



IGME

184

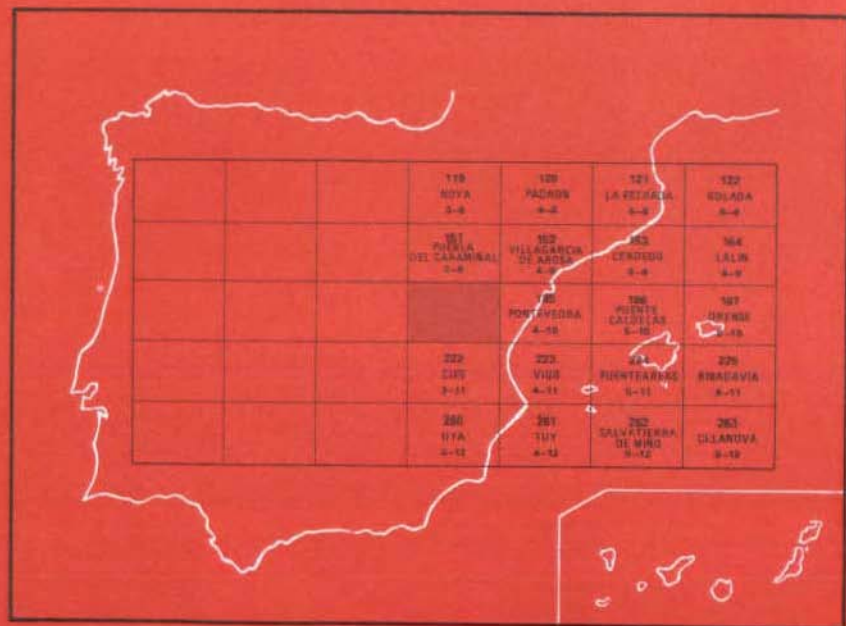
3-10

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GROVE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

GROVE

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:

Campo y Gabinete: José Abril Hurtado, Lcdo. en Ciencias Geológicas.

Asesoramiento: L. Guillermo Corretge Castañón; Universidad de Salamanca.

Peter Floor; Universidad de Leiden (Holanda).

Supervisión IGME: J. 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-6
--

Depósito Legal: M - 41948—1981

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

0 INTRODUCCION

La presente Hoja número 03-10 (184), del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está situada en el sector NW de la Península Ibérica, (Galicia Occidental), entre las coordenadas geográficas 5°10' y 5°30' de longitud W (meridiano de Madrid) y 42°20', 42°30' de latitud N.

Desde el punto de vista de la geografía física la Hoja comprende la península de Grove y las islas de Onza, Ons y Sálvora, aparte numerosos islotes, y el borde costero de la zona de Noalla. Se trata de un área poco accidentada peniplanizada en parte, (con excepción de la línea costera, de donde los desniveles pueden alcanzar los 50 m) con alturas mayores de 167 m en el vértice Loureiro (x: 173.200; y: 286.500), y 115 m en Noalla (x: 175.100; y: 881.750). Morfológicamente es destacable la zona de La Lanzada y ensenadas anejas, en donde alcanzan una extraordinaria extensión las playas, dunas y arenas fangosas intertidales, durante la marea baja, todo ello con una obvia topografía plana que permite incluso la existencia del pequeño aeropuerto deportivo de La Lanzada.

Los caudales de la zona carecen de importancia, dado su corto recorrido y escaso caudal, teniendo todos ellos carácter de torrentes, sobre todo en el tramo final, al descender bruscamente desde la planicie a la mar.

En cuanto a la red de carreteras y distribución de núcleos de población, es obvio que éstos y aquélla se aglutinan de forma ostensible en la banda costera, dando cabida a una población alóctona que multiplica por varias unidades a la residente habitual de la zona.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja constituye la terminación occidental del batolito de Caldas de Reyes y su contacto con las series metasedimentarias de la región costera, que traen continuidad estructural desde el Norte de Portugal, así como los demás batolitos hercínicos, más o menos afectados de esa misma continuidad estructural. La Hoja se incluye dentro de la Zona Centro-Ibérica (Mapa Tectónico de la Península Ibérica, IGME, 1972). A su vez participa en la Zona V, Galicia Occidental-NW de Portugal de MATTE, Ph. 1969. Está formada, como se ha indicado ante-

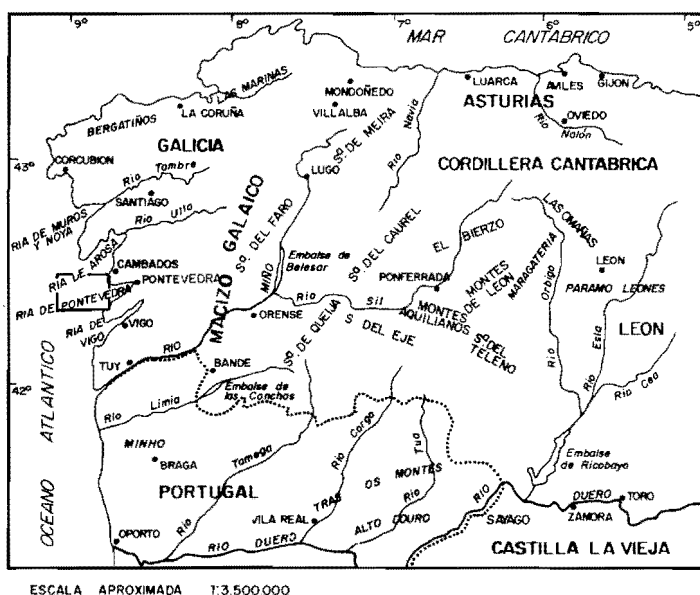


Fig. 1.— Esquema de situación geográfica de la Hoja de Grove (03-10).

riormente por la granodiorita tardía de Caldas de Reyes (mitad Norte, Península de Grove e isla de Sálvora) y la serie metamórfica costera del Precámbrico-Silúrico, intruida por cuerpos graníticos y/o granodioríticos de diversa edad, aunque todos ellos anteriores al emplazamiento del batolito tardío citado (Caldas de Reyes).

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 BOCH, J.B.M. (1964); BREMMER, M.S.M.P. (1973); HENSEN, B.J. (1965); VAN HUMALDA VAN ESYINGA (1966); RENGERS, N. (1965); RODENBURG, J.K. (1968); VISSER, W. (1973) y VOGEL, W. (1967), sintetizadas en la primera edición del Mapa Geológico de Galicia Occidental a escala 1:100.000 de la Universidad de Leiden, Holanda (1977).

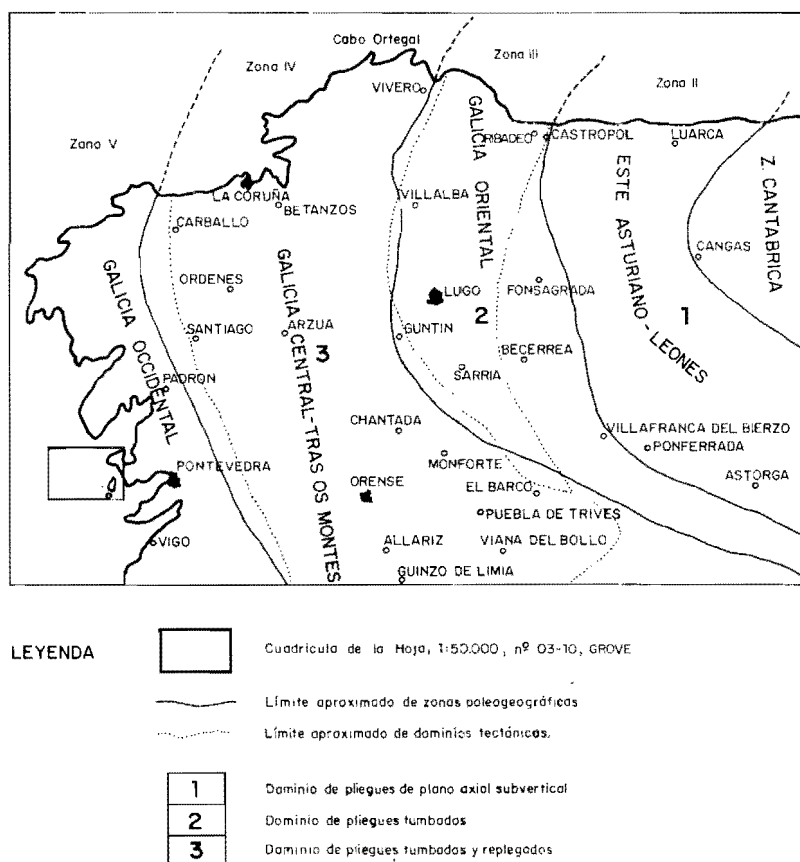


Fig. 2.— Esquema de distribución de zonas paleogeográficas del NW de la Península Ibérica y dominios tectónicos principales. (MATTE, P., 1968).

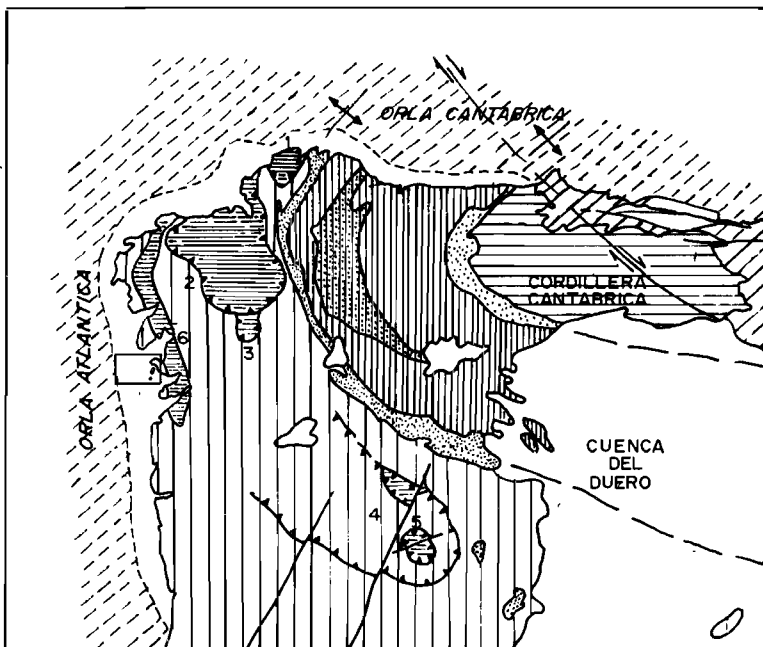
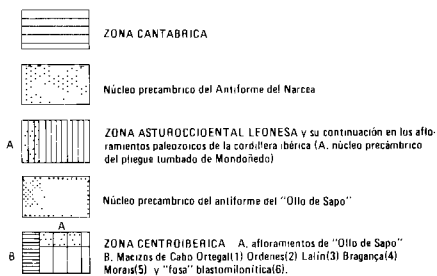


Fig. 3.— Esquema según el "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". Ed. IGME. 1972.

ESCALA 1:4.000.000

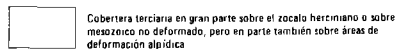
ZONAS DEL HERCINIANO DEL MACIZO IBERICO



ORLA MESOZOICA (Y PALEOGENA) DEL MACIZO IBERICO



CUENCAS Terciarias



1 ESTRATIGRAFIA

La columna estratigráfica de la zona comprende un basamento metasedimentario, de edad admitida indiferenciada que puede estar entre el Precámbrico y el Silúrico, reconocidos en áreas situadas más al S (N de Portugal) y al E (Galicia Central), intruido en etapas diferentes por diversos cuerpos graníticos. Todo este conjunto aparece cubierto parcialmente por depósitos detríticos del Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno-Actual) y por suelos residuales de alteración y degradación de la roca.

No existen documentos fósiles que precisen la edad de los tramos cartografiados tanto en el sustrato como en los depósitos pleistocénicos, aunque en ambos casos la correlación hecha con materiales similares de otras zonas de Galicia Occidental es bastante verosímil.

1.1 PRECAMBRICO—SILURICO

1.1.1 Complejo Cabo d'Home-La Lanzada (PC—S, PC—Sq, PC—Sc)

Esta formación ocupa la práctica totalidad de la zona costera entre Paxariñas y La Lanzada, hasta los altos de Noalla. Está constituida por metasedimentos de litología diversa, predominando las rocas pelíticas, sobre las areniscoso-cuarcíticas y calcosilicatadas.

A escala de afloramiento, se trata de micasquistos y cuarzo-esquistos gris-verdosos, de grano fino, con una marcada hojiosidad, entre los que se intercalan lechos de potencia entre decimétrica y métrica de cuarcitas y areniscas (de tipo grauváquicos en ocasiones) y niveles centrimétricos de rocas calcosilicatadas de tipo anfibolita. También son frecuentes lechos ampelíticos negros relacionados espacialmente con las capas de areniscas y cuarcitas negras, ferruginosas. Todos estos materiales son perfectamente correlacionables con los estudiados en hojas situadas más al S (Tomiño y Tuy, IGME, 1978, fundamentalmente), si bien no se observan rasgos suficientemente determinativos para su exacta correlación con las series Precámbrico-Paleozoicas del N de Portugal. Como hechos extraordinarios que podrían justificar la dificultad de correlación, aparecen en primer lugar las numerosas intrusiones graníticas que han modificado la textura y composición del encajante esquistoso, y en segundo el grado de alteración y degradación de las rocas y la potencia de los recubrimientos por ello originados. No se han encontrado los horizontes microconglomeráticos de las series de Tuy y Tomiño, correspondientes al Complejo esquistoso-grauváquico.

Como hipótesis de trabajo puede decirse que la formación metasedimentaria que estudiamos podría corresponder a los tramos medio y superior de la que en su día se denominó Complejo Monteferro-El Rosal en la Hoja de TOMIÑO (IGME, 1978).

En efecto, las rocas mejor representadas son esquistos andalucíticos, micasquistos de dos micas y filitas, areniscas claras y cuarcitas negras, y lechos calcosilicatados. La esquistosidad, como elemento planar más visible, y la estratificación son N 160-170 en la mayor parte de la zona.

A pequeña y microescala los micasquistos y esquistos andalucíticos presentan textura lepidoblástica y están formados por cuarzo, moscovita, biotita y andalucita (no siempre) como elementos principales y turmalina, granate (a veces como principal), apatito, circón, clorita (secundaria) y opacos, como minerales accesorios. El grado de alteración oscila de medio a bajo. La intrusión tardía de la granodiorita del batolito de Caldas de Reyes ha desarrollado fenómenos de metamorfismo de contacto, con la aparición de biotitas (actualmente cloritizadas en buena parte) y/o andalucitas, ambas recrecidas oblicuamente a la esquistosidad más visible. En estos porfiroblastos andalucíticos quedan esporádicas inclusiones de opacos, como restos de la primera esquistosidad.

Las filitas tienen menor representación en la zona estudiada. Presenta color negro o gris muy oscuro y están formadas por cuarzo y moscovita como minerales principales, y biotita, turmalina y opacos como elementos accesorios. La textura es lepidoblástica y el grado de alteración medio.

Las areniscas y cuarcitas son rocas de colores muy variados, desde blanco o amarillento a negro o azulado. Están formadas por cuarzo (y material carbonoso en las de color negro) como elemento principal y moscovita, turmalina y opacos como accesorios.

Por último, los niveles calcosilicatados se presentan como rocas finamente listadas, de colores verde claro o amarillento, con moteados verde oscuros. Están compuestos por anfíbol monoclinico, epidota y feldespato potásico, como minerales principales y moscovita (secundaria), clorita (secundaria), cuarzo, esfena, opacos y apatito como elementos accesorios. La textura es bandeada y el grado de alteración elevado.

1.1.2 Enclaves metasedimentarios (PC-S, PC-Sq)

Se trata de restos del Complejo PC-S enclavados en los cuerpos ígneos intruidos durante las etapas tectónicas hercínica y posthercínica. En efecto, petrográficamente son equivalentes a los litotipos descritos en 1.1.1, si bien muestran respecto a aquéllos diferencias mineralógicas y texturales impu-

tables a las especiales condiciones de presión y, sobre todo, de temperatura a que han estado sometidos. Han sido cartografiados enclaves esquistosos tanto en el granito de feldespato alcalino (dos micas) de las islas de Ons y Onza como en la granodiorita tardía de la península de Grove.

A escala mesoscópica las rocas acusan, por su color pardo rosado o gris azulado, un mayor contenido de biotitas y/o andalucitas en vías de oxidación. La orientación de la esquistosidad y la estratificación coinciden en la mayor parte de los enclaves y a su vez son paralelas a la posición de las bandas esquistosas que los constituyen. La magnitud de los enclaves varía entre los bloques de un metro cúbico y las bandas de 50 m de ancho por 500 m de largo. En los primeros la esquistosidad no mantiene una orientación definida, tratándose por tanto de bloques girados durante la intrusión granodiorítica.

A escala del microscopio los componentes de estas rocas son idénticos a los descritos en 1.1.1, con la salvedad de la anormal abundancia de biotitas y andalucitas procedentes del metamorfismo térmico sufrido. La textura es granoblástica y lepidoblástica (términos cuarzoesquistosos y esquistosos respectivamente) y el grado de alteración de medio a bajo. Merece especial mención la presencia de corneanas de andalucita-sillimanita en algunos enclaves de la granodiorita tardía de Pedras Negras-Barrosa (x: 169.500; y: 885.000) en el borde occidental de la península de Grove. Se trata de rocas muy oscuras, algo bandeadas, compuestas por cuarzo, biotita, andalucita y sillimanita como minerales principales y apatito, opacos, moscovita (secundaria) y turmalina como accesorios. La textura es granolepidoblástica en tránsito a granoblástica franca. En ocasiones estos enclaves han sufrido acusados procesos pneumatolíticos con transformación molecular de ciertos minerales en boratos, conservándose la estructura bandeada primitiva.

1.2 CUATERNARIO

1.2.1 Depósitos pleistocénicos (Q_T)

Cubren una pequeña zona al N y W de Noalla y presenta potencias que oscilan entre uno y 10-12 m. Se trata de una formación detrítica horizontal parcialmente arrasada, en la que originariamente podría haber existido un tramo basal de naturaleza arcillosa, seguido de otro conglomerático, con gravas cuarcíticas heterométricas, mal clasificadas y con estratificación poco definida. Esta formación es correlacionable con alguna de las terrazas bajas estudiadas en las Hojas de TUY, TOMIÑO y SALVATIERRA DE MIÑO, (IGME, 1978) en los valles del Miño y Louro, principalmente.

El tramo inferior es básicamente arcilloso-caolinífero con pasadas discontinuas algo más arenosas y esporádicos cantos detríticos. Es objeto de explotación al N de Noalla, junto a la ensenada de Illairiña. Sobre él reposa concordante el tramo superior, formado por gravas poligénicas (cantos de cuarcita mayoritarios) y heterométricas, pobremente clasificadas (clasificación de FRIEDMAN, 1962). En los afloramientos dispersos situados al W y SW de Noalla falta el tramo inferior descrito, apareciendo únicamente a modo de manto coluvial materiales granulares removilizados del tramo superior. Conscientemente se han cartografiado como restos de esta formación pleistocénica, pese a su evidente removilización y alteración estratigráfica, en base a su constitución y posible aprovechamiento como yacimiento granular para ciertas necesidades geotécnicas locales.

1.2.2 Depósitos recientes (Q_M , Q_P , Q_D , Q_{A1-C} , Q_C , Q_{CD})

Con la notación Q_M se han cartografiado las marismas y depósitos intertidales de la zona de Illairiña y ensenada de Grove. Se trata de una extensa aunque delgada formación limo-arenosa, muy rica en materia orgánica (restos de algas, sobre todo) y materiales salíferos. El tramo inferior, está sometido al influjo diario de las mareas. Sobre él se acumulan durante la bajamar ingentes cantidades de algas. El superior aparece encostrado de sales sodo-potásicas y únicamente se cubre de agua durante las llamadas "mareas vivas", que tienen lugar en períodos de tiempo muy espaciados.

Las playas (Q_P) son formaciones arenosas de poca potencia frente a su relativa gran extensión, adosadas a la línea de costa, al abrigo de los fuertes vientos reinantes en la zona. Son arenas finas, silíceas, moderadamente bien clasificadas (clasificación según FRIEDMAN, 1962). Por su parte las dunas (Q_D) no son sino arenas de estas playas removilizadas y acumuladas por la acción eólica. La naturaleza de Q_P y Q_D es idéntica, aunque es preciso indicar que los porcentajes de la fracción de minerales pesados son mayores en las playas que en las dunas, por razones obvias. En este sentido, el estudio realizado con lente binocular ha puesto de relieve la relativa alta proporción de elementos cristalinos constituyentes de la fracción pesada. Entre otros aparecen el apatito, circón y turmalina como mayoritarios. También son abundantes los granos de sulfuros metálicos, magnetita, casiterita y wolframita. Destacan por su extensión y potencia las playas y dunas de La Lanzada acumuladas por ambos lados (mar abierto y ensenada), y cuya movilidad es extraordinaria por esta razón.

En lo que a suelos residuales se refiere (coluviones Q_C y formaciones de "pie de monte" y fondos de valle Q_{A1-C} , aluviones Q_A y "Conos de

dyección (Q_{CD}) la magnitud e importancia de sus afloramientos es muy limitada, si se exceptúa la zona de Grove, donde la granodiorita soporta una capa de alteración y degradación de varios metros de potencia, que es aprovechada ocasionalmente como yacimiento granular, a nivel local y familiar.

El único cono de dyección cartografiado se sitúa en la costa Norte de San Vicente de Grove. Está formado por cantos granodioríticos en mezcla irregular con arenas y arcillas, entre los que se incluyen algunos bloques subangulosos de mayor tamaño.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Con anterioridad a la etapa hercínica se admite en la región la presencia de, al menos, dos fases tectónicas: La Asíntica (correspondiente al Precámbrico Superior) y la Caledónica (de edad Cámbrico-Devónico). La primera podría detectarse por la presencia en la región de los metaconglomerados incluidos en la parte basal del denominado "Complejo Monteferro-El Rosal" estudiado en las Hojas de TUY y TOMIÑO (IGME, 1978). Tales conglomerados no se han encontrado en la formación equivalente denominada en esta Hoja Complejo Cabo d'Home-La Lanzada, cartografiada con la notación general PC-S. Por lo que a la deformación Caledónica respecta, su presencia en el NW peninsular ha sido muy discutida. Algunos autores la asignan una excepcional importancia atribuyéndole la responsabilidad de una deformación con pliegues tumbados acompañada de metamorfismo. Esto no ha podido evidenciarse en nuestra zona, aunque en las Hojas TUY (IGME, 1978) y VIGO (IGME, 1979) han aparecido restos de minerales metamórficos (granate y cordierita) dentro de metablastos de plagioclasa, en el denominado Complejo Vigo-Tuy (de la Hoja de TUY) equivalente al Complejo Vigo-Pontevedra (Hoja de VIGO, IGME, 1979). Sin embargo, la edad de este metamorfismo es Precámbrico Superior (ARPS, C.E.S., 1970 y FLOOR, P., 1966) y únicamente podría relacionarse con el de la fase Asíntica.

2.2 DEFORMACION HERCINICA

Se identifica como una etapa compresiva que se acompaña de un importante flujo térmico, al que puede atribuirse un metamorfismo regional y

diversos episodios de granitización. Se han podido diferenciar dos etapas principales de deformación y, al menos, una de metamorfismo. Ambos fenómenos pueden constatarse en la actualidad en la zona.

2.2.1 Fase I (F_1)

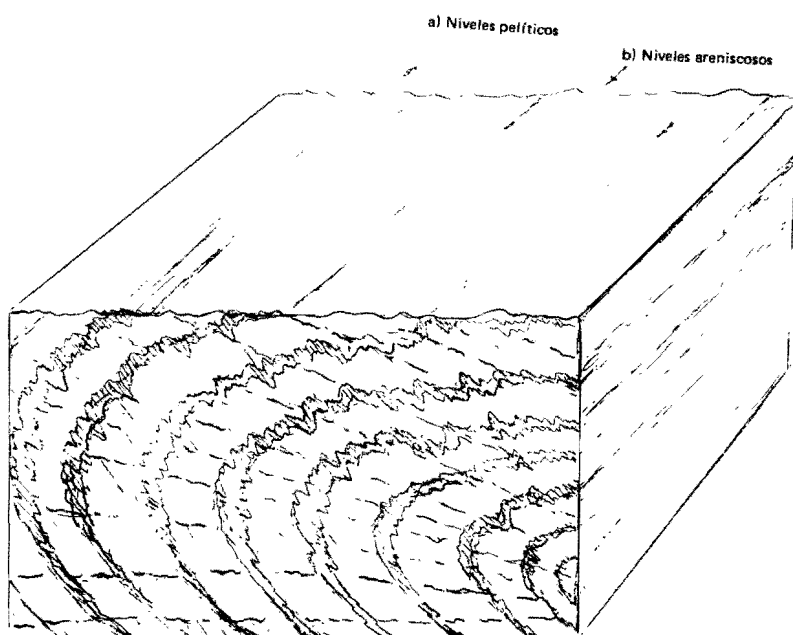
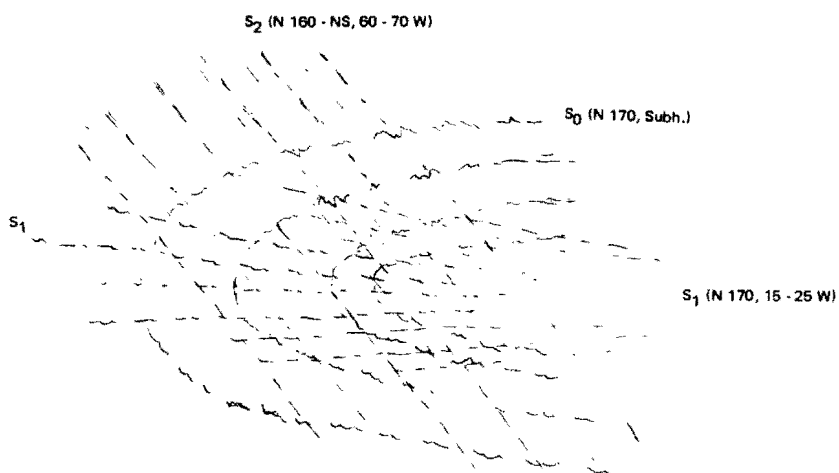
Ha producido una deformación acompañada de metamorfismo en toda la región, cuyos rasgos pueden observarse a todas las escalas. Debió alcanzar un gran desarrollo, aunque posteriormente otras fases hercínicas han borrado en parte sus rasgos característicos. En la zona estudiada concretamente la Fase II (F_2) hercínica alcanza una fuerte intensidad en ciertas bandas ("corredores") haciéndose muy difícil el reconocimiento de las esquistosidades y los pliegues de la primera fase.

a) Pliegues

Ha producido pliegues a todas las escalas, aunque sólo se han podido observar pliegues métricos en zonas muy concretas de la presente Hoja. Se trata de pliegues tumbados isoclinales, vergentes al E, bastante apretados del tipo 1C y 2 de RAMSAY, de plano axial subhorizontal con rumbo aproximado N-S. La zona de punta Curbeiro (x: 173.000; y: 881.200) muestra algunos ejemplos de estos pliegues, por otra parte semiborrados por la deformación de la Fase II. A modo de hipótesis de trabajo puede decirse, a juzgar por los datos litológicos disponibles, que la mayor parte del afloramiento cartografiado como PC-S podría constituir el flanco inverso de un gran pliegue de F_1 de plano axial subhorizontal con rumbo N 170 y eje algo buzante al S, posteriormente afectado por numerosos pliegues de F_2 .

b) Esquistosidad (S_1) y Lineaciones (L_1 L_2)

A escala de afloramiento esta fase ha producido una esquistosidad de flujo que constituye el elemento planar más visible en la zona. Originalmente debía mantener un rumbo aproximado N-S o N 170, con buzamiento no mayor de 35-30° al W, aunque en la actualidad aparece trastocada por efecto de fases posteriores (sobre todo de la Fase 2 hercínica). Es muy penetrativa y bien medible en zonas donde la F_2 no ha tenido mucha intensidad. Las lineaciones de intersección de S_0 con la S_1 son sólo visibles en planos esquistosos de rocas alternantes (areniscas y pelitas). Son en general de rumbo N-S y subhorizontales o con pequeños ángulos de inmersión hacia el S.



Esquema de la superposición de las fases I y II en Punta Curbeiro.
Serie del complejo Cabo d 'Home—La Lanzada.

2.2.2 Fase II (F_2)

Ha producido a nivel regional una deformación generalizada y un metamorfismo local importante, con una esquistosidad de flujo, crenulación o fractura, según la intensidad alcanzada por bandas o corredores. En el ámbito estricto del estudio es la responsable del repliegue generalizado de la S_1 , observable a escala meso y micro. Es una fase homoaxial con la Fase 1 y de intensidad decreciente de W a E.

a) Pliegues

La limitada extensión de la zona no ha permitido la cartografía de grandes pliegues atribuibles a esta fase, aunque su existencia se intuye. Pliegues de escala métrica-decamétrica se han podido constatar y cartografiar, a los que acompañan otros menores y pliegues de arrastre. Se trata de pliegues apretados de tipo 1C de Ramsay, de plano axial con rumbo N 160-170 y buzamiento subvertical casi siempre vergente hacia el E. Los micropliegues de arrastre de Fase 2 han servido como criterios de polaridad estructural en numerosas ocasiones, detectándose un amplio anticlinorio de Fase 2, en la franja costera de la formación PC—S. En ocasiones los repliegues de F_2 son disarmónicos, no adaptándose a ningún esquema previsto (véanse fotografías en Documentación Complementaria). Esto ocurre únicamente en los tramos areniscos-carbonosos listados de Punta Cubeiro.

b) Esquistosidades

Es de crenulación la mejor y más ampliamente representada. También existe una esquistosidad de flujo en la franja costera semejante a la S_1 (menos penetrativa), en rocas pelíticas, que pasa a ser de fractura en los niveles areniscos o cuarcíticos. En cualquier caso disminuye su presencia al desplazarnos hacia el E, de manera que llega a ser problemático dilucidar si la esquistosidad visible es la S_1 o S_2 en numerosas ocasiones. La esquistosidad de crenulación es particularmente visible en gran parte de la zona estudiada. En la franja costera la S_2 y S_1 son homoaxiales en rumbo pero no adoptan el mismo buzamiento, siendo la S_2 subvertical.

c) Foliación

Otro fenómeno visible atribuido a esta fase es la foliación secundaria (tectónica) presente en buena parte de los cuerpos graníticos de la zona. En

el ámbito estricto de la Hoja los asomos graníticos son muy escasos, salvo en las islas de Ons y Onza, donde es visible esta foliación. Su rumbo es N 160-170 y el buzamiento subvertical. Se pone de manifiesto mediante los minerales de hábito laminar (micas) y feldespatos.

2.2.3 Fases tardías

Han tenido una actuación muy poco ostensible en la presente Hoja, limitándose sus efectos a suaves ondulaciones de la esquistosidad S_1 o S_2 y a la formación de pequeños pliegues de la S_2 de tipo "chevron" o "kink". Los planos axiales de estos pliegues tienen rumbo N 40 a N 60 y buzamiento variable al NW o SE próximo a subvertical. También se asigna a estas fases el ligero "cabeceo" observado en algunos de los ejes de pliegues de F_2 estudiados en 2.2.1.

2.2.4 Deformación tardihercínica

Durante la actuación de las fases tectónicas hercínicas el macizo sufrió una constante elevación, adoptando de manera progresiva un comportamiento rígido, que le condicionaría ante esfuerzos posteriores. Durante la etapa tardihercínica la respuesta del macizo hercínico a los esfuerzos era ya lo suficientemente rígida como para que se produjeran deformaciones de tipo "brittle" definiéndose grandes fracturas subverticales con acusado salto horizontal (desgarres) y corrida kilométrica. El funcionamiento de las mismas ha sido dextro o senestro, de acuerdo con los distintos bloques en que quedó desmembrado el macizo. Existen dos sistemas conjugados, relativamente bien definidos en la presente Hoja, pese a la limitada extensión de los afloramientos en ella. Adoptan rumbos aproximados N 30 a N 60 y N 160 a N-S. Es frecuente hallar especialmente ligadas a estas fracturas lo que hemos denominado "franjas de cizalla" en las que se observan acusados fenómenos de cataclasis y/o filonitización de las rocas afectadas. Este hecho es particularmente visible en la isla de Ons, sobre el macizo granítico (granito de dos micas) que la constituye.

2.4 DEFORMACION POSTHERCINICA

El largo período existente entre la etapa tardihercínica y nuestros días, ha comportado diversos fenómenos de deformación del macizo hercínico, ya totalmente rígido y parcialmente arrasado. Los grandes bloques en que el

macizo había quedado dividido por efecto de las fracturas tardihercínicas, han rejugado en esta etapa, claramente distensiva, provocando movimientos diferenciales cíclicos de ascenso y descenso de tipo isostático, y modelándose, en consecuencia, diversos relieves. Los restos cíclicos morfológicos más antiguos, heredados del Mesozoico, son para algunos autores, entre los que destaca NONN, H. (1966) los correspondientes al nivel de cumbres de las sierras gallegas. Más tarde, durante el Terciario vuelven a producirse fenómenos cíclicos morfogénéticos motivados por elevación y descenso isostático de los bloques citados, produciéndose las "penillanuras parciales" (SOLE SABARIS, L., 1951) o "superficies fundamentales" (BIROT, P. y SOLE SABARIS, L., 1954). Finalmente, durante el Cuaternario (Pleistoceno) han vuelto a reproducirse estos fenómenos cíclicos morfogénéticos, concomitantes con las glaciaciones, originándose rasas costeras, altiplanos erosivos y diversos niveles de terraza en los principales valles fluviales de la región.

3 HISTORIA GEOLOGICA

El primer hecho constatable en la historia geológica de la región es la conformación y desarrollo del geosinclinal Precámbrico-Paleozoico, que preside el depósito de una potente y variada serie pelítico-psammítica, localmente de marcado carácter turbidítico. No existen restos fósiles que determinen la edad de estos materiales, ni de discordancias que acoten la sucesión y evolución de las columnas estratigráficas que hoy se nos presentan.

La presencia, en zonas más meridionales, de niveles conglomeráticos incluidos en series correlacionables con las de esta Hoja, (Hoja de TOMIÑO, IGME, 1978) obliga a pensar en la actuación de la fase Asíntica, admitida por numerosos autores del NW peninsular (LOTZE, F., 1956 y MATTE, Ph., 1969) durante el Precámbrico Superior. Estos metaconglomerados no afloran en la zona del estudio.

Por otra parte tampoco hay evidencias de la fase Caledónica tan discutida entre los diversos autores del Hercínico. Sin embargo sí se evidencia una cierta inestabilidad de la cuenca, durante el Silúrico, al producirse episodios indentados de carácter psammítico, consecuencia probable de variaciones en sus condicionamientos geográficos y batimétricos (peraluminicos en parte) en estas series, transformándose durante la etapa hercínica en gneis leuco-

cráticos. Quizá a la vez que se producía el emplazamiento de los cuerpos graníticos peralcalinos se produjeron asimismo intrusiones de roca ígneas calcoalcalinas de tipo porfiroide, que tras las fases hercínicas siguientes se transformaron en gneis glandulares, de los que en la zona estudiada sólo aparecen pequeños cuerpos en general incartografiables.

Durante el ciclo hercínico tienen lugar sucesivas etapas de deformación entre las que se sitúa una o dos etapas de metamorfismo, con procesos paralelos de granitización. Las granodioritas y granitos biotíticos precoces cartografiados en la isla de Ons, son los únicos exponentes en la Hoja de las primeras intrusiones hercínicas, muy bien representadas en la Hoja adjunta de PONTEVEDRA (IGME, 1979). Estas rocas intruyen después de la primera fase de deformación hercínica y antes de la segunda como evidencia su orientación y deformación. Más tarde, durante y/o después de la actuación de la F_2 , tiene lugar el emplazamiento de los granitos de dos micas (isla de Ons y afloramiento de Noalla) de ahí que estas rocas aparecen sólo en parte deformadas y por dicha fase. Finalmente tiene lugar el último episodio granítico de la zona (intrusión del batolito granodiorítico de Caldas de Reyes), después de finalizada la actuación de la fase 2 hercínica.

Ya en la etapa tardihercínica se debieron producir esfuerzos de compresión NNE-SSW, responsables de la fracturación citada en 2.2.4, al encontrarse el macizo en condiciones progresivas de rigidez creciente. Estas fracturas han sido aprovechadas para el emplazamiento de los diques generalmente ácidos que aparecen en algunas zonas.

El ciclo posthercínico se caracteriza a nivel regional por la consolidación y elevación definitiva del Orógeno y su consiguiente destrucción por arrasamiento erosivo. Como restos morfológicos cíclicos más antiguos se cita, por algunos autores, el nivel de cumbres de las Sierras Gallegas, que constituirían los elementos topográficos más importantes heredados del Mesozoico (NONN, H., 1966). El Terciario preside importantes ajustes isostáticos de los bloques formados durante la etapa tardihercínica, originándose un proceso evolutivo cíclico del relieve que conduce al modelado de las "penillanuras parciales" (SOLE SABARIS, L., 1951) o las "superficies fundamentales" (BIROT, P. y SOLE SABARIS, L., 1954), cuya edad se situaría entre el Sarosiense y Sannoisiense para las más antiguas y finales del Oligoceno, las más recientes (NONN, H., 1966). Durante el Mioceno se produce un nuevo, aunque muy localizado, ciclo sedimentario de tipo continental en las pequeñas, aunque numerosas, cuencas intramontañosas producidas durante los citados reajustes isostáticos de bloques. Y por último, durante el Pleistoceno han vuelto a cobrar importancia los procesos morfogénéticos, esta vez ayudados por la actividad cíclica de las diversas glaciaciones (Min-

del-Riss-Würm), dando origen a la formación de las rasas costeras (Chan de la pólvora en Ons), y los depósitos de terrazas existentes en los principales cauces de la región (terrazas de la ensenada de Illairiña).

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS METAMORFICAS

4.1.1 Metamorfismo regional

Todas las rocas sedimentarias precuaternarias que aparecen en la zona han sufrido, al menos, un proceso de metamorfismo regional de presión intermedia y alto gradiente térmico. A este metamorfismo regional se suma localmente un metamorfismo térmico cuyas características serán glosadas más adelante.

4.1.1.1 *Metamorfitas del Complejo Cabo d'Home-La Lanzada*

Las paragénesis más frecuentes aparecidas en las rocas del Complejo Cabo d'Home-La Lanzada y formadas durante el metamorfismo hercínico son las siguientes:

- 1.— Cuarzo-moscovita-clorita.
- 2.— Cuarzo-biotita-moscovita.
- 3.— Cuarzo-biotita-moscovita-andalucita.
- 4.— Cuarzo-biotita-moscovita-andalucita-granate.
- 5.— Cuarzo-biotita-moscovita-andalucita-sillimanita.
- 6.— Cuarzo-biotita-moscovita-feldespato potásico-anfíbol monoclínico-epidota.

De esta paragénesis, la primera corresponde a la zona de la clorita (facies esquistos verdes); la segunda y la tercera a la zona de la biotita (facies anfibolita), la cuarta a la zona del granate (facies anfibolita) y las dos últimas a las zonas de la sillimanita y el granate (facies anfibolita). Las cuatro primeras paragénesis se desarrollan de forma regular en buena parte de las rocas del Complejo Cabo d'Home-La Lanzada, que han sido cartografiadas como PC-S o PC-Sq (areniscas y cuarcitas).

La quinta aparece generalmente en los enclaves metasedimentarios del granito de dos micas de las islas de Ons y Onza (γ^2), en los de la grano-

diorita de Grove-San Vicente, y en las proximidades del contacto de estas intrusiones graníticas. En estas paragénesis es patente la superposición de un metamorfismo térmico al metamorfismo regional del resto de la serie, puesto de relieve por el recrecimiento de andalucitas y biotitas oblicuamente a la esquistosidad (claramente posttectónicas). La paragénesis 6 aparece en las rocas calcosilicatadas, finamente listadas, intercaladas en la serie PC-S y que han sido cartografiadas en la presente Hoja con la notación PC-S_c. En zonas más orientales (Hojas de PONTEVEDRA y VIGO, IGME, 1979) rocas equivalentes, estratigráficamente, a éstas se han cartografiado con la notación propia de metamorfita anfibólica, ante la duda que ofrecen en cuanto a su origen de tipo "para" u "orto". Estas rocas podrían pertenecer a la zona del granate de la facies de las anfibolitas epidóticas. La epidota podría ser en parte secundaria y estar originada por procesos de retrometamorfismo. El feldespato potásico aparece claramente metasomático en algunas muestras, en las que pequeñas vetas tardías de cuarzo y epidota cortan transversalmente a las superficies S₀ y S₁.

4.1.1.2 *Enclaves ortogneísicos* ($N\zeta^2$)

Estas rocas están muy poco representadas en la Hoja, a diferencia de la gran extensión de su afloramiento en la de PONTEVEDRA (IGME, 1979). En efecto, se han localizado dos diminutos asomos en la citada zona de Pedras Negras-Barrosa, al Sur de San Vicente de Grove, de extensión inferior a los 5 m². Se trata de sendos enclaves ortogneísicos, girados dentro de la masa envolvente granodiorítica durante el proceso intrusivo del batolito. La esquistosidad visible en estas rocas corresponde verosímilmente a la S₁ y el grado de aplastamiento y cataclasis es intenso. Están formadas por cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (albita) y biotita, como minerales principales y moscovita, turmalina, circón, clorita (secundaria), apatito y opacos, como accesorios. La textura es granolepidoblástica irregular, de tipo gneísico.

En ambos casos presentan estas rocas un claro origen "orto", evidenciado, entre otras circunstancias, por la presencia de pequeños cuerpos intrusivos de esta misma naturaleza, composición y textura dentro del Complejo esquistoso PC-S (Hoja de PONTEVEDRA, IGME, 1979); la presencia de estructuras pertíticas y mirmequíticas; el idiomorfismo de los circones y el gran tamaño de los feldespatos, difícil de explicar con un origen "para".

A mesoescala estas rocas aparecen bastante leucocráticas, listadas (debido al fuerte estiramiento de las glándulas feldespáticas) y evidentes signos de cataclasis (sin llegar a filonitización franca). La matriz cristalina es

inequigranular y está formada por el resto de los componentes antes citados.

El feldespato potásico muestra vestigios de fusión parcial y recristalizaciones con inclusiones de cuarzo y biotita. La plagioclasa (albita u oligoclasa ácida) se presenta en cristales subidiomorfos de menor tamaño que los de feldespato potásico. El cuarzo también es en general subidiomorfo, presentando asimismo huellas de fusión parcial y procesos de recristalización. La biotita es menos abundante que la moscovita; con frecuencia se halla pasando a moscovita (procesos tardíos de moscovitización) y a clorita (alteración secundaria). La moscovita, por último, es muy abundante y tiene un origen claramente tardío, creciendo a expensas de la biotita e incluso del feldespato potásico.

4.1.2 Metamorfismo de contacto

Como se ha indicado en 4.1.1, ligados a los últimos episodios intrusivos (granito de dos micas y granodiorita de Caldas de Reyes) aparecen locales manifestaciones de un metamorfismo térmico que se superpone al metamorfismo regional. Se caracteriza por la formación de nuevas biotitas con cruces oblicuos a S_1 o S_2 y metablastos de andalucita a los que acompañan en ocasiones agujas de sillimanita, crecidas a expensas de antiguas biotitas. Estos minerales son claramente posteriores a la F_1 y singenéticos o ligeramente anteriores a la F_2 para el caso de los enclaves en el granito de dos micas (Ons y Onza principalmente) y posteriores a la F_2 en los enclaves y aureola de la granodiorita de Grove. Entre estos últimos, merecen especial mención las corneanas de andalucita y sillimanita de Pedras Negras (San Vicente de Grove) con paragénesis de cuarzo-biotita-moscovita-andalucita-sillimanita, perteneciendo por tanto a la zona de la sillimanita dentro de la facies de las anfíbolitas como las restantes rocas enclavadas en los granitoides.

4.2 ROCAS IGNEAS

Con este origen aparecen en la presente Hoja cuatro tipos de rocas, aparte las clasificadas como filonianas o generadas mediante procesos endógenos relacionados con fracturas, que confieren a la roca geometría filoniana.

Las rocas ígneas más antiguas dentro de la zona de estudio serían los granitos prehercínicos, que han dado lugar a los ortogneises que han sido

estudiados en 4.1.1.2. Les seguirían en un orden cronológico razonable los granitos biotíticos y granodioritas de la ensenada de Caniveliñas (isla de Ons) cartografiadas con la notación $\gamma\eta^2_b$. Estos granitos biotíticos son claramente precoces respecto a la fase II hercínica (correspondería a la interfase I-II) y estarían seguidos por la intrusión de los granitos de dos micas que ocupan las islas de Ons y Onza, así como el pequeño asomo de Noalla. Por último, la granodiorita de Grove es el representante tardío (claramente post-fase II) de los procesos ígneos acaecidos en la zona.

4.2.1 Granodioritas y granitos biotíticos precoces ($\gamma\eta^2_b$)

Afloran únicamente en la isla de Ons, junto a la ensenada de Caniveliñas, en dos pequeños enclaves de pocos metros cuadrados de extensión, dentro del granito de dos micas que constituye la práctica totalidad de la isla. Otro enclave de menor extensión aparece junto al muelle (x: 168.000; y: 876.800).

A escala de afloramiento se presentan como rocas de grano fino a medio, bastante melanocratas, con una clara orientación de sus elementos de hábito planar (biotitas y feldespatos) que se arrumban N 170 a N-S, con buzamiento subvertical. No siempre presenta profidoblastos de feldespato, aunque en zonas próximas situadas al E y SE de la Hoja de GROVE, aparecen íntimamente relacionadas con las granodioritas precoces de megacristales (Hoja de VIGO y PONTEVEDRA, IGME, 1979).

Petrográficamente han sido descritas como granito calco-alcalino biotítico y granodiorita con o sin megacristales, con cuarzo, biotita, feldespato potásico (microclina) y plagioclasa (oligoclasa básica), como elementos principales y apatito, circón, clorita (secundaria de biotita) y opacos, como accesorios. Su textura es granuda alotriomorfa. La plagioclasa presenta cristales zonados, cálcicos hacia el núcleo y alcalinos hacia la periferia. El feldespato potásico presenta crecimientos peritéticos y algunos cristales xenomorfos que se desarrollan intersticialmente entre los de cuarzo y plagioclasa. La biotita muestra pleocroísmo verde o marrón y aparece alterada a biotita verde y a clorita.

En algunas zonas de la Hoja de PONTEVEDRA (IGME, 1979) rocas de composición textural parecidas a las de éstas, han sido cartografiadas como pequeños enclaves dentro de la granodiorita precoz con megacristales ($\gamma\eta^2$) y consideradas como "precursores básicos" (FLOOR, P., 1966) que han cristalizado ligeramente antes que el resto de la masa.

El contacto de estas rocas con el granito de dos micas envolvente es claramente intrusivo.

4.2.2 Granito de feldespato alcalino (γ^2)

Ocupan la práctica totalidad de las islas Ons y Onza y un pequeño sector de la zona de Noalla (x: 175.100; y: 881.750).

A escala de la muestra de mano se trata de un granito de dos micas, de grano medio a grueso, con marcada orientación local de sus elementos planares, según rumbo N-S y buzamiento subvertical. Esta foliación puede llegar a ser muy intensa confiriendo a la roca estructura de tipo gneísico. La deformación es debida a la Fase II, hercínica, afectando por igual al granito y a los enclaves metasedimentarios en él incluidos (zona del Faro de Ons, x: 168.100; y: 877.150), que aparecen así replegados por pliegues de F_2 (pliegues de la S_1) de plano axial N-S subvertical y buzamientos axiales bastante fuertes hacia el Sur. Medidas radiométricas de edades absolutas llevadas a cabo con granitos similares en zonas situadas inmediatamente al S (Hojas de LA GUARDIA 02-13 y OYA 03-12, IGME, 1978) han proporcionado una edad para estos macizos de 318 ± 21 m.a. (VAN CALSTEREN et al., 1977) que los sitúa en la interfase 1-2 de la etapa hercínica, en contra de la creencia generalmente admitida por todos los autores del NW peninsular que les asignaban un origen prehercínico a estos granitos.

La posición en franjas N-S de facies muy orientadas junto a otras, de igual composición, menos deformadas podría estar en relación con las zonas de "shear" estudiadas por IGLESIAS, M. y CHOUKROUNE, P. (1979) para el NW de la Península.

Petrográficamente están formados por cuarzo, microclina, plagioclasa (albita) moscovita y biotita como elementos esenciales, y circón, clorita (secundaria), apatito y opacos, como accesorios. La textura es granuda alotriomorfa y el grado de alteración medio.

Son frecuentes en este granito vestigios de procesos postmagmáticos, representados por la moscovitización y albitización intensa de la roca, quedando sustituidas en parte la biotita y microclina originales.

La plagioclasa es albita-oligoclasa ácida, y sólo en el núcleo de los pequeños cristales encerrados en la microclina, el contenido básico alcanza más del 10 por ciento (FLOOR, P., 1966). La moscovita es, en general, más abundante que la biotita, de la que en buena parte procede, por los fenómenos antes aludidos. La biotita presenta pleocroísmo marrón rojizo, siendo frecuente observarla alterada a biotita verde, que posteriormente pasa a clorita.

4.2.3 Granodiorita tardía de Grove ($\gamma^{2,3}$)

Ocupa el substrato de gran parte del N de la Hoja, su afloramiento aparece cubierto por el mar y retazos de las formaciones cuaternarias que se extienden desde la ensenada de Illairiña hacia el E. Probablemente el yacente granodiorítico se prolongue al W de la isla de Sálvora, aunque la orientación del flujo magmático en dicha zona induce a pensar que el borde del batolito debe estar próximo.

A la escala del afloramiento se trata de rocas granudas, moteadas en grandes contrastes de color de sus elementos cristalinos. Presentan una llamativa disyunción en gruesas bolas que se exfolian en capas concéntricas manteniendo siempre el afloramiento formas esféricas u ovoidales.

Existen dentro del batolito facies de grano algo más fino, y facies de megacristales, aunque no son cartografiables por no ajustarse a pautas espaciales conocidas. La clasificación de estas rocas, a tenor de las muestras estudiadas oscila desde granito con megacristales y adamellita con fluorita hasta granodiorita biotítica.

Las composiciones mineralógicas más generalizadas presentan cuarzo, microclina, plagioclasa (oligoclasa-andesina) y biotita, como elementos principales para las facies más biotíticas. En las facies de megacristales la plagioclasa no llega en ningún caso a la basicidad de la andesina. Los términos de tipo granítico contienen plagioclasa albita casi exclusivamente, participando entonces la moscovita como elemento esencial. Es bastante general que las facies más graníticas presenten fenómenos inequívocos de metasomatismo, responsables en definitiva de la potasificación y moscovitización de la roca original, haciendo descender el contenido en calcio de la plagioclasa. Este calcio excedente forma, en numerosas ocasiones fluorita, que aparece como mineral accesorio en muchas de las muestras estudiadas. Como elementos accesorios finalmente aparecen de forma constante apatito, circón, rutilo y opacos. La biotita es mineral accesorio ocasional, así como la fluorita, el rutilo (sagenita) y la clorita (procedentes de la alteración de la biotita). También aparece la saussurita como producto secundario de plagioclasa y la esfena, ambas muy ocasionales. Las texturas son siempre granudas idiomorfas o alotriomorfas con o sin megacristales y el grado de alteración bajo en general.

A escala cartográfica este cuerpo granodiorítico corta casi transversalmente a las estructuras hercínicas, provocando durante su emplazamiento fenómenos mecánicos de reorientación del encajante, procesos de metamorfismo térmico en una franja proximal de casi un kilómetro de anchura, y asimilación parcial de los bloques enclavados, a los que ha reorientado según

el propio movimiento del flujo magmático (enclaves situados en la zona de San Vicente de Grove). Las lineaciones medidas en los pinacoides de biotita y sobre todo en las trazas de la dimensión mayor de los feldespatos muestran a grandes rasgos un paralelismo constante con el borde del batolito (dirección N 70). En la isla de Sálvora e islotes anejos, por el contrario, se orienta hacia el WNW, dibujando así un posible inicio de cierre de la masa batolítica por el W.

4.3 ROCAS FILONIANAS

4.3.1 Diques ácidos (F_a)

Son numerosos los diques ácidos (cuarzo y aplopegmatitas) que jalonan los asomos ígneos de la zona, si bien son en su mayor parte irrepresentables a la escala del trabajo. Por su orientación más frecuente N 20-40, aparecen en íntima relación con los sistemas de fracturas tardihercínicas estudiadas en 2.2.4. Al margen de estos diques son frecuentes también pequeños filones-capas de cuarzo segregado, en general coincidentes con la esquistosidad del Complejo PC-S; en ocasiones constituyen auténticos "tectonics-banding" (zona costera de Noalla). Diques aplopegmatíticos de potencia decimétrica existen en la isla de Sálvora siempre relacionados espacialmente con la red de fracturas cartografiada.

No se conocen manifestaciones minerales metálicas relacionadas con estos filones ácidos, en toda la zona del estudio.

4.3.2 Episienitas de Ardia (F_x)

En el extremo NE de la playa de La Lanzada, próximo al núcleo de Ardia (x: 174.600; y: 886.250) se ha cartografiado un cuerpo de naturaleza sienítica y morfología filoniana, si bien no se trata en origen de un auténtico dique.

A escala de la muestra de mano se trata de una roca de aspecto granítico, rosada o rojiza, cristalina granuda, bastante diaclasada y con un notable moteado verde oscuro. La forma de afloramiento es alargada con rumbo N 160, subvertical y aparece en relación con fracturas de la orientación indicada.

Al microscopio aparece compuesta por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (albita) como elementos principales y biotita (cloritizada), clorita (hidrotermal), epidota y arsenopirita (alterada a escorodita y óxidos de Fe)

como minerales accesorios. Su textura es granuda alotriomorfa y su grado de alteración elevado.

Se trata en origen de una roca granitoidea (probablemente la misma granodiorita de este batolito de Grove) que ha sufrido un intenso proceso de tipo metasomático a causa de fluidos hidrotermales que han provocado la red de fracturas para su progresión dentro del macizo granodiorítico.

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

FACIES	ROCAS IGNEAS	
	${}_2m^{2,3}$	
Núm. de muestras	3	
	$\bar{x}$	s
SiO ₂	72,55	1,30
TiO ₂	0,42	0,49
Al ₂ O ₃	14,26	1,13
Fe ₂ O ₃ *	2,68	1,32
MgO	0,60	0,84
MnO	0,03	0,01
CaO	1,47	1,13
Na ₂ O	3,15	0,10
K ₂ O	5,04	0,87
P ₂ O ₅	0,12	0,06
M.V.	1,18	0,25

* Fe Total

Análisis realizados por el Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad de Salamanca.

La consecuencia química y mineralógica del proceso metasomático aludido ha sido una potasificación de la roca y el comienzo de una albitización, o cuando menos un descenso importante del contenido anortítico, generándose epidota en el excedente de calcio. La arsenopirita muestra cristales rómbicos idiomorfos que se han alterado en parte a óxidos de Fe y es-

corodita. La clorita hidrotermal muestra figuras vermiformes y la epidota presenta un claro pleocroísmo amarillo. La roca podría clasificarse como una episienita, si bien las proporciones de sus componentes esenciales la clasificarían como un granito con intensa potasificación.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

Este sector económico carece de interés en el ámbito estricto de la Hoja estudiada. Conviene hacer notar sin embargo, al anormal contenido en minerales pesados y menas metálicas diversas, que presentan a veces las arenas de playa (en menor proporción obviamente las dunas) cartografiadas. En efecto, el estudio microscópico realizado con lente binocular en algunas muestras de las playas de Lapa y Foxos (coordenadas aproximadas, x: 173.700; y: 882.000) pone de manifiesto la presencia de los minerales citados en proporciones próximas o superiores al 1 por ciento. Entre los minerales de la fracción pesada, aparecen: circón, casiterita, turmalina, apatito, magnetita, wolframita, ilmenita y diversos sulfuros (blenda, pirita, calcopirita, arsenopirita, calcopirita? y pirrotina?).

Otro aspecto minero que debe tenerse en cuenta para una posible futura investigación lo sugieren las pizarras andalucíticas del Complejo Cabo d'Home-La Lanzada. En efecto, el elevado contenido de este mineral en algunos tramos próximos al contacto con el batolito de Grove, podría justificar el detenido estudio de los mismos, para lo cual sería preciso su cartografía detallada a escalas convenientes y el correspondiente análisis geoquímico de muestras.

5.2 CANTERAS

En este sector económico la zona es potencialmente rica. En lo que a rocas ornamentales se refiere. El batolito granodiorítico estudiado presenta una composición bastante homogénea y una tectonicidad muy baja. Ambos factores influyen favorablemente en la delimitación y selección de amplias zonas en las que es posible ubicar frentes de extracción en óptimas condiciones de accesibilidad y factores anejos, (proximidad de agua, instalaciones

eléctricas, industrias transformadoras y centros de consumo). En la actualidad sólo existen dos frentes de cantera en activo. Ambos están situados al N de la Playa de La Lanzada y explotan la granodiorita con fines semiornamentales, obteniéndose piezas paralelepípedicas tabulares, de aplicación en zócalos y fachadas de viviendas, y postes de sección cuadrada, muy utilizados en la región para el soporte de vallas y parrales. También se obtienen bloques de sillería para cornisas y muros de viviendas y bordillos. La obtención de bloques para el serrado y pulido de planchas (verdadera utilización ornamental de la granodiorita) queda restringida a determinadas épocas y siempre mediante los correspondientes pedidos temporales de la industria consumidora.

Por su parte, los áridos rocosos y granulares constituyen otro campo industrial de potencial importancia en esta zona. En cuanto a los primeros hay tres frentes abiertos, dentro del macizo granodiorítico, de los cuales sólo dos trabajan con extracción intermitente. Se obtienen piedras "en rama" que sufren una trituración y clasificación en centros transformadores situados fuera de la Hoja. También se han detectado otros frentes abandonados de muy limitada importancia, en materiales del Complejo PC—S. El material se ha extraído de manera muy esporádica en el tiempo y con utilización generalizada en el afirmado y arreglo de caminos particulares, pasos encharcados o levantamiento de pequeños muros en el medio rural. En cuanto a áridos naturales hay que decir que se han explotado las gravas de la formación Q_T ubicada a orillas de la ensenada de Illariña y en muy limitado volumen en otros puntos de su afloramiento. También se explotan las dunas de La Lanzada, mezclándolas con materiales granulares más gruesos.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Son muy escasos los puntos de agua detectados en la zona, como surgencias naturales. Siempre aparecen en relación con fracturas y a menudo ligadas con capas impermeables enclavadas en formaciones degradadas y algo más permeables en la capa cortical (granito y granodiorita). Este fenómeno es muy ostensible en la isla de Ons, donde los enclaves esquistosos están jalonados, con frecuencia, por pequeñas surgencias al pie de las laderas donde afloran y siempre en la zona del contacto.

Otras pequeñas surgencias aparecen en la línea de la costa del Complejo PC—S y puntos dispersos de la Península de Grove. En todos los casos la relación con fractura es manifiesta.

Pese a lo expuesto en cuanto a la manifiesta impermeabilidad textural

del substrato, la zona es particularmente rica en pequeños pozos familiares, de escaso caudal, que sin embargo suelen abastecer las necesidades elementales de la población dispersa. En efecto, el elevado índice pluviométrico de la región, asegura un aceptable caudal latente de infiltración, propiciado, por otra parte, por las numerosas soluciones de continuidad de los materiales esquistosos (fractura, esquistosidad) y la potente capa alterada y degradada de los granitos. Es conveniente recalcar la vulnerabilidad, frente a la contaminación orgánica, de estos acuíferos dado su carácter somero y tratándose de una zona en la que son extensos y frecuentes los pastizales que soportan una importante industria ganadera de vacuno.

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 ría 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.
- BUIKHOOL 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 strontium 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 OENING 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 rôle des phases de déformation ultérieures". En *"Etagés tectoniques"*. Univ. Neuchâtel, 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 déformation 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.; BOILLLOT, 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.
- OENING 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 kristallzone (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 *"Étages 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