rocas ígneas salvo en un área próxima al límite con la Hoja de Vigo (04-11), donde se pone en contacto, con los metasedimentos del Complejo Cabo d'Home-La Lanzada. Las pésimas condiciones de afloramiento, sin embargo, han impedido determinar el tipo de contacto y la relación existente entre ambas formaciones.

Ante la imposibilidad, por otra parte, de establecer una columna estratigráfica general suficientemente determinativa es por lo que se van a estudiar por separado los diferentes tipos de rocas de origen "para" existentes en la unidad, y que afloran en la Hoja:

- Paragneis y micasquistos
- Anfibolitas

A) Paragneis normales

Se trata de gneis de biotita y plagioclasa. Presenta una gran diversidad de aspecto, tanto por los diferentes tamaños de grano como por las distintas proporciones entre los diferentes minerales de la roca.

A escala del afloramiento, presentan estructuras planares, lineares o masivas. Al microscopio presentan texturas lipidoblásticas bandeadas o gneí-

sicas. Los componentes minerales principales son: cuarzo, plagioclasa, biotita y en algunos casos moscovita. La plagioclasa oligoclasa ácida-andesina; se presenta en cristales de hasta 5 mm de diámetro máximo y es típico que muestre crecimientos metablásticos. Posee inclusiones minerales de cuarzo, biotita y granate. Tanto el cuarzo como la biotita presentan (dentro de cada metablasto de plagioclasa) orientaciones preferentes, dando lugar al desarrollo de una esquistosidad (S_1) que no se encuentra fuera de los cristales de plagioclasa.

La cantidades de cuarzo y biotita son muy variables. La biotita se suele disponer en pequeños cristales paralelos a la esquistosidad (S_1) de la roca.

El cuarzo se presenta también en cristales mayores fuera de las plagioclasas y posteriores a los incluidos en ellas, que parecen ser restos del sedimento original, de tipo grauwáquico (FLOOR, P., 1966).

Las paragénesis más frecuentes son:

1. Cuarzo-plagioclasa-biotita.
2. Cuarzo-plagioclasa-biotita-granate.
3. Cuarzo-plagioclasa-feldespatos potásico-biotita-granate.
4. Cuarzo-plagioclasa-feldespatos potásico-biotita-moscovita.
5. Cuarzo-plagioclasa-biotita-andalucita-sillimanita.

Todas ellas pertenecientes a la facies de las anfibolitas, zona de la biotita, del granate y de la sillimanita.

La mayoría de los metablastos que se observan no están deformados por la F_1 hercínica, lo que indica un carácter postcinemático del metamorfismo hercínico.

Con anterioridad al metamorfismo hercínico se desarrolló un proceso metamórfico, posiblemente de más alta presión y del que únicamente se intuyen vestigios por la aparición de inclusiones helicíticas de granates turbios, cadenas de cuarzos alargados y láminas orientadas de biotita en los metablastos de plagioclasa. En este metamorfismo prehercínico no se han observado restos de una marcada influencia térmica, por lo que cabe suponer es más antiguo que la intrusión de las formaciones graníticas que actualmente aparecen como ortogneis (edad de intrusión de los ortogneis es de 460 m.a., según FLOOR, 1966).

Los micasquistos son derivados metamórficos de sedimentos más arcillosos que los paragneis. Aparecen al Sur de la Hoja. Mineralógicamente, difieren de aquéllos por la ausencia de plagioclasa.

B) Anfibolitas

Aparecen intercaladas entre los paragneis, en niveles lentejonares de menos de 0,5 m de potencia.

Están constituidas esencialmente por anfíbol monoclinico (hornblenda), plagioclasa ($An > 12$ por ciento) y cuarzo. Como minerales accesorios más abundantes tienen biotita, opacos, esfena y feldespato potásico (secundario).

La plagioclasa se suele presentar como mineral metablastico, con pequeños cristales deformados de cuarzo y biotita incluidos.

Las paragénesis que presentan estos niveles son:

1. Cuarzo-plagioclasa ($An > 12$ por ciento)-anfíbol monoclinico.
2. Cuarzo-plagioclasa ($An > 12$ por ciento)-anfíbol monoclinico-biotita.

Ambas de las facies de las anfibolitas, intermedias entre las zonas de la biotita y el granate.

4.1.3 Rocas de metamorfismo de contacto

Localmente y sobre todo ligado a los últimos episodios intrusivos, aparecen algunas manifestaciones de un metamorfismo de contacto, que se superpone al metamorfismo regional. Se caracteriza por la formación de nuevas biotitas, que presentan cruces oblicuos o perpendiculares a la esquistosidad S_1 , por la aparición de cristales de andalucita y, más raramente, de agujas de sillimanita que han crecido a expensas de antiguas biotitas. Estos minerales son claramente posteriores a la F_1 y signenéticos o ligeramente anteriores a la Fase 2. Sin embargo, otros fenómenos de metamorfismo térmico han sido detectados con relación con la intrusión de la granodiorita de Caldas de Reyes, de edad tardía, y en este caso, los metablastos biotíticos o andalucíticos son oblicuos a la esquistosidad S_2 . Estos fenómenos son particularmente visibles en el borde del batolito de Caldas (Norte y Noroeste de la Hoja) y en las proximidades de los asomos graníticos en general. Asimismo, los enclaves esquistosos del centro y Este de la zona aparecen también afectados por metamorfismo térmico.

4.1.4 Ortogneis de biotita

Bajo esta denominación se recoge un conjunto de rocas ígneas en origen de edad prehercínica, que afloran como pequeños stocks o diques en diversas partes de la Hoja, y en dos afloramientos mayores (de 1 Km^2 aproximadamente), en la playa de Lapamán y al S de Marín en el límite con la Hoja de Vigo.

Son rocas leucocráticas, ortometamórficas, emplazadas en íntima relación con el Complejo Vigo-Pontevedra, en el que son intrusivas. También

aparecen en relación con los granitos de feldespato alcalino y con la granodiorita precoz, que los intruyen.

No está muy desarrollada en ellos la deformación planar, que es bien patente en los gneis leucocráticos del Complejo Vigo-Tuy, aunque sí es más característica de estas rocas una deformación plano-lineal e incluso lineal, resultado de la orientación de agregados de cuarzo, feldespato y biotita, que se ha producido por recristalización metablástica y que conserva las directrices estructurales hercínicas. De modo local y como consecuencia de la actuación de la Fase II, se origina un budinamiento de los niveles leucocráticos, que aparecen en la superficie de la roca como pequeñas glándulas.

Los componentes principales son: cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y ocasionalmente moscovita.

La textura varía de lepidoblástica gneílica a granoblástica, con cataclasis acusada.

Los cristales de microclina contienen cristálitos pequeños de feldespato potásico, albita y cuarzo y están recristalizados en porfiroblastos, cuyo eje suele coincidir con la lineación de la roca.

El cuarzo se dispone en bandas o es intersticial, en cristales redondeados. Feldespatos y cuarzo presentan ocasionalmente una débil extinción cataclástica en las zonas de borde, indicando una fase tardía de esfuerzos (FLOOR, P., 1966).

Las plagioclasas (albita-oligoclasa ácida) son escasas y presentan poca recristalización.

Como minerales accesorios tienen: apatito, circón, opacos, clorita (secundaria de biotita), y ocasionalmente epidota y granates.

4.1.5 Gneis glandular (N_{5}^{2})

Bajo esta denominación se engloban un conjunto de rocas con clara estructura gneílica y un fuerte proceso de migmatización que forman un afloramiento prácticamente continuo de unos 15-20 Km² al N de Pontevedra y aparecen como enclaves, dentro del granito de dos micas al S y SE de Pontevedra. También existen asomos de pocos metros cuadrados al N cerca del contacto con la granodiorita de Caldas de Reyes.

En el borde occidental del afloramiento se ponen en contacto con la formación de metasedimentos del Complejo Cabo d'Home-La Lanzada (PC-S); este contacto que sigue la dirección general de las estructuras de Fase I (N-160, 170-E) creemos que es de carácter intrusivo, pues se han encontrado algunos pequeños afloramientos de gneis glandular en el interior de la for-

mación metasedimentaria; en estos afloramientos el contacto era claramente intrusivo (diques o pequeños stoks). La otra formación con la que se pone en contacto este gneis es con los granitos de dos micas, que son intrusivos en él.

Se puede esbozar para estas rocas la siguiente hipótesis genética. Con posterioridad a la sedimentación del Complejo PC—S se produjo una intrusión de rocas ígneas más o menos peraluminicas (FLOOR, P., 1966; ARPS, 1970) que originaron los ortogneis leucocráticos del Complejo Vigo-Tuy, y Vigo-Pontevedra; pero al mismo tiempo que se producía la intrusión de estos granitoides se produjo el emplazamiento de unas rocas de composición más calcoalcalina y con texturas porfiroides. La actuación de la Fase I hercínica debió producir en estas rocas una filonitización muy acusada y el metamorfismo regional hercínico sería, asimismo, el principal responsable de la aparición de las primeras estructuras migmatíticas, y por tanto de los primeros fenómenos de fusión parcial.

Los posteriores aumentos de temperatura producidos por el emplazamiento de los granitos alóctonos de dos micas, e incluso de los granitoides del batolito de Caldas de Reyes, produjeron sucesivas movilizaciones en el gneis glandular transformándolo, en ocasiones, en granitos de dos micas autóctonos y poco homogéneos (estas estructuras son más frecuentes hacia el N de la Hoja).

Los principales criterios seguidos para considerar el origen "orto" de estos gneis glandulares son los siguientes:

- Presencia de pequeños cuerpos intrusivos de gneis glandular en el Complejo Cabo d'Home-La Lanzada (PC—S).
- Presencia de estructuras peritíticas y mirmequíticas.
- Idiomorfismo de los circones.
- El gran tamaño de los feldespatos, difícil de explicar con origen "para".

Están afectados pues por la siguientes deformaciones:

Fase I Hercínica: esta fase produce una filonitización intensa y una esquistosidad bien desarrollada, no se han encontrado otras estructuras de la Fase I a ninguna escala.

Fase II Hercínica: produce en ellos una deformación muy débil observándose a escala de afloramiento algunos pliegues de la esquistosidad S_1 ; estos pliegues son de plano axial subvertical, con direcciones homooxiales con la Fase I (N-160, 170-E) y en ellos no se ha observado esquistosidad de plano axial.

En ocasiones sólo es observable una esquistosidad de crenulación.

La muestra de mano permite definir la roca como gneis de grano medio

a grueso, con glándulas de feldespato que alcanzan hasta 5 cm de dimensión mayor y una matriz inequigranular constituida por plagioclasa, cuarzo, moscovita y biotita.

El feldespato potásico se presenta formando glándulas con procesos de fusión parcial más o menos desarrollados, según las zonas, presenta inclusiones de cuarzo y biotita; ocasionalmente, se pueden observar crecimientos peritéticos.

La plagioclasa (albita-oligoclasa ácida) se presenta en cristales subidiomorfos de menor desarrollo que los de feldespato potásico, frecuentemente afectados por procesos de sericitización.

El cuarzo es subidiomorfo en cristales que difícilmente superan los 5 mm de tamaño; presentan frecuentes huellas de fusión incipiente y en ocasiones procesos de recristalización.

La biotita es mucho menos abundante que la moscovita y presenta frecuentes transformaciones a clorita; en muchas ocasiones muestra indicios de moscovitización.

La moscovita, es claramente tardía y en ocasiones crece a expensas de la biotita e incluso del feldespato potásico. Este fenómeno de moscovitización tardía es muy frecuente en las zonas de borde, próximas al contacto con los granitos de dos micas.

La sillimanita, aunque es mineral accesorio, su importancia como mineral índice de metamorfismo hace que la consideremos como mineral principal; se presenta en las zonas de migmatización más acusada, en pequeños cristales que crecen a expensas de la moscovita.

Los accesorios más frecuentes son: apatito, circón (idiomorfo a subidiomorfo), rutilo, opacos y clorita (secundaria de la biotita).

4.2 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas que afloran en esta Hoja se pueden reunir en dos grandes grupos: a) granitos hercínicos y b) granitos prehercínicos. Los primeros, a su vez, se pueden dividir en las dos grandes series definidas por CAPDEVILA, R. (1966): granitos calcoalcalinos (granodioritas) y granitos de feldespato alcalino (leucogranodioritas).

Los granitos prehercínicos han sufrido al menos un proceso metamórfico y dos deformaciones que han variado sustancialmente el aspecto original de la roca, por lo que su descripción y estudio se ha realizado dentro de las rocas metamórficas, como tales rocas gneásicas.

4.2.1 Granitos calcoalcalinos

Dentro de este grupo se han considerado dos series diferentes tanto por presentar facies diversas como por haberse emplazado en momentos distintos de la historia geológica de la región:

- Serie precoz (granodiorita de Sanxenxo-Bueu);
- Serie tardía (granodiorita de Caldas de Reyes).

4.2.1.1 *Serie precoz (granodiorita de Sanxenxo)* (γ^2 , $\eta\alpha^2$)

Aparece dentro de la Hoja de Pontevedra (04-10) en su parte noroccidental y suroccidental en varios afloramientos de escasa entidad superficial, dispuestos en bandas discontinuas de dirección N-160-E y casi totalmente asimiladas por las intrusiones posteriores de granitos de dos micas.

El mayor afloramiento de estos granitoides se sitúa al NE de Sanxenxo, con una extensión superficial de 20-22 Km² y dimensión mayor orientada N–S. Se emplazan en el interior del afloramiento una serie de apófisis de granito de dos micas que moscovitizan y contaminan parcialmente la granodiorita encajante.

Están afectadas por una apreciable deformación cataclástica de Fase II que origina una foliación N-160, 170-E de la roca; en la muestra de mano se puede observar una disposición de las micas paralela a las caras mejor desarrolladas de los cristales de feldespato potásico y que en ocasiones confiere a la roca un marcado aspecto gneísico.

Aparecen relacionadas cartográficamente con la granodiorita tardía de Caldas de Reyes, con los granitos de dos micas de la Sierra de Castrove y con los ortogneis leucocráticos. Es claramente anterior a los dos primeros litotipos, pero mientras que la granodiorita de Caldas de Reyes intruye con un contacto neto, los granitos de dos micas intruyen en la granodiorita en forma de cuerpos laminares, dando una zona de contacto en la que son frecuentes las alternancias (en ocasiones de pocos metros) de granito y granodiorita; es intrusiva en los ortogneis. La disposición orientada N-170-S, N–S, de estas alternancias de granito de dos micas y granodioritas, hace pensar en un posible control estructural de la intrusión de los granitos de dos micas.

No se ha podido observar, en ninguno de los afloramientos, las relaciones de la granodiorita con la Fase I hercínica, pero sí es un hecho comprobado durante el estudio de las láminas delgadas que solamente se observa una foliación planar, marcada por planos de dirección N-160, 170-E, y que en realidad coincide con las direcciones de la S_1 y S_2 hercínica que son

homoaxiales; no obstante en otros macizos de granodioritas precoces estudiados con anterioridad en Galicia Oriental (CAPDEVILA, R., 1966) y en Galicia Occidental (FLOOR, P., 1966 y ARPS, C.E.S., 1970) se ha considerado a estos granitoides como de edad posfase I prefase II, es decir, interfase I y II.

En conjunto y a la luz de los datos de campo, lo único que se puede afirmar es que estas granodioritas son posteriores a los metasedimentos (posiblemente Precámbrico-Silúrico) ya que éstos aparecen enclavados en aquellas al E de Sanxenxo y además, son anteriores a la intrusión de los granitos de dos micas claramente deformados en parte por la Fase II.

Dentro de esta serie precoz podemos distinguir dos tipos diferentes atendiendo aspectos texturales:

- a) Facies de grano grueso con megacrystales de feldespato.
- b) Facies microgranular de cuarzo-dioritas y microgranodioritas.

a) Es la más abundante, por lo que podemos considerarla como la facies común. La muestra de mano permite definir las como rocas porfídicas de grano grueso, inequigranulares, con cristales de feldespato potásico que alcanzan hasta 5 cm de dimensión mayor; otros componentes son: plagioclasa, cuarzo, biotita y menos frecuentemente moscovita.

La composición modal media de estas rocas es:

Cuarzo	Biotita	Microclina	Moscovita	Plagioclasa	Accesorios
32,0	20,1	13,0	—	33,5	2,0

El feldespato potásico es microclina, se presenta en cristales idiomorfos de hasta 5 cm de dimensión mayor; presenta crecimientos peritéticos; menos frecuentemente se observan algunos cristales xenomorfos que crecen intersticiales entre cuarzo y plagioclasa.

La plagioclasa, se presenta en cristales generalmente subidiomorfos, con frecuentes zonaciones; su composición es oligoclasa básica-andesina, (más cálcica en el núcleo y más alcalina en la periferia de los cristales zonados).

El cuarzo se encuentra en cristales subidiomorfos de hasta 3 mm de tamaño, creciendo entre todos los demás minerales de la roca.

La biotita presenta pleocroísmo entre verde y marrón y se altera frecuentemente a biotita verde y posteriormente a clorita, frecuentemente presenta signos de moscovitización.

La moscovita es generalmente tardía y se presenta de dos formas: en grandes cristales que engloban a todos los demás de la roca o en pequeños cristales subidiomorfos de transformación de la biotita.

Los accesorios más frecuentes son: apatito, circón, opacos, clorita (secundaria de biotita).

b) Facies de cuarzo-dioritas y microgranodioritas.

Se han encontrado solamente en el borde oriental de los afloramientos de esta serie precoz. Cartográficamente están relacionadas sólo con la facies de megacrístales y a modo de pequeños enclaves dentro de ella, lo que indica que es ligeramente anterior a la facies común (se trata de los "precursores básicos", mencionados por FLOOR, 1966 y otros autores). Otro pequeño enclave aparece dentro de la granodiorita de Caldas de Reyes, cerca de Castrelo.

A la escala de la muestra de mano se trata de rocas grisáceas de grano fino, con una ligera orientación de los minerales.

Petrográficamente tienen las mismas características que la facies común, aunque con una menor proporción de feldespato potásico (debido a la ausencia de los megacrístales) respecto de la plagioclasa, con lo que llegan a tener, ocasionalmente, composición cuarzo-diorítica. También hay que resaltar el hecho de que se ha encontrado en algunas muestras esfena, como mineral accesorio, aparte de los minerales típicos de la facies de megacrístales.

4.2.1.2 *Serie tardía (granodiorita de Caldas de Reyes) ($\gamma\eta^{2,3}$)*

Ocupa el ángulo noroccidental de la Hoja en una banda de unos 20 Km² de extensión de dirección E-W, constituye el extremo Sur del gran batolito de Caldas de Reyes. No presenta enclaves de rocas metasedimentarias dentro de esta Hoja y sólo algunos de granito de dos micas de muy reducida extensión próximos al borde S del batolito. También muestra el enclave de melanocuarzodiorita aludido en 4.2.1.1.

Están relacionados cartográficamente en cuatro tipos de rocas: a) granodioritas precoces; b) granitos de dos micas; c) gneis glandulares; d) metasedimentos del Complejo Cabo d'Home-La Lanzada. Presenta con todas ellas una relación de contacto intrusivo muy neto, bastante rectilíneo, sin que pueda hablarse de contacto mecánico franco. El carácter tardío de esta granodiorita queda totalmente demostrado por el hecho de cortar oblicuamente a todas las estructuras hercínicas y porque no existe ningún rasgo estructural atribuible a la Fase II hercínica, dentro de ella.

Se ha observado en el contacto con los metasedimentos de PC-S una estrecha banda en la que se aprecia una clara influencia térmica de la granodiorita y que se manifiesta por un débil, aunque continuo, metamorfismo de contacto en el que se ha generado porfidoblastos de biotita y/o andalucita, de acuerdo con la composición de la roca encajante. Otro fenómeno observable en las proximidades del contacto es la aparición de bandas gneísicas

paralelas al mismo, dentro del granito de dos micas en la zona de Castrove. Son de escala métrica aunque se han exagerado para incluirlas en la cartografía. Se trata al parecer de restos gneísicos (gneis glandular probable) reorientados mecánicamente durante la intrusión forzada del grueso batolito, en parte quizá mediante mecanismos de "stoppings". También podrían interpretarse como restitas migmatizadas de enclaves preexistentes en el granito de dos micas encajante, reorientados durante la intrusión granodiorítica.

4.2.2 Granitos alcalinos

Dentro de esta serie granítica se han considerado dos tipos diferentes:

- Granitos de feldespato alcalino (γ^2).
- Granitos de feldespato alcalino con grandes biotitas (γ_b^2) (facies "ala de mosca").

4.2.2.1 Granitos de feldespato alcalino (γ^2)

Constituyen las rocas más abundantes dentro de la Hoja de Pontevedra (abarcan más del 60 por ciento de su superficie), y aparecen relacionados cartográficamente con todas las formaciones cartografiadas, siendo intrusivas en todas salvo en la granodiorita de Caldas de Reyes, pertenece al último episodio granítico de la región.

No se ha podido observar, en ninguno de sus afloramientos, estructuras relacionables con la Fase I hercínica, aunque sí aparecen foliaciones de Fase II, con dirección N-160, 170-E, si bien no uniformemente desarrolladas. Esta foliación es mucho más intensa en los afloramientos situados hacia el NW y se manifiesta a manera de bandas, de dirección N-S y de anchura variable, que pueden corresponder a las zonas de cizalla ("shear-zones") estudiadas por IGLESIAS, M. y CHOUKROUNE, P. (1979) en el NW peninsular. Por su emplazamiento se puede considerar a estos granitos como pre o sínfase II ya que prácticamente siempre es posible apreciar una cierta orientación de sus minerales planares, concordante con las direcciones de la deformación hercínica.

Existen diferentes facies en esta formación, en función del tamaño de grano y de la intensidad de deformación (cataclasis) fundamentalmente. Son, sin embargo, difíciles de representar en cartografía puesto que se encuentran, por una parte muy entremezcladas entre sí, y por otra, que las coberturas vegetal y de suelos residuales están, en general, muy desarrolladas. Las facies más importantes son:

- Granitos equigranulares de grano medio a fino y microgranitos.
- Granitos equigranulares de grano medio a grueso.
- Granitos cataclásticos (a veces filonitizados).

a) Granitos equigranulares de grano medio a fino y microgranitos.

Pueden considerarse estos granitos como la facies más común dentro de los granitos de dos micas; se presenta con un tamaño de grano menor de 3 mm; sus componentes principales son: cuarzo, microclina, plagioclasa, moscovita y biotita. La composición modal media es:

Cuarzo	Moscovita	Microclina	Biotita	Plagioclasa	Accesorios
30,82	13,32	27,82	3,20	24,67	0,12

El cuarzo se presenta en cristales de 2-3 mm, subidiomorfos, a menudo con extinción ondulante, y crece entre los demás minerales de la roca, por tanto, es el último mineral en cristalizar.

El feldespato potásico es siempre microclina y se presenta en cristales subidiomorfos con inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita, es frecuente observar crecimientos micropertíticos. También con frecuencia aparecen maclados, según las leyes de Carlsbad, y en enrejado.

La plagioclasa es albita-oligoclasa ácida. Es más básica en los pequeños cristales encerrados en la microclina. Presenta frecuentes maclas polisintéticas y algunas alteraciones a sericita. Generalmente no está zonada.

La moscovita es mucho más abundante y de mayor tamaño que la biotita y es relativamente frecuente que forme crecimientos simplectíticos con el cuarzo. En general es secundaria y crece a expensas de la biotita y de feldespatos. Suele presentar inclusiones de sillimanita en cristales prismáticos y agujas de otros minerales, pero no es frecuente hallarla incluida en otros.

La biotita presenta pleocroísmo marrón rojizo y es, generalmente, menos abundante que la moscovita; se altera fácilmente a biotita verde y a clorita.

Los accesorios más frecuentes son: apatito, circón, opacos, clorita (secundaria de biotita), rutilo y a veces sillimanita, procedente de la asimilación de metasedimentos.

Los microgranitos presentan las mismas características petrográficas que los granitos de facies más común, ya descritos, con la salvedad de que la relación biotita/moscovita es próxima o mayor que 1 y los fenómenos postmagmáticos de albitización y moscovitización están menos desarrollados. Son frecuentes en el extremo NE de la Hoja. Ocasionalmente aparecen pequeños cuerpos intrusivos de granitos aplíticos, muy moscovíticos,

correspondientes a las últimas etapas de la diferenciación magmática, que se caracterizan por la escasez de ferromagnesianos.

b) Granitos equigranulares de grano medio a grueso.

Presentan un tamaño de grano comprendido entre 3-5 mm. Aparecen como pequeños enclaves de unos centenares de m² rodeados de granitos de la facies común, que producen en ellos una intensa moscovitización, a excepción del macizo correspondiente a la parte superior de la Fracha, que es un afloramiento de unos 6-7 Km² de granito de dos micas de grano grueso (tamaño medio de los cristales mayor de 5 mm) que pasa gradualmente a otro de grano más fino.

Tienen las mismas características mineralógicas que la facies de grano medio a fino, salvo la relación biotita/moscovita, que originalmente era más alta en ésta. Hay sin embargo en estos granitos de grano medio a grueso una moscovitización debida a procesos postmagmáticos, mucho más desarrollado que en aquéllos. Es un hecho bien constatado en la zona que al aumentar el tamaño de grano se observa un mayor desarrollo de los procesos postmagmáticos de moscovitización y albitización.

c) Granitos cataclásticos.

Aparecen muy bien representados en el área comprendida entre Meaño y Meis (centro y Norte del Cuadrante 1). Se trata, a la escala del afloramiento de un granito de dos micas de grano medio a grueso (ocasionalmente muy grueso) con una clara, intensa y penetrativa orientación de todos sus elementos planares (micas y feldespatos). El cuarzo aparece asimismo recristalizado en delgadas pero continuas bandas ocasionales y los feldespatos han sufrido un estiramiento notable, llegando a dar formas abudnadas y "amígdalas" cuando la cataclisis es intensa. Otro fenómeno observado en meso y microescala es la filonitización de la roca, perfilándose dos direcciones claras de deformación con doblamiento homogéneo de las micas y ruptura generalizada de los cristales de hábito no laminar. (Véanse fotografías en Documentación Complementaria).

A escala cartográfica, estas rocas ocupan bandas orientadas casi N-S con anchura de hasta 1 Km que en ocasiones están flanqueadas por fracturas.

Petrográficamente son granitos gneísicos de grano grueso, con cuarzo, microclina, plagioclasa, albita-oligoclasa, moscovita y biotita como elementos principales y apatito, circón y opacos, como accesorios. Su textura es granuda, tendente a lepidoblástica gneísica. Es frecuente la observación de mirmequitas y recrecimientos de cuarzo que a veces forman ban-

deados de gran continuidad. También es frecuente la observación de estructuras “en mortero” del cuarzo. En la zona de Simes, las muestras analizadas ponen de relieve una fuerte cataclasis de la roca que aparece como ortogneis cataclástico (milonítico) de dos micas, con marcada trituración de todos los elementos cristalinos no laminares. La moscovita es ocasionalmente mineral accesorio y la biotita aparece con cierta frecuencia cloritizada. En menos ocasiones la textura es granuda alotriomorfa, pero siempre cataclástica. El grado de alteración de estas rocas en la zona de Simes es elevado, en parte propiciado por la intensa cataclasis sufrida. También se han observado zonas en las que procesos póstumos de moscovitización hacen que la biotita aparezca como mineral accesorio. La interpretación de estas bandas graníticas cataclastizadas pueden estar en la línea de las “shear bands” aludidas para el noroeste peninsular por diversos autores y más recientemente por IGLESIAS, M. y CHOUKRUNNE (1979).

4.2.2.2 *Granitos de feldespato alcalino con grandes biotitas (Granito “ala de mosca”) (γ_b^2)*

Aparecen dentro de la Hoja en tres macizos aislados, separados por granito de dos micas de grano medio a fino que son:

- Macizo de Puente Caldelas-Berducido, de unos 30 Km² de extensión (se continúa en la Hoja de Puente Caldelas).

- Macizo de Villarchán, al Sur del anterior y de 10 Km² aproximadamente.

- Macizo de los alrededores de Chain, en el extremo SE de la Hoja, de unos 3,5 Km² (se continúa en las Hojas de Vigo, Puenteareas y Puente Caldelas).

Son también granitos de dos micas, pero se distinguen a escala de la muestra de mano, por su textura típica de grandes cristales de biotita (textura en “ala de mosca”) y su tamaño de grano (mayor de 5 mm).

La mineralogía es similar a la de los granitos de dos micas comunes, pero se observa un mayor desarrollo de los procesos de reajuste magmático o postmagmáticos, de sustitución de biotita y feldespatos por moscovita y albitización del feldespato potásico, ocasionando, todo ello, que la relación moscovita/albita sea mayor y que la plagioclasa sea ligeramente más sódica que el resto de los granitos de feldespato alcalino.

La composición modal es:

Cuarzo	Moscovita	Microclina	Biotita	Plagioclasa	Accesorios
30,8	9,6	2,77	7,6	24,2	0,1

En la parte central del macizo principal se observa una facies muy leucocrática equivalente, petrográficamente a la anterior, pero que se distingue en campo por la existencia de megacristales de feldespato, de hasta 6 cm de longitud, por la desaparición de las grandes "moscas" de biotita, (sustituido casi totalmente por moscovita) y la aparición de cuarzos redondeados ("globulosos") que recuerdan a los granitos G-3, CAPDEVILA, R., 1969, (aunque no hay criterios suficientes para decir que lo sean en realidad). Poseen una foliación, que puede ser magmática o bien tectónica, pero producida en estado fluvial.

En cuanto a la relación temporal del granito de "ala de mosca" y el de dos micas típico, aunque ambos pueden pertenecer a un mismo magma, se observa, en diversos puntos, una adaptación de la "fabric" interna de éste al contacto con el de ala de mosca, así como una disminución del tamaño de grano en el borde, lo que indica que el granito de dos micas, de facies común es posterior a éste.

4.3 ROCAS FILONIANAS

Dentro de la Hoja se desarrolla una importante manifestación filoniana, fundamentalmente en los granitos de dos micas, que se puede englobar en dos grandes grupos: pórfidos graníticos y diques de cuarzo, pegmatitas y aplitas.

4.3.1 Diques de cuarzo, pegmatitas y aplitas (Fa)

En este grupo se ha recogido un conjunto de manifestaciones filonianas, de carácter ácido, que se desarrollan fundamentalmente durante los últimos episodios del emplazamiento de los granitos alcalinos. Entre ellos podemos distinguir: diques de cuarzo, pegmatitas y pegmatiplitas.

Los diques de cuarzo son generalmente de poco espesor (menor de 1 m) y escasa continuidad lateral, son relativamente frecuentes, sobre todo en los granitos de dos micas, y no se ha podido constatar en ellos la existencia de mineralizaciones de ningún tipo.

Los diques de pegmatita son más numerosos y de mayor potencia (hasta 10 m) que los de cuarzo. Son especialmente frecuentes en los contactos del granito de feldespato alcalino con los gneises glandulares y con el granito de "ala de mosca". Los minerales principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita (muy abundante) y ocasionalmente biotita (parcialmente cloritizada). Como accesorios tienen apatito y minerales opacos. Se

observan fenómenos de pertitzación en la microclina y de sustitución del feldespató potásico por albíta.

4.3.2 Pórfidos graníticos (FO)

Sólo se han encontrado dos diques:

– En la playa de Aguete (x: 185.000; y: 875.200) un pórfido granítico de 4-5 m de espesor y de dirección N-170-E. Hay más afloramientos hacia el S, que de pertenecer al mismo dique, implicarían que éste posee más de 4 Km de longitud. Arma en los paragneises del Complejo Vigo-Pontevedra (equivalente al Complejo Vigo-Tuy). Es una roca compuesta de fenocristales de cuarzo, algo redondeados o hipidiomorfos, mostrando corrosión magmática; feldespató potásico en fenocristales y en forma de microlitos (maclados según Carlsbad); plagioclasa en la matriz, muy sericitados, y biotita en gran parte cloritizada. igualmente aparecen carbonatos, de origen secundario.

Los diques de este tipo pueden haber intruído a lo largo de diaclasas de tensión y fallas profundas que fueron el resultado de un levantamiento regional coincidente con las intrusiones postcinemáticas (granodiorita de Caldas de Reyes, Porriño...) (OEN ING SOENG, 1970).

– Al E de la Hoja (x: 201.600; y: 878.000), en el contacto del granito de dos micas de grano fino con el de "ala de mosca", hay un dique de pórfido o microsienita de aspecto rojizo de 1 m de espesor y escasa continuidad lateral, de dirección N-30-E, textura granuda irregular y con un elevado grado de alteración que enmascara la composición original. Está constituido por feldespató potásico y moscovita como minerales principales, acompañadas de cuarzo, circón, opacos y clorita (secundaria).

4.3.3 Dioritas (F η)

Aparecen varios diques en relación con los granitos de dos micas y los metasedimentos (puede haberlos en otros materiales), de escasa potencia y continuidad lateral.

Están compuestos por plagioclasa andesina, anfíbol monoclinico y biotita esencialmente. Como accesorios tienen: cuarzo intersticial, clorita secundaria de biotita, feldespató potásico intersticial o procedente de la cloritización de biotita, esfena y opacos (posible ilmenita con bordes de leucoxeno).

Los anfíboles aparecen con ligero pleocroísmo verde.

RELACION DE ANALISIS QUIMICOS DE LOS PRINCIPALES TIPOS PETROLOGICOS DE LA HOJA

FACIES	ROCAS METAMORFICAS					ROCAS IGNEAS										
	PC-S		ξ^{2b}	ξ_A	ξ_b^2	N_s^2	γ^2	γ_b^2	ηa^2	η^2	$2\eta^{2,3}$					
	4		1	1	2		5		14		6	1	4		1	
Núm. de muestras			—	—	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	—	\bar{x}	s	—
SiO ₂	68,45	6,62	64,41	50,42	77,69	1,30	72,54	1,21	73,11	2,14	73,42	1,63	57,27	69,64	2,37	69,02
TiO ₂	0,67	0,40	1,09	2,39	0,15	0,06	0,33	0,15	0,28	0,07	0,21	0,06	1,14	0,37	0,07	0,47
Al ₂ O ₃	15,83	2,92	15,74	15,26	11,48	0,91	13,92	0,46	14,20	1,84	13,87	0,81	17,76	15,68	1,52	15,46
Fe ₂ O ₃ *	5,42	2,69	8,57	13,15	1,33	0,02	2,25	0,63	1,99	0,30	1,92	0,25	7,06	2,29	0,36	3,51
MgO	1,51	0,55	1,68	4,85	0,10	0,05	0,46	0,15	0,43	0,15	0,36	0,09	2,25	0,61	0,24	0,88
MnO	0,04	0,01	0,06	0,25	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,007	0,10	0,017	0,011	0,02
CaO	0,31	0,09	0,24	9,10	0,64	0,52	0,85	0,67	0,58	0,35	0,35	0,09	4,80	0,99	0,41	1,15
Na ₂ O	0,36	0,35	0,10	2,42	3,74	0,20	2,41	0,30	2,66	0,50	2,41	0,49	3,68	2,76	0,23	3,85
K ₂ O	3,99	0,73	3,53	1,25	3,15	1,01	5,04	0,71	5,22	0,62	5,73	0,42	3,92	5,85	0,76	4,52
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,03	0,31	0,07	0,08	0,06	0,06	0,10	0,05	0,05	0,03	0,23	0,08	0,03	0,18
M.V.	2,93	1,50	4,49	1,03	1,51	0,72	1,84	0,38	1,5	0,43	1,51	0,18	1,24	1,32	0,28	1,30

*Fe Total

Análisis realizados por el Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad de Salamanca.
En la Documentación Complementaria se adjunta un informe geoquímico detallado.

4.4 PROCESOS DE MIGMATIZACION

En los enclaves de metasedimentos existentes en los granitos de feldespato alcalino, es frecuente observar un proceso de asimilación más o menos avanzado que, en ocasiones, llegan a producir la asimilación prácticamente total del metasedimento, dando auténticos granitos migmatíticos en diversos puntos de la Hoja; sin embargo, lo más frecuente es que este proceso se alcance con grado intermedio, con fusión parcial de la roca englobada por los granitos, dando una serie de estructuras migmatíticas muy variadas.

Este proceso de asimilación de los metasedimentos está acompañado de un incremento de la intensidad del metamorfismo regional al que estaba sometida la roca original, pues la intrusión de estos granitos es ligeramente posterior, en general, al paroxismo del metamorfismo regional. Este aumento de la intensidad del metamorfismo está marcado por la aparición de sillimanita en los enclaves esquistosos y en los granitos de las zonas próximas a la de mezcla.

Este fenómeno de migmatización también es observable en los gneis glandulares, sin embargo, el origen del mismo puede ser doble, puesto que localmente se observa cómo la migmatización está originada por la intrusión de los granitos de feldespato alcalino, que, a veces llegan a asimilar a los gneises casi completamente, quedando sólo algunos restos de glándulas del material preexistente (este fenómeno es más intenso hacia el N del afloramiento de gneises glandulares). También cabe la posibilidad de que los "augengneises" sufriesen una migmatización anterior a la intrusión de los granitos de feldespato alcalino, cuyo origen es aún desconocido, pudiendo deberse al metamorfismo prehercínico y/o hercínico.

En la granodiorita precoz, el proceso de migmatización se manifiesta por la moscovitación de la roca (crecimiento de moscovita a expensas de biotita y feldespato) y una fusión parcial de la roca con albitización de los feldespatos.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

Este es un sector económico que carece de interés en la Hoja. Actualmente no hay nada en explotación y los únicos indicios que se han encon-

trado consisten en una serie de pequeñas calicalas, situadas al E de Pontevedra (x: 195.200; y: 881.000), que siguen unos diques de cuarzo y pegmatitas, que arman en un microgranito muy moscovítico, albitizado. Los minerales observados en muestra de mano son casiterita y sulfuros (pirita...?), por lo que se supone que estas calicatas de explotación minera fueron hechas para la investigación de estaño.

5.2 CANTERAS

Es el grupo económico de mayor interés en la Hoja y se va a realizar un estudio por sectores industriales.

a) Rocas de construcción

Este sector tiene escaso interés económico actualmente, puesto que sólo hay tres pequeñas explotaciones en activo, dos en las cercanías del Poyo (x: 190.000; y: 882.000) y otra en la Fracha (x: 196.200; y: 878.100), de las que se extraen bloques para pulir y utilizar como roca ornamental y como material de construcción.

Existen numerosos frentes abandonados, de limitadas dimensiones, de los que se sacaron bloques para la construcción de viviendas.

En resumen, los únicos materiales aptos para su empleo como piedra de construcción son los graníticos, fundamentalmente la granodiorita tardía de Caldas de Reyes por la ausencia de fracturación y la no orientación de los cristales y las condiciones de dureza de la roca.

b) Aridos

Hace años tuvo gran interés económico la explotación de áridos naturales del cauce del río Lérez (x: 193.000; y: 882.500) pero en la actualidad sólo quedan tres explotaciones que aprovechan los aluviones del río con pequeñas embarcaciones, mediante el sistema de dragado, con una producción total de 11.500 m³ anuales. Las reservas son muy grandes, pero la cantidad de material extraído está condicionado a concesiones del Ayuntamiento de Pontevedra, que controla la sobreexplotación para evitar problemas de tipo geotécnico, como es el deslizamiento y/o hundimiento progresivo de los márgenes del río.

La explotación de áridos de trituración se reduce actualmente a cuatro explotaciones:

- Dos en las cercanías de Poyo (x: 189.200; y: 881.700) (x: 190.300;

y: 880.800), que aprovechan simultáneamente los granitos de dos micas y los gneises glandulares.

– Una al E de Pontevedra (x: 196.800; y: 879.366) que extrae los granitos de dos micas.

– Una cerca de Arcada (x: 193.950; y: 872.250) que aprovecha, igualmente, los granitos de dos micas.

Todas ellas están perfectamente mecanizadas, con amplios frentes de explotación y grandes reservas. La producción es alta y el material explotado presenta una amplia gama de granulometrías.

Los granitoides s.e. tienen una calidad muy variable para su utilización como áridos, en función del grado de alteración y del tamaño de grano (cuanto menor es el tamaño mayor es la calidad). La naturaleza macrocristalina heterogénea de los mismos los hace más idóneos para capas intermedias, aunque ocasionalmente pueden ser buenos para capas de rodadura (en su utilización como áridos para carreteras). Los tamaños más gruesos obtenidos del machaqueo son buenos para la fabricación de hormigones, por la forma poliédrica de los mismos, que proporciona buena adherencia. En general, las granodioritas tienen una mayor resistencia a los agentes exteriores que los granitos de dos micas.

Los gneises glandulares son malos para capas de rodadura por su baja adhesividad y dureza. Se pueden utilizar como material de préstamos, base de firmes y para pistas de concentración parcelaria por su buena compactación.

Los metasedimentos se caracterizan por su poca dureza, por lo que su única utilización aconsejable es como materiales de compactación en las pistas de concentración parcelaria, préstamos y base de carreteras locales.

La gravas y arenas de cauces actuales de ríos son materiales excelentes para la fabricación de hormigones por su alto equivalente de arena, en cambio no son muy buenos para capas de rodadura por su alto contenido en sílice, que inhibe la adhesividad al betún, pero por su dureza pueden emplearse en capas intermedias y de base.

c) Productos cerámicos.

Es el sector industrial de mayor interés económico de la Hoja. En la actualidad existen siete explotaciones activas en el paraje de Fianteira, en el extremo NW de la Hoja (x: 177.000; y: 884.000), que aprovechan los niveles arcillosos de terrazas aluviales del Pleistoceno.

La producción de arcillas de este grupo de canteras alcanza valores de 150.000 tm/año, destinándose aproximadamente la tercera parte a la fabri-

cación de gres y refractarios y el resto a ladrillería. Las calidades en general son buenas y las reservas abundantes.

Los niveles de arenas y gravas de estas terrazas han sido explotadas en otras épocas como áridos naturales.

5.3 HIDROGEOLOGIA

La Hoja está cubierta casi en su totalidad por materiales ígneos y metamórficos, que cuando no están alterados presentan una porosidad, en general, menor de 1 por cien. Los escasos poros existentes son muy pequeños y generalmente sin conexión entre sí, en consecuencia, las permeabilidades son tan bajas que pueden ser consideradas como nulas desde el punto de vista práctico. Sin embargo, a través de las fracturas y zonas descompuestas, puede desarrollarse una considerable porosidad y permeabilidad, ocasionando acuíferos locales de relativa importancia. Así, la alteración superficial y la degradación mecánica de las rocas puede dar lugar a formaciones muy sueltas que alcanzan porosidades totales mayores al 35 por ciento (lehms graníticos), las cuales van disminuyendo con la profundidad, hasta alcanzar la roca inalterada.

Acuíferos de este tipo (meteorización-fracturación) son escasos en la Hoja y sólo aparecen en la granodiorita tardía de Caldas de Reyes y en algunas zonas deprimidas (fondos de valles ocasionales por fracturas de cierta envergadura) y alteradas del granito de dos micas.

Otro tipo de acuíferos que aparecen en la Hoja es el ligado a las terrazas pleistocénicas de los alrededores de Dena (NW de la Hoja), pero su extensión no es muy grande y el espesor mínimo, puesto que sólo los niveles conglomeráticos tienen interés hidrogeológico, mientras que los tramos de arcillas y caolines (que ocupan la mayor parte de las terrazas) tienen carácter de formaciones acuícludas.

Los acuíferos más importantes en la zona estudiada se localizan en los aluviones, fundamentalmente el del río Tameza, que va desde la ensenada de Vilaboa (x: 193.000; y: 872.000) a Pontevedra (x: 192.500; y: 881.500) y recoge las aguas de escorrentía de la cara W de la Fracha (x: 196.200; y: 878.100) y de la falda E de San Martiño y Castineira. Además, dicho acuífero detrítico parece estar acompañado y favorecido por otro acuífero infra-yacente, ligado a una supuesta falla de gran envergadura, de dirección N-S. La acusada fracturación y alteración del substrato junto a la acumulación de materiales aluviales, las excelentes condiciones de recarga, la elevada pluviometría de la zona (más de 1.200 mm anuales) y la frecuencia de precipi-

taciones, que permite la recuperación rápida de los niveles piezométricos, hacen de este aluvial el lugar más idóneo de la Hoja para captación de aguas subterráneas.

La calidad química de las aguas es buena, pero existen ciertos peligros de contaminación orgánica por la gran cantidad de suelos vegetales y pastizales que hay en la región, soporte de una densa población vacuna, y el carácter somero de los acuíferos.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALBURQUERQUE, G.A.R. de (1973).— "The origin of enclaves in granitic rocks from northern Portugal". *Spec. Pub. Geol. Soc. S. Afr.*, 3, pp. 479-493.
- ANTHONIOZ, P.M. (1969).— "Etude pétrographique et structural des régions de Morais et Bragança (NE de Portugal)". *Tesis Univ. de Poitiers*, 410 págs.
- ANTHONIOZ, P.M. (1970).— "Etude des complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE de Portugal)". *Sciences de la Terre*, núm. 15, pp. 145-166.
- ARPS, C.E.S. (1970).— "Zircon in granites, gneisses and metasediments from western Galicia (NW Spain)". *Bol. IGME*, T. LXXXI-II-III; pp. 144-156.
- ARPS, C.E.S. (1970).— "Petrology of a part of the western galician basement between the rio Jallas and the ria de Arosa (NW Spain)". *Leids. Geol. Medelingen*, 46, 1, pp. 57-155.
- ARPS, C.E.S. et al. (1977).— "Geological Map of Western Galicia. Vigo-La Guardia". Escala 1:100.000. *Dpto. Petr. Min. y Cristal*. Universidad de Leiden. Holanda.
- ARPS, C.E.S. et al. (1977).— "Geological Map of western Galicia. Pontevedra". Escala 1:100.000. *Dpto. Petr. Min. y Cristal*. Universidad de Leiden. Holanda.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).— "Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des

- conditions de la deformation". *Tectonophysics*. 25; pp. 139-171. Elsevier Sc. Plublish. Co. Amsterdam.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1971).— "La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique: Comparaison avec les segments voisins". *Pub. Inst. Fr. du Pétrole*, 68 págs.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1973).— "Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen". *Nature Physical Science*. Vol. 241, pp. 50-52.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1974).— "Le précambrien de la Meseta Ibérique". *PIGG, Confer. Liblice, Praha*, pp. 133-162.
- BARROIS, Ch. (1882).— "Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de Galice". *Mém. Soc. Géol. Nord*. t. 2, núm. 1. Lille.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954).— "Recherches morphologiques dan le nord-ouest de la Péninsule Ibérique". *C.N.R. 5 Mem. et Docum.* t. IV. París. pp. 147-175.
- BUISKOOL TOXOPEUS, J.M.A.; HAALEBOS, P.E.M. y OVERMEEREN, F.A. van (1978).— "An outline of the petrology and structural geology of the Hercynian complex south of Vigo (Pontevedra, Spain)". *Cuad. Sem. Est. Cerámicos de Sargadelos*, núm. 27, pp. 93-110. Ed. Homenaje a I. Parga Pondal.
- CAPDEVILA, R. (1967).— "Extensión du métamorphisme regional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice Oriental, Asturies, León)". *C.R. Somm. Soc. de France*. fasc. 7. París.
- CAPDEVILA, R. (1969).— "Le métamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-Orientale (NW de l'Espagne)". *Tesis Doctoral. Fac. Sc. de Montpellier. Univ. de Montpellier*. 403 págs.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G. y FLOOR, P. (1973).— "Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique". *B.S.D.F.*, (7), XV, núms. 3-4, pp. 209-228.
- 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 Min.* t. LXXXI-II-III; pp. 215-225.
- CAPDEVILA, R. y VIALETTE, Y. (1965).— "Premieres mesures d'âge absolu effectués par le méthode au stronium sur des granites et michaschistes de la prov. de Lugo (NW de l'Espagne)". *C.R. Acad. Sc. París*. t. 260, pp. 5081-5083.
- CAPDEVILA, R. y VIALETTE, Y. (1970).— "Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (NW de l'Espagne)". *C.R. Acad. Sc.*, t. 270, pp. 2527-2530.

- CORRETGE, L.G.; UGIDOS, J.M. y MARTINEZ, F. (1977).— “Les series granitiques varisques du secteur centre-occidental espagnol”. *Coll. intern. CNRS, Rennes*, núm. 243.
- DENAEYER, M.E. (1970).— “Tectónica y diferenciación estructural de los granitos y gneises de la ría de Arosa (Pontevedra, Galicia)”. *Bol. IGME*, t. LXXXI-II-III, pp. 164-168.
- DIV. GEOL. IGME (1974).— “Mapa Geológico de España”. Escala 1:50.000, ORENSE, 06-10. *Serv. Publ. Min. Industria*.
- DIV. GEOL. IGME (1974).— “Mapa Geológico de España”. Escala 1:50.000, RIBADAVIA, 06-11. *Serv. Publ. Min. Industria*.
- DIV. GEOL. IGME (1974).— “Mapa Geológico de España”. Escala 1:50.000, CELANOVA, 06-12. *Serv. Publ. Min. Industria*.
- DIV. GEOL. IGME.— “Mapa Geológico de España”. Escala 1:50.000, PUENTECALDELAS, 05-10. *Serv. Publ. Min. Industria (in press.)*.
- DIV. GEOL. IGME.— “Mapa Geológico de España”. Escala 1:50.000, TUY, 04-12. *Serv. Publ. Industria (in press.)*.
- DIV. GEOL. IGME.— “Mapa Geológico de España”. Escala 1:50.000, SALVATIERRA DE MIÑO, 05-12. *Serv. Publ. Min. Industria (in press.)*.
- ESBERT, R.M. y ORDAZ, J. (1977).— “Sobre las características físico-mecánicas de algunos granitos industriales de Galicia (2ª Parte)”. *Bol. Geol. y Min. IGME*. T. LXXXVIII, pp. 139-145.
- FLOOR, P. (1966).— “Petrology of an aegirine-riebeckite gneisbearing part of the Hesperian massif: The Galiñeiro and the surrounding area, Vigo, Spain”. *Leids. Geol. Meded.* Vol. 36, 204 págs. Tesis.
- FLOOR, P. (1966).— “Los metasedimentos y gneises graníticos antehercinianos”. *Leids. Geol. Medelingen*, 36, pp. 223-234.
- FLOOR, P. (1970).— “Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le NW péninsulaire”. *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXI-II-III, pp. 245-248.
- 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 Min.* T. LXXXI-II-III, pp. 242-244.
- IGLESIAS, M. y CHOUKROUNE, P. (1979).— “Shear zones in the Iberian arc”. *Congreso sobre “Shear zones in rocks”*. Barcelona (in press.).
- IGME (1970).— “Mapa Geológico de España”. Escala 1:200.000, núm. 16, PONTEVEDRA y núm. 17, ORENSE, *Serv. Publ. Min. Industria*.
- IGME (1974).— “Mapa de Rocas Industriales”. Escala 1:200.000, núm. 16, PONTEVEDRA y núm. 17, ORENSE. *Serv. Publ. Min. Industria*.
- IGME (1975).— “Mapa Metalogenético de España”. Escala 1:200.000,

- núm. 16, PONTEVEDRA y núm. 17, ORENSE. *Serv. Publ. Min. Industria*.
- JULIVER, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).— “Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (Escala 1:1.000.000)”. *IGME, Serv. Publ. Min. de Industria*.
- LOTZE, F. (1945).— “Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta”. *Geotekt. Forsch* n° 6; pp. 78-92.
- LOTZE, P. (1961).— “Sobre la estratigrafía del Cámbrico español”. *Not. y Com. IGME*, t. LXXV, Madrid.
- LOTZE, P. (1969).— “El Cámbrico de España”. *Mem. IGME*, 256 págs.
- MATTE, Ph. (1966).— “La schistosité primaire dans l’arc hercynien de Galice; variation de son pendage parallèlement et perpendiculairement aux structures et role des phases de deformation ultérieures”. En “*Etages tectoniques*”. *Univ. Neuchatel*, pp. 243-251.
- MATTE, Ph. (1968).— “La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)”. *Travaux du Laborat. de Geol. Fac. Sc. de Grenoble*; t. 44. 128 págs.
- MATTE, Ph. (1968).— “Les kink-bands. Exemple de déformation tardive dans l’hercynien du Nord-Ouest de l’Espagne”. *Tectonophysics*, 7 (4). *Elsevier Publish. Co. Amsterdam*; pp. 309-322.
- MATTE, Ph. y CAPDEVILA, R. (1973).— “La structure de la chaîne hercynienne dans l’ouest de la Péninsule Ibérique”. *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 276.
- MATTE, Ph. y RIBEIRO, 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. Sc. Paris*; núm. 264, pp. 2.268-2.271.
- MATE, Ph. y RIBEIRO, A. (1975).— “Forme et orientation de l’ellipsoïde de deformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèse sur la genèse de l’arc ibéro-armoricain”. *C.R. Acad. Sc. Paris*; t. 280, pp. 2.825-2.828.
- MAUFFRET, A.; BOILLOT, G.; AUXIETRE, J.L. y DUNAND, J.P. (1978).— “Evolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique”. *Bol. Soc. Geol. France*, t. XX, núm. 4, pp. 375-388.
- 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. Géol. Medelingen*, t. 49, pp. 33-37.

- NONN, H. (1966).— “Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique”. *Pub. Fac. des Lettres Univ. Strasbourg*, 591 págs.
- OEN ING SOEN (1970).— “Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal”. *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXI-II-III, pp. 271-298.
- ORDAZ, J. y ESBERT, R.M. (1977).— “Sobre las características físico-mecánicas de algunos granitos industriales de Galicia. (1ª Parte)”. *Bol. Geol. y Min. IGME*; t. LXXXI-II-III, pp. 65-71.
- PARGA PONDAL, I. (1963).— “Mapa petrológico estructural de Galicia”. Escala 1:400.000. *IGME, Madrid*.
- PARGA PONDAL, I. (1963).— “Rocas y minerales de interés económico del Macizo Galaico”. *Traba. de Lab. Geol. de Lage*, núm. 14.
- PARGA PONDAL, I. y LOPEZ AZCONA, J.M. (1965).— “Sobre la existencia de elementos escasos en los granitos de Galicia”. *Not. y Com. IGME*, núm. 78, pp. 221-236.
- PARGA PONDAL, I. y TORRE ENCISO, E. (1953).— “Sobre una relación entre los tipos de disyunción de los granitos gallegos y su historia geológico-tectónica”. *Not. y Com. IGME*, núm. 32.
- PARGA, J.R. (1970).— “Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas”. *Bol. IGME*, T. LXXXI-II-III, pp. 115-143.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H. y HEBEDA, E.H. (1965).— “Isotopic ages of two granites on the Iberian Continental Margin: the Traba granite (Spain) and Berlenga granite (Portugal)”. *Spain Geol. Mijnbouw*, 44, pp. 353-354.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H. y FLOOR, P. (1966).— “Isotopia evidence for Upper Cambrian or Lower Ordovician granite emplacement in the Vigo area North-Western. (Spain)”. *Geol. Mijnbouw*, 45, pp. 36-40.
- 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”. *Ecolog. Geol. Hel.*, Vol. 63, 1, pp. 255, 274.
- RIBEIRO, A. (1974).— “Contribution à l'étude tectonique de Trás os Montes oriental”. *Memoria núm. 24, Nova serie, Serv. Geol. de Portugal*.
- RIEMER, W. (1965).— “Untersuchungen am Ostrand der galicischen kristallizone (Spanien)”. *N.J.B. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 121.
- TEX, E. den (1978).— “El zócalo policíclico y su importancia en la evolución de la cadena Varisca en Galicia occidental”. *Cuad. Sem. Est. Ce-*

- rámicos de Sargadelos*, núm. 27, Ed. Homenaje a I. Parga Pondal, pp. 139-157.
- TEX, E. den y FLOOR, P. (1966).— “A blastomylonitic and polymetamorphic “graben” in western Galicia (NW Spain)”. In “*Etages tectoniques*”. pp. 169-178. Ed. La Baconnière, Neuchâtel.
- TEX, E. den y FLOOR, P. (1971).— “A synopsis of the geology of western Galicia”. In “*Mistaire structurale du Golfe de Gascogne*”. Ed. Technips, Paris, 13 págs.
- YPMA, P.J.M. (1966).— “Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia Occidental (España)”. *Leidse Geol. Medelingen*, 36, pp. 279-291.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA