



IGME

262

5-12

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SALVATIERRA
DE MIÑO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SALVATIERRA DE MIÑO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

Cartografía geológica y memoria explicativa: Javier Rubio Navas, Lcdo. en Ciencias Geológicas.

Coordinación y planificación: José Abril Hurtado, Lcdo. en Ciencias Geológicas.

Asesoramiento científico e interpretación de datos geoquímicos: L. Guillermo Corretge Castañón, Dr. en Ciencias Geológicas.

Supervisión por el IGME: Benito Solar Menéndez, 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 - 41943–1981

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

0 INTRODUCCION

La Hoja de SALVATIERRA DE MIÑO 05-12 (262) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se sitúa geográficamente en el cuadrante NW de la Península Ibérica (fig. 1), entre las coordenadas $42^{\circ}10'$, $42^{\circ}00'$ de latitud N, y $4^{\circ}50'$, $4^{\circ}30'$ (meridiano de Madrid) u $8^{\circ}31'$, $8^{\circ}11'$ (meridiano de Greenwich) de longitud W. La región objeto de este estudio no comprende la totalidad de la Hoja ya que el límite natural del río Miño constituye al mismo tiempo la línea fronteriza con Portugal.

En un enfoque geológico regional, esta Hoja se ubica al SE de la denominada "fosa" blastomilonítica y dentro de la ZONA CENTRO IBERICA (fig. 2) de acuerdo con el esquema de M. JULIVERT et al. (IGME, 1972). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares"). Dentro del entorno restringido de la Hoja el mayor porcentaje de superficie está ocupado por rocas plutónicas de cronología hercínica encuadrables esquemáticamente en dos familias de granitoides: unos pre a sincinemáticos con la segunda fase de deformación y otros tardíos con relación a la misma. La cobertura se conserva representada por afloramientos dispersos de metasedimentos con extensión relativamente pequeña, que presentan facies metamórficas epi o meso-

zonales y cuya edad es posiblemente anteordovícica. Igualmente de modo disperso, son frecuentes los afloramientos de rocas con carácter migmatítico (facies flebíticas) que muestran tránsitos difusos a los granitos alcalinos de dos micas. Finalmente, se localizan niveles de terrazas cuaternarias en las áreas ribereñas del río Miño.

No se han encontrado antecedentes bibliográficos recientes que incidan exactamente en el encuadre de la Hoja, si bien a nivel regional las publicaciones son abundantes y recientes; la bibliografía consultada con más frecuencia a lo largo del presente trabajo corresponde, por orden alfabético, a los siguientes autores: C.E.S. ARPS (1970); R. CAPDEVILA (1969); R. CAPDEVILA et al. (1973); L.G. CORRETGE et al. (1977); E. DEN TEX y P. FLOOR (1971); P. FLOOR (1966); H. NONN (1966); A. RIBEIRO (1966, 1970).

Tanto en el emplazamiento de la investigación como en su desarrollo hemos contado con el asesoramiento del Dr. L.G. CORRETGE del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca. Asimismo hemos disfrutado de las orientaciones geológicas y de la colaboración del Dr. P. FLOOR, del Instituto de Geología de Leiden, Holanda.

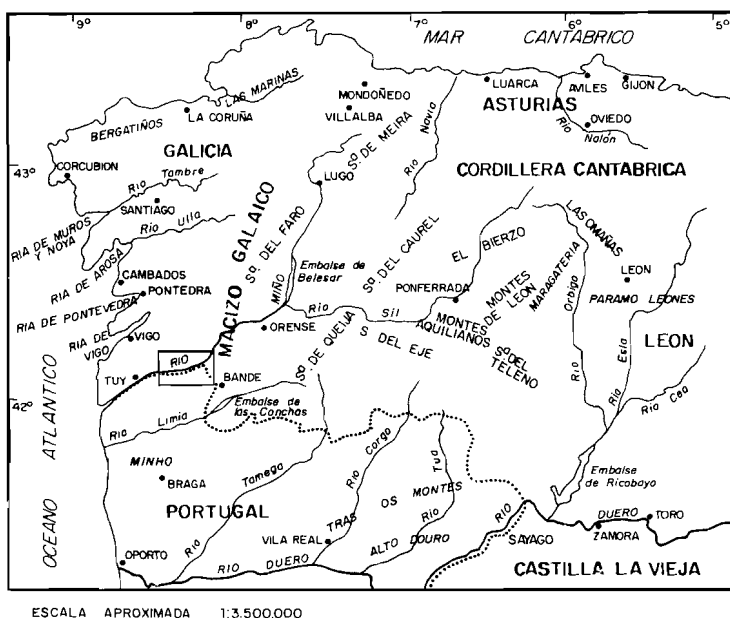


Fig. 1.— Esquema de situación geográfica de la Hoja de Salvatierra de Miño

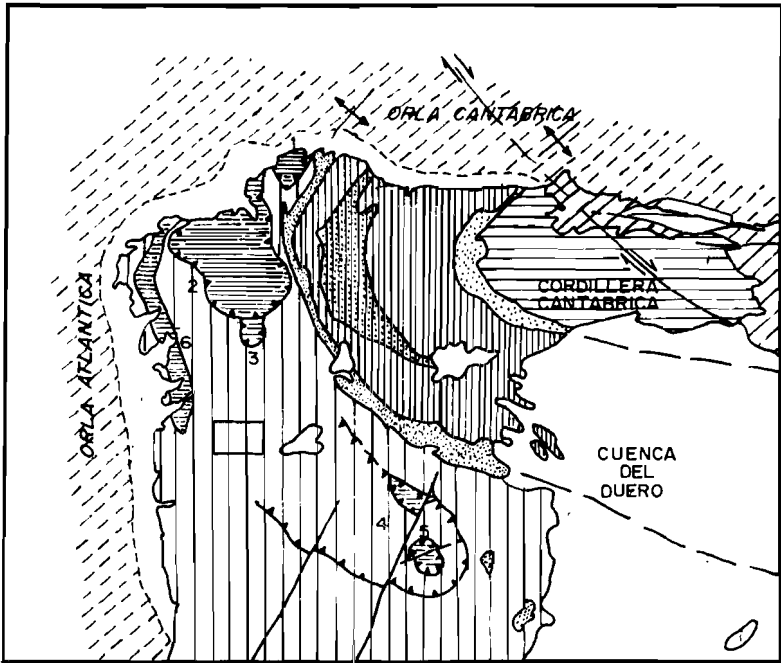







FIG2 -ESQUEMA SEGUN EL "MAPA TECTONICO DE LA PENINSULA IBERICA Y BALEARES". Ed. IGME. 1972.

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 Mondoñedo)
-  Núcleo precámbrico del antiforme del "Dillo de Sapo"
- B**  ZONA CENTROIBÉRICA. A, afloramientos de "Olla de Sapo"
B, Macizos de Cabo Ortegal(1) Ordenes(2) Lain(3) Bragança(4) Morais(5) y "fosa" blastomilitar(6).

ORLA MESOZOICA (Y PALEOGENA) DEL MACIZO IBERICO

-  ORLA ATLANTICA

CUENCAS TERCIARIAS

-  Cuencas terciarias en gran parte sobre el zócalo hercínico o sobre macizo no deformado, pero en parte también sobre áreas de deformación alpidica.

1 ESTRATIGRAFIA

Como ya se indica en el apartado anterior, en la Hoja de SALVA-TIERRA DE MIÑO, la columna estratigráfica tiene escaso desarrollo, al que no es ajena sin duda la evolución de penillanura poligénica que siguió la región del Miño (y N de Portugal) hasta fines del Plioceno, y la reactivación erosiva durante el Cuaternario, período este último al que corresponden diversos depósitos presentes en la Hoja.

Por lo que respecta a los metasedimentos su datación resulta dudosa, tanto más cuanto que el metamorfismo regional al alcanzar la isograda de la sillimanita hace poco viable la conservación de restos orgánicos fósiles.

1.1 PRECAMBRICO—CAMBRICO (PC—CA)

La geometría del principal afloramiento corresponde al de una banda de algo menos de medio Km de ancho por unos 5 Km de longitud, que se prolonga hacia el borde N de la Hoja desde la orilla del río Miño, con dirección NNW—SSE; aparte de este afloramiento de gran continuidad existen otros muchos menores, dispersos, en su entorno o en zonas más alejadas.

Las rocas encajantes de la formación (PC—CA) son los granitos alcalinos de dos micas (${}^h_{3-4} \gamma 2$) intruidos con anterioridad o durante la segunda fase hercínica de deformación, salvo en el caso de unos afloramientos aislados (situados al N de Santa María de Liñares, x: 207.000; y: 842.000) cuyo contacto se establece con granodioritas tardías (${}^p_{p-2} \gamma \eta {}^2-3_h$). Se encuentran intrusiones graníticas con foliación a veces concordante con la esquistosidad de los metasedimentos, y en los contactos entre éstos y los granitos se ven tránsitos a rocas de aspecto migmatítico por inyección de leucosoma granitoideo entre niveles pelíticos.

La formación (PC—CA) está constituida por una secuencia litológica de tonos parduzcos, bastante monótona, en la que se intercalan micaesquistos, esquistos biotíticos-moscovíticos, micacitas feldespáticas y delgadas capas de cuarcitas impuras; muy localmente se encuentran niveles de algunos centímetros de espesor, de anfibolitas gris azuladas, muy compactas, en las que a veces se puede apreciar textura de grano fino.

Es difícil evaluar el espesor que alcanza esta formación dentro de la Hoja; estimamos que puede ser como máximo de 250 a 300 m.

La datación Precámbrico—Cámbrico aquí establecida lo ha sido, dada la ausencia de datos paleontológicos o de una litología con niveles guía claramente correlacionables, por comparación con materiales metamórficos semejantes situados en Portugal (C. TEIXEIRA et al. 1961).

1.2 CUATERNARIO

Aunque las formaciones cuaternarias no alcanzan en esta Hoja el considerable desarrollo observable en las Hojas limítrofes más occidentales, su significado con relación a los procesos morfológicos, estructurales y paleoclimáticos de finales del Terciario y del Cuaternario debe ser tenido en cuenta y de modo especial por lo que se refiere a la evolución de las terrazas del río Miño (H. NONN, 1966).

1.2.1 Depósitos recientes (QAL–C, QAL)

Litológicamente se componen de limos ricos en materia orgánica, sobre todo en sus horizontes superiores donde, salvo en los cauces de inundación, se desarrolla rápidamente un tapiz vegetal; arenas y gravas polimícticas se mezclan con la matriz limosa en proporciones muy variables; en las áreas más bajas de la Hoja próximas al río Miño, aparecen incluidos numerosos bolos y cantos cuarcíticos procedentes de la removilización del material de las terrazas de dicho río.

En el cauce del río Miño yace un aluvial de gravas lavadas y arenas silíceas (QAI) de gran importancia como fuente de áridos naturales. Apenas tienen representación cartográfica por ocupar en su mayor parte el cauce de inundación del río. Son gravas cuarcíticas de cantos subredondeados, en lechos lentejonares de potencia métrica; alternan con bancos de arena negra, con una notable proporción de materiales micáceos. En el resto de la Hoja los cauces existentes no presentan depósitos cartografiados de origen puramente aluvial.

1.2.2 Terrazas (QT1, QT2, QT3, QT4)

En la Hoja de Salvatierra las terrazas del Miño aparecen bien representadas únicamente en la zona de Fioledo y Santa María de Oleiros. Restos de pequeña entidad cartográfica yacen más al E, en Medans, San Sebastián de Cabreiras y Arbó.

Como en el resto de la región estudiada (Hojas de La Guardia, Tomiño y Tuy) la composición litológica y estratigráfica de estos depósitos es básicamente cuarcítica, con un tramo superior de gravas arenosas y otro inferior, no siempre aflorantes formado por arenas arcillosas, arcillas caoliníferas y niveles dispersos ricos en materia orgánica.

El origen de estas terrazas está en relación con las diversas oscilaciones glacioeustáticas que sufrió el nivel del mar (nivel de base del Miño en este

caso) durante el Pleistoceno, acompañadas de movimientos verticales epigenéticos, que afectaron a toda la región. La edad de las mismas se sitúa en las etapas interglaciares Riss-Würm para las terrazas más recientes (QT3 y QT4), Mindel-Riss para la QT2 y Milaziense o Siciliense para la QT1 y, eventualmente, otras anteriores (TEXEIRA, C., 1946).

La terraza QT3, situada entre las cotas 15 y 40 m, es la mejor representada y a ella corresponde la columna que a continuación se expone.

Techo: Gravas con matriz marrón, predominante hacia arriba (suelos edafológicos con cantos dispersos), 1 m.

– Grava cuarcítica con cantos de 6-8 cm con abundante arena amarillenta, 2,5 m.

– Arena blanca o amarilla muy moscovítica lentejona, 1 m.

– Grava cuarcítica con cemento blanco muy consolidado, de naturaleza caolínico-arenosa, 2m.

– Paso gradual a gravas y conglomerados amarillentos con matriz arenosa oscura predominantemente hacia abajo, 3-4 m.

– Arcillas caoliníferas arenosas, 1 m.

– Arcillas caoliníferas varioladas, con eventuales horizontes más ricos en arena cuarzosa hacia el muro, 3-4 m.

Muro: Granito muy alterado y degradado.

Esta terraza es objeto de intensa explotación en esta zona, beneficiándose prácticamente la totalidad de los materiales que la componen, previa separación y lavado de los mismos.

Las terrazas QT2 y QT1 tienen una extensión de afloramiento más reducida, estando únicamente los tramos superiores de las mismas formados por gravas cuarcíticas, a veces muy bien cementadas por arena caolinífera y óxidos de hierro. En ambas terrazas, el tramo inferior caolinífero está prácticamente ausente en esta zona, o al menos no llega a presentar nunca la importancia que tiene en zonas situadas al W (Hojas de Tomiño y La Guardia).

La terraza QT4 está prácticamente ausente en esta Hoja, aunque quizás podría estar representada por retazos locales y alargados, asentados sobre el aluvial de gravas cuarcíticas del cauce actual.

En la zona de Arbó se muestran buenos afloramientos de las terrazas más antiguas, pudiéndose observar claramente la irregularidad del contacto erosivo con el substrato granítico aflorante. En el contacto existen canales y abarrancamientos, excavados en el granito y rellenos de gravas y arenas, con frecuencia caoliníferas.

2 TECTONICA

La región estudiada ha sido afectada por la orogenia hercínica, no existiendo datos en la Hoja sobre ciclos tectónicos o metamórficos anteriores. Con posterioridad a dicha orogenia, las perturbaciones tectónicas más evidentes en la zona están afectadas de un carácter de distensión cortical.

Se hace reseña a continuación de los episodios fundamentales de la deformación y el metamorfismo regional hercínicos y sus repercusiones en el ámbito de la Hoja, así como de la evolución tectónica posterior.

2.1 DEFORMACION HERCINICA

a) Fase primera (F1)

Unicamente de las rocas de origen sedimentario se podría deducir la geometría resultante de una primera fase de deformación hercínica, puesto que las dataciones de edades absolutas aceptadas por diversos autores (P. FLOOR, 1966; R. CAPDEVILA, 1969; C.E.S. ARPS, 1970), establecen el momento de intrusión de las series graníticas correlacionables con las de la Hoja con posterioridad a dicha primera fase (F1). Sin embargo en dominio de los granitos de dos micas, admitiéndose su carácter diatexítico, podría existir indicio de esta fase en las estructuras planolineales que determinan algunos "schlieren" migmatíticos; pero no hay certeza de que aquéllas no correspondan en parte a estructuras de flujo simultáneas al emplazamiento del granito.

Con relación a los metasedimentos no se han podido encontrar tampoco evidencias de la actuación de la primera fase de deformación regional; esto es quizás debido a la posterior repercusión de un metamorfismo mesozonal sufrido por los materiales, esencialmente pelíticos; otra justificación no excluyente sería la homoaxialidad de los esfuerzos tectónicos durante esta fase y la siguiente (F2), ya que las direcciones axiales (entre N30° y E160°) atribuidas a la primera fase en los estudios de las Hojas más cercanas (RIBADAVIA, 06-11; ORENSE, 06-10; Div. Geol. IGME, 1974) coinciden aproximadamente en la presente Hoja con las direcciones dominantes de la esquistosidad (S₂) y de la foliación de las rocas ígneas; el carácter subhorizontal del plano axial de los pliegues de (F1) tal como se cita en dichos trabajos, sería congruente en la hipótesis palingenética de los granitos de dos micas, con las desviaciones respecto al rumbo ± N-S que sufre la foliación en la zona oriental de la Hoja de SALVATIERRA DE MIÑO, donde más abundantes son las estructuras migmatíticas.

b) Fase segunda (F2)

Es la que determina las orientaciones estructurales más importantes de la Hoja, que en general se adaptan a una directriz meridiana con ligera inclinación hacia el W. La posición de esta fase en la secuencia cronológica se puede establecer con bastante exactitud (entre Namuriense Superior y Westfaliense Inferior) por afectar, al menos en parte, a los granitos alcalinos de dos micas durante su emplazamiento (MATTE, Ph., 1968; CORRETGE et al., 1977).

En los materiales metasedimentarios da pliegues de desarrollo decimétrico, isoclinales, de geometría similar, con plano axial buzando 20-30° hacia el W y dirección del eje \pm N-S; en los niveles de esquistos biotítico-moscovíticos son muy frecuentes micropliegues tipo "chevron". Los pliegues llevan asociada crenulación o una esquistosidad de flujo de plano axial (S2), que es la discontinuidad planar más penetrativa visible en los afloramientos y que, a microescala, está motivada por neoformación de minerales de hábito planar, con texturas lepidoblásticas. Hay también asociadas lineaciones (L2) resultantes de la intersección de los planos de estratificación (So) y esquistosidad (S2), o bien definidas por charnelas de micropliegues; con frecuencia estas lineaciones tienen cabeceo hacia el S.

En el dominio de los granitos de dos micas existe una orientación planar mineral análoga en dirección a la esquistosidad (S2); igualmente se encuentran lineaciones de intersección entre la foliación y posibles estructuras primarias tipo "schlieren".

2.2 DEFORMACION TARDIA

Localmente se han observado crenulaciones de plano axial subvertical, que no van acompañadas de recristalizaciones minerales; podrían ser resultantes de una débil fase tardía de deformación pero nos inclinamos, ante su poca representatividad en la Hoja, a considerarlas como interferencias muy locales de la misma segunda fase (F2).

Hay finalmente, en la zona estudiada, un sistema de fracturación con direcciones aproximadas N-S y 40°-60° NE, no siempre apreciable sobre el terreno pero que en fotografía aérea dibuja una densa red de diaclasas y fracturas. Algunas fracturas de las que cruzan la Hoja tienen continuidad regional y concuerdan con el modelo tardihercínico de fracturación para el NW de la Península, expuesto por F. ARTHAUD y Ph. MATTE (1975). No es muy improbable que la prolongación apofisaria del macizo circunscrito de

granodioritas que se sitúa al N de la Hoja (S. Pedro Batallanes, x: 210.000; y: 850.000) haya estado en cierta manera influenciada en su geometría de emplazamiento por estas directrices de fracturación.

2.3 TECTONICA POSTHERCINICA

Durante el Mesozoico y Paleógeno la región estuvo sometida a epirogénesis, con reactivación de los sistemas de fracturación establecidos a fines del Paleozoico en la cratonización del área NW peninsular. Por lo que respecta a la Hoja, los rasgos de la evolución subsiguiente sólo se pueden establecer por los datos geomorfológicos y la disposición de los sedimentos cuaternarios de las márgenes del río Miño. En efecto, el curso quebrado de este río tiene un control estructural causado por la reactivación (o inicio de actuación) de accidentes tectónicos surgidos, según correlación con otras zonas, a principios del Mioceno; el estudio de las terrazas fluviales del curso bajo del Miño permite, por otra parte, suponer ligeras deformaciones corticales durante el Cuaternario antiguo (H. NONN, 1966).

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales aflorantes más antiguos son las facies pelítico-samíticas metamorfizadas dadas como de edad anteordovícica (PC-CA). Es de suponer que correspondan a la sedimentación en régimen geosinclinal que tiene comienzo en el Precámbrico en el NW peninsular (Ph. MATTE, 1968). La litología de los metasedimentos indica condiciones ambientales de deposición propias de los bordes de las zonas internas de la cuenca; el origen para las delgadas intercalaciones de anfíbolitas encontradas en la serie (posibles niveles margosos), algunas de ellas con sulfuros dispersos, hace pensar en un parentesco de esta serie con términos del "Complejo esquisto-grauwáckico datado como anteordovícico en Portugal, pero se carece por el momento de elementos de correlación.

La geología de la Hoja no proporciona más datos sobre la Paleogeografía y Estratigrafía durante el resto de la evolución geosinclinal paleozoica. La tectogénesis hercínica se manifiesta por el plegamiento de la serie citada anteriormente, con características de nivel estructural mesozonal; a una primera fase de deformación de la que sólo quedan testimonios en zonas

límitrofes, sigue una segunda (F2) que marca los principales rasgos macro y microestructurales de la zona estudiada y que probablemente se desarrolla entre el Devónico Superior y el Carbonífero Medio.

Tiene lugar un metamorfismo regional sintectónico, en parte posterior a la primera fase (Ph. MATTE, 1968) con características de presión intermedia (facies de anfibolitas), que alcanza a producir la migmatización con estructuras flebíticas visibles en numerosos puntos de la Hoja. Posiblemente los granitos de dos micas aquí presentes y sus facies de diferenciación, puedan proceder de "la fusión de rocas metamórficas saturadas en agua y situadas en la base de la mesozona en el curso del paroxismo del metamorfismo regional" (R. CAPDEVILA 1969, 1970). Con posterioridad a la segunda fase de deformación (F2) tiene lugar el emplazamiento de las granodioritas y granitos tardíos situados en la región W de la Hoja, con caracteres geométricos de macizo circunscrito. La distensión general del macizo galaico al final de la evolución hercínica origina los accidentes tectónicos fundamentales de la Hoja, debidos en parte a la cratonización de su zócalo rígido, y al mismo tiempo diversas fases de movimientos epirogénicos proporcionan a su topografía superficies de erosión claramente reconocibles en la actualidad. La reactivación finiterciaria de las fracturas antiguas orienta el encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario antiguo, coincidiendo con un incremento de la denudación; los niveles de terrazas del río Miño atestiguan tanto alternancias climáticas como variaciones en el nivel de base del río.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS METAMORFICAS

Las rocas de cobertera cuyo afloramiento ha resistido la erosión se pueden sistematizar en dos grupos: uno de rocas metasedimentarias que conservan rasgos de su carácter original, y otro de rocas con facies migmáticas, en íntima relación con la intrusión de granitos de dos micas. A continuación se describirán los caracteres petrográficos de cada uno de ellos, y las condiciones físicas del metamorfismo que les afectó.

4.1.1 Metasedimentos de la serie Precámbrico-Cámbrico

Micasquistos.— Componen la mayor parte de los afloramientos cartografiados; son de colores ocre con tonos rojizos o grisáceos, destacando el

brillo micáceo que muestran sus planos de esquistosidad. Al microscopio presentan texturas granoblásticas o lepidoblásticas, ocasionalmente con enclaves cuarzosos. Sus componentes minerales principales son cuarzo, biotita y moscovita; la biotita está en ocasiones parcialmente moscovitizada. En cantidades minoritarias contienen circón, apatito, opacos y, también como mineral accesorio pero resultante del metamorfismo, sillimanita en finas agujas o paquetes fluctuosos contenidos en biotita. Intercalados en la serie de micasquistos hay algunos niveles muy ricos en micas, con cuarzo y algo de feldespato (micacitas feldespáticas).

Cuarcitas.— Son bastante escasas y aparecen como intercalaciones delgadas, de tono claro, entre los micasquistos. Tienen textura granoblástica y el componente principal es cuarzo con zonación. En algún caso aparecen también como principal granate y como accesorios anfíbol monoclinico, apatito y opacos.

Anfibolitas y gneises anfibólicos.— Se presentan también como intercalaciones centimétricas, que resaltan por su aspecto compacto y color gris azulado muy oscuro. En lámina delgada muestran textura nematoblástica; se ven bandas ricas en anfíbol y plagioclasa (con algo de granate) alternando con otras ricas en cuarzo, lo que puede confirmar su carácter de paranfobolitas; otras veces sólo muestran un mosaico equigranular de cuarzo, anfíbol y plagioclasa ($An > 15$ por ciento); en ocasiones contienen abundantes sulfuros dispersos. Con proporciones de minerales accesorios se encuentran apatito, esfena, opacos y granates poiquiloblásticos alterados incipientemente a epidota. La orientación de cristales aciculares de anfíbol da a estas rocas un aspecto típico (gneises anfibólicos).

4.1.2 Facies migmatíticas ($\frac{n}{3-4} \gamma^2$)

La mayor parte de las veces están constituidas por estructuras flebíticas, en tránsito difuso a los granitos de dos micas; localmente se han observado facies de tendencia gneísica (oftalmitas). En su conjunto estas metatexitas están constituidas por un neosoma leucocrático formado por cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (albita) y moscovita dando texturas granoblásticas o flebíticas al microscopio, y por un paleosoma de biotitas a veces atravesado de modo irregular por venas del neosoma. Se puede ver con frecuencia una moscovitización tardía, más evidente en los niveles melancratos de paleosoma. Aparecen como cristales intersticiales o como inclusiones los mismos minerales accesorios presentes en los granitos (clorita, circón, apatito, rutilo, sillimanita y opacos).

Estructuralmente forman afloramientos de contorno y extensión muy variables, aunque aumenta su importancia relativa hacia las regiones orientales de la Hoja. El espesor de los bandeados leucocratos y melanocratos es igualmente variable, presentando desde hojaldrados de ambos componentes, con pliegues ptigmáticos o en niveles subparalelos en los que el neosoma está ocasionalmente abudinado hasta migmatitas granitoideas.

4.1.3 Condiciones del metamorfismo regional

La mayor parte de los afloramientos de metasedimentos hallados en la Hoja presentan asociaciones minerales típicas de rocas pelíticas con exceso de sílice: biotita-cuarzo-moscovita, conteniendo también regularmente sillimanita como mineral resultante del metamorfismo regional. Quedan por tanto comprendidas dentro de la subfacies cuarzo-albita-epidota-biotita de la facies de esquistos verdes. De modo localizado se han encontrado incluidos en la serie niveles anfibolíticos con la asociación: cuarzo-plagioclasa ($AN > 10-15$ por ciento) -hornblenda-almandino, correspondientes a la facies de anfibolitas (zona del almandino).

Dada la distribución tan discontinua de estos afloramientos no resulta factible establecer un esquema de isogradas para la Hoja.

En conclusión el metamorfismo regional actuante en la zona durante la orogenia hercínica ha dejado testimonio de condiciones mesozonales, de baja presión a intermedia; hay que atribuir al termometamorfismo acompañante a la intrusión de los granitos de dos micas la existencia de cristales no orientados de biotita, a menudo con moscovitización secundaria. El emplazamiento tardío del macizo granodiorítico del borde occidental no ha ocasionado un metamorfismo de contacto aparente.

4.2 ROCAS IGNEAS

Los granitoides que han intruido en el ámbito considerado se pueden encuadrar en dos grupos fundamentales de acuerdo con la evolución del magmatismo en el NW, establecida por diversos autores (P. FLOOR, 1966; Ph. MATTE, 1968; R. CAPDEVILA, 1969; C.E.S. ARPS, 1970). Un primer grupo, en términos cronológicos, lo constituyen los granitos de dos micas que ocupan la parte central y oriental de la Hoja; corresponden a las denominadas series de afinidad alcalina ("older") (L.G. CORRETGE et al., 1977) y muestran diversas facies de tránsito difuso (granitos de feldespato alcalino, granitos normales y monzoníticos) que en general se diferencian entre sí por

variaciones texturales y por ligeras alteraciones en los porcentajes de su composición mineralógica. El emplazamiento de estas series de granitos alcalinos de dos micas de amplia difusión en el NW, se relaciona en su génesis tanto con el metamorfismo regional de baja presión (tal como se deduce de la distribución de isogradas a escala regional), como con la segunda fase de deformación citada por Ph. MATTE (1968); las edades radiométricas que se les han asignado oscilan alrededor de los 300 ± 10 m.a. (R. CAPDEVILA y P. FLOOR, 1970).

El segundo grupo de granitoides tiene su emplazamiento en el borde occidental de la Hoja; entran en contacto con los granitos de dos micas anteriormente citados mediante un contacto intrusivo muy neto. Corresponde al tipo de granitoides calcoalcalinos tardíos ("younger") de edad posterior al Westfaliense Superior y carácter claramente alóctono. El sector aflorante en la Hoja forma parte de un típico macizo circunscrito (Macizo de Porriño, Hoja de TUY, 04-12; Div. de Geol. IGME, in litt.) en el que las medidas de foliación primaria, así como los aspectos macroestructurales parecen indicar que el mecanismo de intrusión habría sido el de un cuerpo aproximadamente cilíndrico en su parte culminal con tendencia expansiva (estructura en coliflor).

4.2.1 Granitos pre a sincinemáticos con la segunda fase de deformación

$$(F2) \left({}_{3-4}^h \gamma^2, {}_2^h \gamma^2, {}_{2-3}^e \gamma^2 \right)$$

Encajan en la cobertera de sedimentos anteordovícicos (PC-CA) durante la actuación del metamorfismo mesozonal regional, como parece indicar el que éstos no estén afectados por metamorfismo de contacto (siempre aparece como mineral índice tanto en metasedimentos como en migmatitas, sillimanita y nunca cordierita). Los contactos entre la roca metamórfica y la granítica son poco definidos, con inyecciones de leucosoma granitoideo a favor de la esquistosidad (S2), impregnaciones pegmatíticas, gneisificaciones y bandeados de migmatización. Aparte de los afloramientos de dimensiones apreciables cartografiados, los metasedimentos están presentes en gran parte de la superficie de afloramiento de los granitos de dos micas como septos o relictos más o menos asimilados, en general reconocibles; por otra parte es frecuente encontrar estructuras de foliación formadas por concentración de biotitas según bandeados planares alabeados ("schlieren" migmatíticos), asociadas con lineaciones cuyas respectivas direcciones pudieran indicar o bien una intrusión parautóctona según orientaciones planares preexistentes (resultantes de la F1) o bien un emplazamiento de tipo alóctono en el que las estructuras bandeadas citadas fueran resultado de un

proceso de “stopping” evolucionado; en conclusión, el conjunto de observaciones recogidas en este estudio parece apoyar más la hipótesis diatexítica.

De modo más o menos evidente está siempre presente una textura foliada debida a la segunda fase de deformación (F2). Esta foliación coincide en general con la dirección regional NNW–SSE y da una vergencia hacia el E.

Estos granitos muestran un proceso tardío de potasificación, acompañada en menor grado de albitización, que conduce a la sustitución progresiva de los feldespatos originales de la roca, principalmente de las plagioclasas. En algún caso se reconoce un metasomatismo hidrotermal por la presencia de clorita vermicular.

a) **Granito de feldespato alcalino, de grano medio a fino** ($\begin{smallmatrix} n \\ 3-4 \end{smallmatrix} \gamma^2$)

Se puede denominar como facies común por su mayor superficie de afloramiento. Se presenta como una roca granuda, muy moscovítica de tonos blanquecinos a gris claros; su textura es equigranular, de grano medio a fino, que localmente puede variar a grueso. Al microscopio se observan como componentes principales los siguientes:

- Cuarzo en cristales alotriomorfos de extinción ondulante y ocasionalmente crecimientos simplectíticos con moscovita.

- Feldespato potásico en proporción superior casi siempre a la plagioclase; es del tipo microclina, en cristales alotriomorfos que suelen mostrar pertitas y maclas en enrejado.

- La plagioclase en cristales subidiomorfos y alotriomorfos es oligoclase o albita-oligoclase; presenta mirmequitas y como maclado más frecuente el de albita-periclina.

- Biotita en cristales de menor talla que los de los anteriores componentes y visiblemente orientada en ocasiones; contiene la mayor parte de los minerales accesorios (apatito, circón, rutilo, esfena y opacos) y muestra transformaciones isomórficas a moscovita; los bordes de los cristales están a veces cloritizados.

- Moscovita, en parte al menos de origen deutérico; se observa su aparición por sustitución tanto de biotitas como de feldespatos (plagioclasas sobre todo); es frecuente que englobe agujas de sillimanita y más raramente andalucitas, heredadas posiblemente de los cristales de biotita.

Dentro de estos granitos se encuentran algunas subfacies de textura microgranuda de composición mineral análoga a la roca envolvente (microgranitos), o bien sin feldespato potásico (microtonalitas), se suelen presentar en enclaves ovoidales de contactos netos o en cuerpos tabulares sin orientación definida.

b) Granito inhomogéneo de grano grueso (${}^h_2 \gamma^2$)

Se ha considerado como facies de variación de la facies común, de la que se puede distinguir por los siguientes caracteres de campo: una relativa mayor uniformidad de grano, dentro de tamaños de grueso a medio; existencia frecuente de fenocristales de feldespato generalmente orientados (entre N 160 E y N 180); enclaves o gabarros dispersos y sensible inhomogeneidad textural, puesta de manifiesto en bandeados e hiladas micáceas. El análisis químico no indica diferencias apreciables con la facies común.

c) Granito monzonítico de grano medio a grueso (${}^h_{2-3} \gamma^2$)

Su afloramiento mayor aparece hacia la región central de la Hoja, ocupando parte de la zona montañosa de Chan do Padrón (x: 215.000; y: 848.000). Como en el caso anterior esta facies tiene contactos difusos con la del tipo común. Relativamente es más rica en biotita que ésta, tanto bajo la forma de cristales aislados, como en agregados de algunos centímetros de longitud (restitas biotíticas) que salpican la superficie de la roca siguiendo lo que aparentemente pudieran ser líneas de flujo; igualmente, pero de modo local presenta gran abundancia de bandeados pegmatoides (con feldespatos y moscovitas), fenocristales orientados o grumos irregulares de feldespatos, y enclaves de origen parametamórfico semidigeridos. Es una facies con predominio de tamaño de grano medio y cuya textura varía de una tendencia inhomogénea a porfídica.

4.2.2 Granodioritas y granitos tardíos (${}^b_{P-2} \gamma \eta^2, {}^b_{h-3-4} \gamma \eta^2, {}^b_{P-3} \gamma^2, {}^b_{2} \gamma^2, {}^b_{3} \gamma^2$)

El contacto entre el macizo circunscrito de granodioritas tardías y su cobertera metasedimentaria no se observa con claridad, debido a la meteorización que ha experimentado esta última en los escasos afloramientos existentes. Por el contrario, el contacto con los granitos de dos micas es observable en diversos puntos; por ejemplo en la zona de Casal, a un kilómetro al S de San Adrián de Meder (x: 207.000; y: 845.000) aparecen ambos tipos de rocas en contacto claramente intrusivo por parte de la granodiorita, la cual presenta un borde de enfriamiento (con tamaño de grano y fenocristales de menor tamaño que el resto de la roca) de unos 40 cm y una zona de influencia algo mayor, donde los fenocristales se orientan paralelamente al contacto; en éste por lo que respecta al granito de dos micas se interrumpen bruscamente las estructuras lineares o planares (foliación y "schlieren" biotíticos).

a) **Granodiorita biotítico-anfibólica de grano grueso, porfídica** ($_{p-2} \gamma \eta \begin{smallmatrix} 2,3 \\ h \end{smallmatrix}$)

Es la facies dominante en la Hoja. La roca es en general de tonos claros, localmente algo rosada, con granulometría media a gruesa y con textura porfídica, debido a la abundancia de fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa; porcentualmente es más abundante este último mineral que el primero por lo que la roca se clasifica como granodiorita. El estudio petrográfico revela los siguientes componentes principales:

– Cuarzo, en cristales alotriomorfos subredondeados, de color gris traslúcido; con frecuencia tiene extinción ondulante.

– Feldespato potásico (microclina) en cristales idiomorfos a menudo de gran talla, en los que se observan inclusiones de pequeñas biotitas paralelamente dispuestas a los bordes del cristal; muestran zonación y pertitas, habiéndose encontrado en algunos ejemplares monocristalinos sineusis.

– La plagioclasa presente es andesina u oligoclasa-andesina y entra, con el feldespato, en la composición de los grandes fenocristales idiomorfos, aunque también forma cristales menores (alotriomorfos o de tendencia idiomórfica). Por alteración, que suele progresar a partir de los núcleos, dan productos de sausrización y seritización, aunque este mismo tipo de alteración avanza más en la microclina.

– La biotita se dispone ocasionalmente en agregados de cristales arracimados o en hileras; contiene gran parte de los minerales accesorios de la roca, algunos de ellos (circón, allanita) con halos radiactivos que originan la alteración del propio cristal huésped.

– Anfíbol monoclinico (hornblenda); está presente como mineral principal o accesorio en todas las muestras estudiadas, a veces como inclusión en las plagioclasas.

– Como minerales accesorios se encuentran, además de los ya citados, esfena, apatito, clorita de alteración y opacos.

b) **Granodiorita biotítico-anfibólica con fenocristales dispersos** ($_{3-4}^b \gamma \eta^{2,3}$)

Esta facies es mineralógicamente similar a la descrita anteriormente pero texturalmente más homogénea, con tamaño de grano de medio a fino, habiendo sido sustituido el carácter porfídico por una dispersión amplia de fenocristales de naturaleza y hábito análogos a los de la facies porfídica.

Sus afloramientos se reconocen dentro de la facies común por el aspecto más melanocrato de la roca; tienen geometría de cuerpos subredondeados y debido a su textura densa dan con frecuencia fractura concooidal.

La composición mineral principal es de cuarzo, feldespato potásico

(microclina), plagioclasa (andesina y oligoclasa-andesina), biotita y anfíbol monoclinico (hornblenda). Tanto el cuarzo como el feldespato ocupan posiciones intersticiales entre las plagioclasas subidiomorfas, las cuales presentan maclado polisintético, zonación y a veces sausuritización. Los ferromagnesianos, en particular el anfíbol, están en mayor proporción que en la facies común y de vez en cuando tienen ligera cloritización.

Los cuerpos con tamaño de gabarros de esta facies de grano medio a fino se adaptan a veces, por deformación plástica según un eje, a las direcciones de flujo existentes en el macizo y debidas a su mecánica de intrusión; sin embargo cuando el volumen de roca es más importante, las relaciones geométricas entre una facies y la envolvente no son claras, dándose interdifusiones recíprocas.

c) Granito biotítico-anfibólico de grano medio a fino, porfídico ($_{P-3-4}^b \gamma^{2,3}$)

Corresponde a una variación, con predominio de granitos adamellíticos de la facies común ($_{P-2}^b \gamma \eta^{2,3}$); se localiza en el cuerpo apofisario que intruye a los granitos de dos micas del borde NW de la Hoja, en dirección E. En los afloramientos tipo situados entre San Pedro Batallanes (x: 210.000; y: 850.000) y Lentille (x: 851.000; y: 212.000) se aprecia una roca de textura porfídica, con gruesos cristales idiomorfos rosados (de feldespato potásico y plagioclasa) y una mesostasis de grano más fino que la de la citada facies común y tono más melonocrato.

La composición mineral comprende microclina y oligoclasa en proporción equivalente o quizás superior a la del feldespato potásico; localmente sin embargo, las proporciones minerales son análogas a las encontradas entre las granodioritas porfídicas con biotita y anfíbol, por lo que la diferenciación de esta facies se ha de basar más en la variación textural.

d) Granito de grano grueso con facies holofeldespáticas ($_2 \gamma^{2,3}$)

Son facies de granitos inequigranulares de grano grueso, muy ricos en feldespato potásico lo que les confiere un característico tono rosado, asociados con manifestaciones pegmatíticas y filonianas, principalmente de cuarzo. Se sitúan en posiciones marginales con relación al plutón granodiorítico sobre todo en su borde N; entran en contacto difuso con él a través de zonas de súbito enriquecimiento en feldespato potásico, donde se conserva todavía la textura porfídica para pasar a la facies holofeldespática propiamente dicha de textura granuda alotriomorfa. En lámina delgada se observan en esta facies procesos hidrotermales que afectan a la composición mineral

(cloritas vermiculares) y una potasificación acentuada. Con relación al granito de dos micas reviste normalmente aspecto de intrusión pegmatítico-neumatolítica.

4.3 ROCAS FILONIANAS (FP, FL)

Con relativa frecuencia se encuentran a lo largo de la Hoja zonas con inyecciones filonianas, tanto de pegmatitas y aplitas (FP), como de cuarzo (FL).

Salvo excepciones son pequeños filones y diques, o bien zonas de impregnación que suelen establecerse predominantemente en el dominio de los granitos de dos micas; su orientación es variable, pudiendo apreciarse en un mismo entorno sucesivas venidas aproximadamente contemporáneas. Han sido representados en la cartografía exagerando en general su escala, cuando revisten dimensiones apreciables.

Muy localmente y con continuidad de sólo algunos decímetros se ha encontrado "chert" silíceo-brechoide de textura cripto o microcristalina, formado casi exclusivamente por cuarzo (con un pequeño porcentaje de moscovita y opacos); estos filones que pudieran provenir de un pórfido, o quizás de una roca volcánica, se emplazan en los granitos de dos micas.

COMPOSICION QUIMICA DE LAS PRINCIPALES FORMACIONES

Facies	Granitos pre-sincinemáticos			Granodioritas y granitos tar.		
	$e\gamma^2$ 2-3	$h\gamma^2$ 3-4	$h\gamma^2$ 2	$b\gamma^{2,3}$ P 3-4	$b\gamma\eta^{2,3}$ 3-4 ^h	$b\gamma\eta^{2,3}$ P-2 ^h
N. Must.	2 \bar{x}	16 \bar{x} s	2	2	1	8 \bar{x} s
SiO ₂	72,13	73,45 (0,99)	74,47-70,46	70,87	65,39	70,83 (0,42)
TiO ₂	0,27	0,23 (0,07)	0,22-0,31	0,36	0,82	0,34 (0,04)
Al ₂ O ₃	15,11	14,91 (0,73)	14,54-15,89	14,70	15,85	14,44 (0,30)
*Fe ₂ O ₃	2,18	1,53 (0,42)	1,04-3,19	2,47	5,55	2,66 (0,50)
MgO	0,44	0,34 (0,11)	0,28-1,04	0,53	1,19	0,50 (0,04)
MnO	0,04	0,03 (0,01)	0,027-0,041	0,05	0,096	0,04 (0,02)
CaO	0,66	0,44 (0,12)	0,41-0,62	1,32	2,93	1,47 (0,14)
Na ₂ O	2,36	2,47 (0,56)	2,89-2,36	3,02	3,68	3,38 (0,09)
K ₂ O	5,18	4,96 (0,84)	4,78-4,40	4,38	2,97	4,66 (0,17)
P ₂ O ₅	0,13	0,10 (0,05)	0,06-0,20	0,21	0,21	0,16 (0,02)
M.V.	1,29	1,36 (0,33)	1,30-1,10	1,17	1,25	1,28 (0,18)
Total	99,79	99,82	100,02-99,61	99,61	99,68	99,79

(*) Fe total

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 CANTERAS Y GRAVERAS

Prácticamente la totalidad de las explotaciones de roca de construcción actualmente en activo en la Hoja se benefician de las granodioritas y granitos porfídicos del macizo circunscrito occidental, ya que las características de inhomogeneidad, alteración y cataclasis de los granitos de dos micas les hacen menos aptos para su laboreo industrial, explotándose únicamente en pequeñas canteras de utilización local. Por el contrario la granodiorita de la facies común ($p_2^b \gamma \eta 2_3^h$) es objeto de explotación como roca ornamental y como piedra de sillería, pero aunque las reservas son cuantiosas el sector adolece de diseminación de frentes de explotación, actividad irregular y comercialización deficiente. La facies con fenocristales dispersos y mesotaxis de grano fino ($3_4^b \gamma \eta h$) ha sido objeto de activa explotación, en particular para el tallado de adoquines para pavimentos, pero ya no se encuentra ninguna cantera en funcionamiento.

Un sector con mejor planteamiento es el de áridos, que se beneficia de las graveras establecidas en las distintas terrazas del río Miño y sobre todo del propio aluvial actual del río. En niveles arcillosos y caoliníferos basales de una terraza fluvial situada al W de Salvatierra de Miño (x:202.000; y: 841.000) se ha establecido una explotación de dichos materiales con una planta de fabricación de materiales cerámicos en sus proximidades.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Las características climáticas actuales de la región son favorables al establecimiento de acuíferos permanentes, condicionados por el factor litológico a la red de diaclasas y fracturas establecidas en los macizos graníticos.

La cuenca del río Miño constituye el reservorio de aguas subálveas más interesantes de la Hoja, debido sobre todo al desarrollo que alcanzan en su zona suroccidental los sedimentos granulares de las terrazas. Además son aprovechados mediante pozos de acuíferos formados en los aluviones de algunos afluentes, tales como los ríos Tea, Termes y Deva.

6 BIBLIOGRAFIA

- 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. Meded.*
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).— "Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation" *Tectonophysics*, 25. Elsevier Sc. Publish. Co. Amsterdam.
- BARD, J-P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1973).— "Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen". *Nature Physical Science*, vol. 241.
- BARROIS, Ch. (1882).— "Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de Galice". *Nén. Soc. Géol. Nord*, t. 2, núm. 1. Lille.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954).— "Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la Péninsule Ibérique". *C.N.R. 5 Mem. et Docum.* t. IV. París.
- CAPDEVILA, R. (1967).— "Extension du métamorphisme regional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice Oriental, Asturies, León)". *C.R. Somm. Soc. Géol. de France*, Fasc. 7. París.
- CAPDEVILA, R. (1969).— "Le metamorphisme 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*.
- 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.
- CAPDEVILA, R. y VIALETTE, Y. (1970).— "Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynien en Galice moyenne (N-W de l'Espagne)". *C.R. Acad. Sc.*, t. 270.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G. y FLOOR, P. (1973).— "Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique". *B.S.D.F.*, (7), XV, núm. 34.
- CORRETGE, L.G.; UGIDOS, J.M. y MARTINEZ, F.J. (1977).— "Les series granitiques varisques du secteur centre-occidental espagnol". *Coll. intern. CNRS, Rennes*, núm. 243.
- DEN TEX, E. y FLOOR, P. (1971).— "A synopsis of the geology of western Galicia". *Dep. Petr. Mineral Geol. Inst. Leiden*.
- DIV. del GEOL. IGME (1972).— "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *Serv. Publ. Minist. Industria*.

- DIV. GEOL. IGME (1974).— “Mapa Geológico de España, 1:50.000, ALLARIZ, 7-11”. *Serv. Publ. Minist. Industria.*
- DIV. GEOL. IGME (1974).— “Mapa Geológico de España, 1:50.000, ORENSE, 6-10”. *Serv. Publ. Minist. Industria.*
- DIV. GEOL. IGME (1974).— “Mapa Geológico de España, 1:50.000, RIBADAVIA, 6-11”. *Serv. Publ. Minist. Industria.*
- DIV. GEOL. IGME (1974).— “Mapa Geológico de España, 1:50.000, CELANOVA, 6-12”. *Serv. Publ. Minist. Industria.*
- DIV. GEOL. IGME (1977).— “El Proyecto MAGNA y el Banco de Datos Geológicos”. *Bol. Geol. y Min. IGME*. T. 88, Fascículo 1.
- EMMONS, R.C. y R.M. GATES (1943).— “Plagioclase Twinnings”. *Bull. Geol. Soc. Am.* Vol. 54.
- 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. 88, Fascículo 2.
- FLOOR, P. (1966).— “Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif: The Galiñeiro and the surrounding area, Vigo, Spain”. *Leids. Geol. Meded.* Vol. 36.
- FLOOR, P.; KISCH, H.J. y DENING SOEN. (1970).— “Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du Portugal”. *Bol. IGME*, núm. 83.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1949).— “Huellas glaciares en la Sierra de Queija (Orense)”. *Bol. R.S.E.H.N.* T. XLVII, núm. 1-2.
- IGME (1972).— “Mapa Metalogenético de España, E. 1:1.500.000. Mapa predictor de mineralizaciones de Estaño”. *Serv. Publ. Minist. Industria.*
- IGME (1972).— “Mapa Metalogenético de España, E. 1:1.500.000. Mapa predictor de mineralizaciones de wolframio”. *Serv. Publ. Minist. Industria.*
- JARITZ, W. y WALTER, R. (1970).— “Faziesuntersuchungen in Altapaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo)”. *Geol. J.B.*, vol. 88. Hannover.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. y TRUYOLS, J. (1972).— “L’Espagne pendant l’Ordovicien-Silurien”. *Bull. Soc. Mineral de Bretagne. Sér. C*, tv, fasc. 1.
- LOPEZ DE AZCONA, J.M. (1969).— “Aportación de la cateadura biogeoquímica por medio de pinos”. *Bol. Geológico y Minero. IGME*. T. 80, Fascículo 1.
- LOTZE, F. (1945).— “Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta”. *Geotekt. Forsch* núm. 6.
- LOTZE, F. (1961).— “Sobre la estratigrafía del Cámbrico español”. *Not. y Com. I.G.M.E.*, t. 75, Madrid.

- MATTE, Ph. (1968).— “La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)”. *Travaux du Laborat. de Geol. Fac. Sc. de Grenoble*, T. 44.
- MATTE, Ph. (1969).— “Les kink-bands. Exemple de deformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne”. *Tectonophysics*, 7 (4). Elsevier Publish. Co. Amsterdam.
- MATTE, Ph. y CAPDEVILA, R. (1973).— “La structure de la chaîne hercynienne dans l'Est de la Péninsule Ibérique”. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 276.
- MATTE, 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.
- 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 extrusion?”. *C.R. Acad. Sc. Paris*, núm. 264.
- MILLER, R. McG. (1973).— “The implication of albite rims in granite studies”. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.* 3.
- NONN, H. (1966).— “Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude geomorphologique”. *Pub. Fac. des Lettres Univ. Strasbourg*.
- ORDAZ, J. y ESTERT, R.M. (1977).— “Sobre las características físico-químicas de algunos granitos industriales de Galicia (1ª Parte)”. *Bol. Geol. y Min. IGME*, T. 88, Fascículo 1.
- 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.
- QUIRING, H. (1957).— “Die rüischen Geoldbergwerke bei Astorga und ihre geologische position”. *Z. dt. Geol. Ges.* vol. 190.
- RIBEIRO, A. (1974).— “Contribution a l'étude tectonique de Tras os Montes oriental”. *Memoria núm. 24, Nova serie, Serv. Geol. de Portugal*.
- RIEMER, W. (1963).— “Entwicklung des Paläozoikums in der südliehen Provinz Lugo (Spanien)”. *N.J.B. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 117.
- RIEMER, W. (1965).— “Untersuchugen am Ostrand der galicischen kristallizone (Spanien)”. *N.J.B. Geol. Paläont. Abh.*, núm. 121.
- ROGERS, J. (1961).— “Origin of albite in granite rocks”. *Am. J. Sci*, núm. 259.
- SLUITER, W.I. y PANNEKDEK, A.J. (1964).— “El Bierzo, étude sédimentologique et geomorfologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne”. *Leid. Geol. Mededelingen*, DL 30.

- VIDAL BOX, C. (1941).— “Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño”. *Bol. R.S.E.H.N.*
- YODER, H.S. (1955).— “Synthetic and Natural Muscovites”. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 8.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA