



# IGME

119

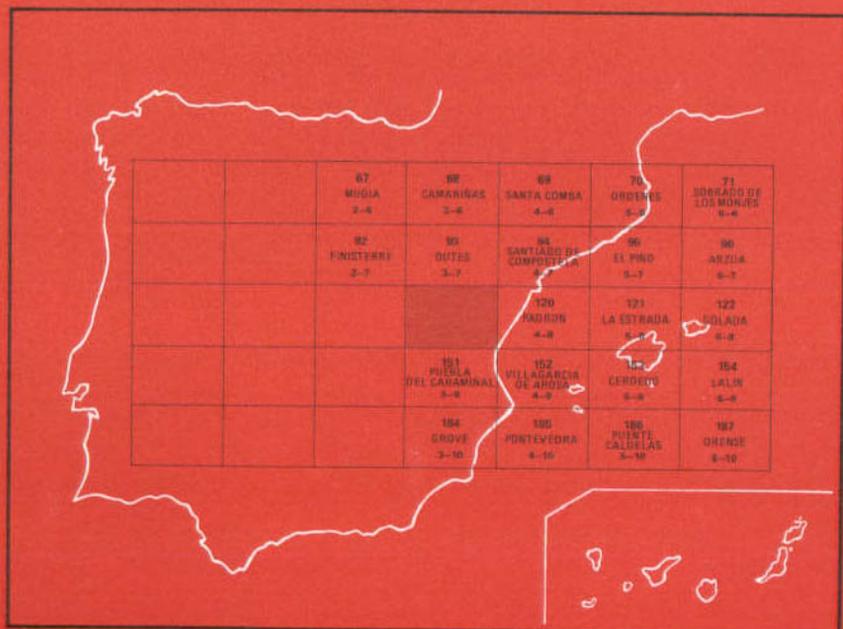
3-8

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# NOYA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**  
E. 1:50.000

**NOYA**

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

*Geología de Campo y Gabinete:* J. Divar Rodríguez (T.C.R., S.A.); M. Iglesias Ponce de León (Universidad de Salamanca).

*Asesoramiento:* C.E.S. Arps y J.D. Hilgen. (Universidad de Leiden).

*Colaboración en campo:* J. Fernández G. Saavedra.

*Petrología:* Petrografía: C. Casquet Martín, M. Navidad Fernández de la Cruz y E.T.S. Ingenieros de Minas (Cátedra de Mineralogía).

Memoria: C. Casquet Martín y M. Navidad Fernández de la Cruz.

*Supervisión I.G.M.E.:* A. Huerga Rodríguez.

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 - 41953-1981

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

## 0 INTRODUCCION

### 0.1 SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja 03-08 NOYA del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 se encuentra situada al SW de la provincia de La Coruña, estando delimitada por las coordenadas geográficas siguientes:

9° 11' 10.7" y 8° 51' 10.7" de longitud Oeste (Greenwich), y 42° 40' 04.5" y 42° 50' 04.44" de latitud Norte.

La altitud máxima es de 685 m correspondientes a la cumbre del monte Iroite en la Sierra de Barbanza, siendo la mínima de 0 m en toda la costa, tanto Atlántica como en la Ría de Muros y Noya que divide la Hoja en dos partes situadas al Norte y al Sur de la misma.

Morfológicamente, el relieve viene condicionado por la litología, así en el área más Occidental ocupada por los granitos de las sierras de Barbanza y Muros, encontramos el relieve más abrupto, con ríos de curso rápido que vierten sus aguas a la Ría de Muros y Noya o directamente al Atlántico; por el contrario la región más Oriental, ocupada por el material de Complejo de

Noya es más deprimida con ríos de curso más largo, entre los que cabe destacar el río Coroño y el Vilacoba.

## 0.2 ANTECEDENTES GENERALES

Entre las publicaciones más antiguas referentes al NW de la Península caben destacar los trabajos de SCHULZ, G. (1835), autor del primer Mapa Petrográfico de Galicia, BARROIS, C. (1882) que establece las bases estratigráficas y junto con MACPHERSON (1881, 1886) da las primeras descripciones petrográficas detalladas, por último HERNANDEZ SAMPELAYO (1942) con su mapa geológico de Galicia.

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

– PARGA PONDAL, I. (1956, 1958, 1960, 1963, 1966 y 1967) en particular sus mapas geológicos de Galicia y, sobre todo el 1:500.000 publicado bajo su dirección en 1967, según los acuerdos tomados en la I Reunión sobre Geología y del Norte de Portugal (Santiago de Compostela, 1965).

– MATTE, P. (1968) sobre tectónica regional y paleogeografía.

– CAPDEVILA, R. (1969) sobre el metamorfismo y las series graníticas.

– Desde 1954 han venido trabajando geólogos holandeses de la escuela de Leiden bajo la dirección de los profesores DE ROEVER (1956-1958), DE SITTE (1955-1957) y desde 1959 DEN TEX.

Los trabajos más directamente relacionados con la zona objeto de nuestro estudio son los de GRAAF (1962), RAUMER, VON (1963), AVE LALLEMANT (1965), DEN TEX (1966), FLOOR (1966) y WOENS-DREGT (1966).

Mención especial merecen los estudios de la tesis doctoral de ARPS (1970), cuya detallada cartografía y petrología de la fosa blastomilonítica nos ha sido de gran ayuda para la elaboración del presente trabajo.

La tesis doctoral de GIL IBARGUCHI (1978) en la región de Muxia-Finisterre (al NW de la Hoja) ha sido de utilidad para la comprensión del dominio migmatítico y de las rocas graníticas.

Se ha usado también para la confección de la presente Memoria, las Hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (primera serie) de Santa Comba (núm. 69), Ordenes (núm. 70) y Outes (núm. 93); (segunda serie) de La Coruña (núm. 21), Carballo (núm. 44), Betanzos (núm. 45), Guitiriz (núm. 46), Santa Comba (núm. 69), Ordenes (núm. 70), Sobrado de los Monjes (núm. 71) y El Pino (núm. 95). También de la síntesis geológica



lonítica y polimetamórfica". A escala regional la fosa blastomilonítica se extiende en una estrecha banda desde Malpica a Tuy separada de la cobertura epimesozonal por una serie de fallas fundamentales. En ella se encuentran rocas tanto de origen ígneo como sedimentario. Las primeras son granitos gneísicos, que varían en edad de emplazamiento, composición y hábito estructural, están acompañadas de lentejones de ortoanfibolitas. Los metasedimentos son de composición grauváquica y se representan como paragneises y esquistos con intercalaciones de: orto y paraanfibolitas, meta-cuarzitas, esquistos grafitosos y lentejones calcosilicatados. Así es como quedó definida en el último trabajo reseñado y en el posterior de ARPS, C.E.S. (1970).

Existen dos hipótesis sobre la estructura de este "Complejo Antiguo":

— El modelo autoctonista definido por FLOOR, P. (1966, 1967), DEN TEX, E. (1966, 1967), ARPS, C.E.S. (1970), VAN CALSTEREN (1977), etc., que piensan en un graben tectónico definido por fallas normales y

— el modelo aloctonista de RIES y SHACKLETON (1971), etc., para ellos se trataría de un manto de material precámbrico-Paleozoico Inferior cabalgante, en dirección aproximada W-E, sobre una serie paleozoica superior, y el complejo sería a modo de "klippe" dejado por este manto o mantos.

No se han encontrado argumentos que permitan afirmar la existencia de un graben. Existen fallas normales tardías y en el borde Oeste de esta unidad que denominaremos "Complejo de Noya" un accidente que ha sido aprovechado por magmas básicos, serie de la granodiorita precoz, para su emplazamiento. La estructura del Complejo de Noya es una sinforma ligada a la segunda fase de deformación, flanqueada al E y W por dos antiformas, en el núcleo de las cuales aparecen gneises glandulares. En esta Hoja las series son bastante simétricas a uno y otro lado de los límites del Complejo por lo que el contacto entre las rocas que la constituyen y el autóctono, estaría antes de dicha segunda fase constituido por un plano subparalelo a la  $S_1$ , que suponemos subhorizontal al final de la primera fase de deformación. Dicho plano es oblicuo a las estructuras de la Fase 1, a escala cartográfica.

A ambos lados de la unidad afloran micaesquistos y rocas migmatíticas de probable edad Paleozoico Inferior, en este dominio son muy abundantes las intrusiones graníticas. Este conjunto de materiales fue denominado por PARGA PONDAL, I. (1960) "Grupo de Lage". Nosotros nos referiremos a él como "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage". Poniendo especial relieve en la migmatización que afecta a estos materiales, y que en el área de nuestro estudio no afecta a los del Complejo de Noya.

Recientemente ARPS et al. (1977), amplía en sus trabajos, sobre la base

del modelo autoctonista, proponiendo como mecanismo para la formación de la "Fosa", la existencia de un penacho "mantle plume", en el Paleozoico Inferior, que intruiría un domo, lo cual daría lugar a la formación de fallas profundas con movimiento vertical, produciendo una tectónica de "Horst" y "Graben". La "Fosa blastomilonítica" sería uno de dichos Grabens. Los Gneises alcalinos e hiperalcalinos estarían en relación, según ellos, con este diapiro y con el domo térmico que lo acompaña. VAN CALSTEREN y DEN TEX (1978) en la misma línea que en el trabajo anterior proponen que asociado al emplazamiento diapírico del penacho, con rejuvenecimiento de la base de la corteza, tiene lugar la formación de un rift continental, lo que da lugar a una incipiente expansión oceánica, durante el Paleozoico Inferior, en la parte Occidental de Galicia. Este proceso fue acompañado en la Fosa blastomilonítica y polimetamórfica por abundante magmatismo granítico de tendencia alcalina, en el Ordovícico y el Silúrico.

## 1 ESTRATIGRAFIA

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

Debido a que una parte considerable de los metasedimentos son migmatitas o gneises migmatíticos, y el resto lo constituyen series predominantemente esquistas con poco contraste litológico, es muy poco lo que puede decirse de su estratigrafía, además la intensa deformación y el metamorfismo no permiten la conservación de fósiles ni estructuras sedimentarias que pudieran servir de criterios de polaridad.

A continuación describiremos las rocas sedimentarias de la Hoja, por el siguiente orden:

- Complejo de Noya (fosa blastomilonítica).
- Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage.
- Depósitos cuaternarios.

## 1.1 COMPLEJO DE NOYA

### 1.1.1 Paragneises y esquistos con intercalaciones de paraanfíbolitas (PC-CA)

Se extienden por la parte Oriental de la Hoja en dirección aproximada N-S estando interrumpidos por el granito del Confurco.

Este extenso grupo de rocas metasedimentarias presentan en general coloraciones que varían de gris oscuro a marrón, algunas variedades son de grano fino, otras masivas claramente metablásticas, con metablastos de plagioclasa oval, generalmente albítica. Intercalados se encuentran esquistos grafitosos, metacuarcitas y orto y paraanfíbolitas.

Estos paragneises parecen derivar de metagrauvascas, lo que es comprobable en las zonas de menor metamorfismo. Por su aspecto han sido correlacionadas con las series de Villalba y del Antiforme del Narcea, y con el complejo esquistos-grauváquico, ENGELS, et al. (1974), Hoja núm. 45 (Betanzos), núm. 46 (Guitiriz), núm. 70 (Ordenes), núm. 71 (Sobrado). De cualquier manera son rocas más antiguas que el Ordovícico Medio, porque son intruidas por rocas graníticas de composición peralcalina a calcoalcalina, datadas por PRIEM, H.N.A. et al. (1970) en 460-430 millones de años.

## 1.2 DOMINIO MIGMATITICO Y DE LAS ROCAS GRANITICAS. GRUPO DE LAGE

### 1.2.1 Esquistos con intercalaciones cuarcíticas, esquistos grafitosos (PC-Se)

A ambos lados del Complejo de Noya afloran series de esquistos y paragneises en general más pelíticos que los de ésta. Dentro de la Hoja afloran:

– En el ángulo NE, al E del Complejo de Noya. Son esquistos micáceos, cuarzo-esquistos y cuarcitas, algo migmatizadas; en ellos la migmatización y el metamorfismo crecen hacia el E.

– Al W del Complejo, en ambos flancos de la antiforma cuyo núcleo son los gneises glandulares. En el flanco E constituyen una estrecha banda entre los citados gneises y el borde W del Complejo por lo que únicamente están representados los términos inferiores de la serie. En el flanco W, con gran discontinuidad debida al emplazamiento del granito de dos micas, pueden encontrarse niveles superiores, resultando difícil el levantamiento de la columna estratigráfica de esta serie. La asimetría a uno y otro flanco puede

deberse a que la superficie de cabalgamiento del Complejo de Noya corta a las estructuras de  $F_1$  en el autóctono.

En la base de la serie cerca del contacto con los gneises glandulares se encuentran pequeños niveles de esquistos granatíferos (a veces más del 85 por ciento de granate) e intercalaciones de rocas calcosilicatadas, éstas se presentan en forma de pequeños lentejones de cuarcitas anfibólicas. En lámina delgada presentan un gran porcentaje de cuarzo y diópsido hornblenda y granate esquelético, como accesorios: circón, apatito, titanita, turmalina y allanita. Un poco más arriba son frecuentes las intercalaciones de cuarcitas en bancos de hasta 25 cm de espesor. En niveles superiores existen esquistos grafitosos a veces acompañados de lilitas, en la Hoja, afloran al W de Abelleira en la parte N de la ría y al W de Porto Do Son en la zona S de la misma.

Presentan escasa migmatización, pero sí pueden presentar fenómenos locales de metamorfismo de contacto, por su estrecha relación con los granitos de dos micas. Esto es cuando aparecen como microenclaves en los granitos.

Por su posición y composición esta serie esquistosa es comparable con las series Ordovícico-Silúricas que afloran más al E de Galicia; por ejemplo las descritas en el anticlinorio del Ollo de Sapo, Hojas núm. 45 (Guitiriz), núm. 91 (Sobrado), etc., y también en Zonas más al Sur y Norte de Portugal.

### 1.3 CUATERNARIO

Lo constituyen depósitos costeros y fluviales en general de escaso espesor y poco desarrollo, aunque en algunos puntos de la costa pueden tener una extensión relativamente importante.

La morfología de la costa se caracteriza por la alternancia de acantilados bajos, alturas no superiores a los 20-30 m, con playas alargadas de arenas finas y blancas, como las de Arnela, Cedeira, Broña, Lariño, etc.

Se pueden distinguir dos tipos de depósito: cuaternarios antiguos (Pleistoceno), representados por un conjunto de rasas litorales y playas levantadas y cuaternarios recientes (Holoceno), llanuras aluviales y fondos de vaguada, playas actuales y marismas.

### 1.3.1 Pleistoceno

#### 1.3.1.1 *Rasa litoral y playas levantadas* ( $Q_1^{P-R,L}$ )

Estos depósitos alcanzan mayor desarrollo hacia mar abierto. Se sitúan de 15 a 60 m por encima del nivel medio actual del océano, lo que indica un levantamiento general de la región, probablemente se trate de un basculamiento de dirección N–S de edad post-Miocena NONN (1966). Están constituidos por depósitos subhorizontales, de escasa potencia, de arenas cuarcíticas con cantos aplanados y subredondeados de cuarzo y fragmentos de roca, fundamentalmente graníticas; a techo algunas veces presentan costras ferruginosas de escaso espesor (<1 m.).

### 1.3.2 Holoceno

#### 1.3.2.1 *Llanuras aluviales y fondos de vaguada* ( $Q_2^{AL}$ )

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

#### 1.3.2.2 *Playas actuales* ( $Q_2^P$ )

Arenas bastante homométricas y heterogranulares depositadas por la acción de las corrientes y mareas. Generalmente con un alto contenido en minerales pesados. En la playa de Lariño, al W de la Hoja, existen dunas costeras, debidas a la acción eólica sobre las arenas de la playa, de pequeño tamaño, no sobrepasan los 6 m y están fijadas por la vegetación.

#### 1.3.2.3 *Marismas* ( $Q_2^M$ )

En la anteplaya de Lariño existe una laguna sujeta a la oscilación de las mareas, alimentada por los aportes del río Longarelo y por las arenas marino-eólicas procedentes de las dunas de la mencionada playa.

Existen otras pequeñas marismas en algunas de las desembocaduras de los ríos y arroyos importantes, a la ría de Muros y Noya, así como en el ángulo NE de la Hoja, en la desembocadura del Tambre, río principal de la zona.

Son depósitos limo-arenosos, mezcla de los aportes fluviales y marinos y cuya morfología cambia con gran rapidez por estar sujetos al influjo de las mareas.

#### 1.3.2.4 *Indiferenciado* ( $Q_2I$ )

Son depósitos de escaso desarrollo, producto casi totalmente de la alteración "in situ" de las rocas graníticas. Tienen por ello un carácter eluvial y están compuestos por arenas que engloban cantos y fragmentos de roca poco evolucionados.

Debido a la intensa pluviometría de la zona 1.200 mm/año, los procesos edáficos tienen un desarrollo bastante importante, dando un recubrimiento de suelos vegetales de 60 a 80 cm. En algunas áreas alcanzan un desarrollo notablemente superior, no permitiendo la existencia de buenos afloramientos.

## 2 PETROLOGIA

### 2.1 INTRODUCCION

Procederemos en este capítulo por el siguiente orden: primero se tratarán las rocas de origen ígneo de ambos complejos, comenzando por las prehercínicas y describiendo a continuación las hercínicas. Después dedicaremos otro apartado al metamorfismo, en el que estudiaremos la petrología de los metasedimentos. Por último hablaremos de las rocas filonianas.

### 2.2 ROCAS IGNEAS DEL COMPLEJO DE NOYA

Las rocas plutónicas que se emplazan en esta unidad son:

- Ortogneises biotíticos.
- Anfibolitas.

#### 2.2.1 **Ortogneises biotíticos** ( $N\gamma_D^1$ )

Existe un amplio afloramiento de estos ortogneises que ocupa el W y centro del Complejo de Noya desde el N de la Hoja hasta quedar

interrumpido al S de Noya por el granito del Confurco, para después volver a aflorar en dos bandas, en el ángulo SE de la Hoja.

Se trata de unos ortogneises biotíticos feldespáticos con una textura gneílica que puede ser lineal, plano lineal o glandular de glándulas muy reducidas. El contenido en biotita varía de unos puntos a otros.

Originalmente estas rocas han sido consideradas como granitos calcoalcalinos que se emplazaron en el Ordovícico Medio-Superior. Su carácter gneílico es debido a la fuerte deformación que sufrieron los granitos prehercánicos durante la primera fase de la orogenia hercínica. El metamorfismo que acompaña a esta primera fase causa recristalización metablástica en estos materiales, la cual da como resultado la formación de algunos agregados orientados de cuarzo, feldespato y biotita. Las últimas deformaciones hercínicas pueden borrar parcialmente los efectos de esta recristalización primaria, de modo que sólo se conserven pequeñas glándulas de feldespato en algunos puntos como ocurre al E del río Coroño. Cerca de Noya ARPS (1970) describe la presencia de un ortogneis de biotita y hornblenda dentro de estos gneises biotíticos, siendo muy infrecuente y excepcional ya que esta facies sería más fácil relacionarla con las de Ferro-hastingita-biotita que afloran más al N en las Hojas de Outes (núm. 93) y Camariñas (núm. 68).

Asociados a estos gneises son frecuentes los lentejones de anfibolitas. Probablemente de origen orto.

Los minerales que componen estas rocas son:

– Principales: cuarzo, puede presentarse muy roto, con extinción ondulante o completamente recristalizado, dando mosaicos relativamente grandes.

Feldespato alcalino, a veces perfitico en mayor proporción que la plagioclasa y producto de la milonitización de antiguos megacristales.

Plagioclasa, con un porcentaje de 5-25 por ciento de anortita, a veces zonada. Biotita, parcialmente alterada a clorita. Frecuentemente aparece epidota como producto secundario de alteración.

– Accesorios: Minerales opacos, circón (idiomorfo), allanita, apatito, titanita, rutilo, turmalina y granate.

### 2.2.2 Anfibolitas (ξ A)

Son características de la Unidad de Noya encontrándose asociadas tanto a los ortogneises como a los paragneises. Se reconocen por su color verde oscuro en fresco y marrón anaranjado cuando están alteradas, son en general de grano fino, muy homogéneas y con textura plano-lineal.

Se presentan en lentejones que raramente superan 1,5 m de espesor ni los 250 m de longitud.

En algunas zonas se observa una importante concentración de anfíbolitas, sobre todo cerca de los ortogneises, así en un recorrido de trazo perpendicular a la esquistosidad de unos 50 m se pueden encontrar de 15 a 20 lentes de anfíbolita.

Salvo algunas excepciones es muy difícil distinguir las ortoanfíbolitas de las paraanfíbolitas, que también existen dentro de los paragneises de la fosa. Algunas de las paraanfíbolitas demuestran su origen sedimentario con la presencia de un bandeo composicional, en algún caso también son reconocibles las relaciones intrusivas de las ortoanfíbolitas, como cita AVE LALLEMANT (1965), pero en general todas ellas fueron boudinadas y traspuestas durante la orogenia hercínica, de tal manera que sus relaciones geométricas han sido obliteradas. Todas se disponen concordantes con las estructuras hercínicas. Lo más lógico es que la mayoría de las anfíbolitas tengan un origen ígneo, sobre todo las que están incluidas dentro de los ortogneises de biotita.

Los estudios petrológicos efectuados por AVE LALLEMANT (1965) y ARPS (1970), así como los realizados en el presente trabajo, indican la siguiente composición mineralógica para estas rocas, incluyendo las paraanfíbolitas:

- Hornblenda: 50-64 por ciento, color verde azulado, cuando se trata de anfíbolitas con cummingtonita el porcentaje es un poco menor.
- Plagioclasa: 15-30 por ciento, con 25-50 por ciento de anortita, que puede llegar en las cummingtoníticas al 70 por ciento.
- Biotita: 1-17 por ciento.
- Cuarzo: 4-9 por ciento. Los porcentajes mayores los dan las paraanfíbolitas bandeadas.
- Minerales accesorios son: apatito, circón, magnetita, titanita, allanita, granate, a veces grafito lo que indica un origen sedimentario.

Como minerales de alteración, clorita y epidota.

Minerales secundarios figuran prehnita y zeolitas relleno de vacuolas, como producto de una actividad hidrotermal posterior. La plagioclasa es en estas rocas, de tipo andesina, aparece zonada y maclada. El anfíbol es de tipo hornblenda aparece transformado a clorita, epidota y opacos. Este tipo de anfíbolitas es probablemente ortoderivado.

Existe sin embargo un segundo tipo de anfíbolitas con Q, Gr, Tremol., corresponde a tipos con textura bandeada a veces milonítica. En ellos, el granate constituye pequeños granos en atolón, alterados a clorita e incluidos en plagioclasa. Junto al anfíbol hornbléndico, existe otro de hábito tabular menos pleocroico, probablemente tremolítico y derivado del granate.

Es importante señalar la presencia de clinopiroxeno en rocas de silicatos

cálcicos intercaladas dentro de los metasedimentos del Complejo. Estas rocas presentan una paragénesis:



En ellas, el Clpx aparece transformado en anfíbol que a su vez se está transformando a Clzt y epidota. Pueden representar rocas de silicatos cálcicos inicialmente de tipo margoso.

## 2.3 ROCAS IGNEAS DEL DOMINIO MIGMATITICO Y DE LAS ROCAS GRANITICAS. GRUPO DE LAGE

Dentro de este dominio, que se extiende a Oriente y Occidente del Complejo anterior, se emplazan una gran variedad de rocas plutónicas, principalmente graníticas de la serie calco-alkalina. El área de nuestro estudio tiene poca extensión al E de la fosa, sólo una zona pequeña, en el ángulo NE de la Hoja, en la que aparecen rocas de la serie migmática, metasedimentos y algunas apófisis graníticas. Las rocas plutónicas de este dominio se han dividido, por sus edades de emplazamiento, en:

- Rocas graníticas prehercínicas.
- Rocas graníticas hercínicas.
- Rocas graníticas tardi-hercínicas.

### 2.3.1 Rocas graníticas prehercínicas

Estas rocas están representadas por el gneis glandular de grano grueso.

#### 2.3.1.1 *Orthogneis glandular* ( $_{NG} \gamma_{mb}^1$ )

Afloran en una amplia banda al Oeste del Complejo de Noya, esta banda se estrecha en dirección Sur y desaparece al SW de Moimenta, para volver a aparecer más al Sur, al Este del río Coroño, donde se presenta muy migmatizado y en algunos puntos pierde completamente su carácter glandular. Este afloramiento forma parte de un largo cuerpo intrusivo que se prolonga hacia el N, atravesando la Hoja de Outes (03-07) por completo, y gran parte de la de Camariñas (03-06) desapareciendo a la altura de Bayo, y que está flanqueado por los dos grandes cuerpos graníticos, al E la granodiorita precoz de megacrístales y al W el granito de dos micas de grano grueso.

La foliación, indicada tanto por la orientación de los niveles micáceos como por los ejes mayores de las glándulas de feldespatos, permanece de forma constante dirigida NNW-SSE.

Esta foliación originada por la primera fase hercínica ( $F_1$ ), está plegada por la segunda fase ( $F_2$ ), dando una antiforma de fase 2 y vergencia al E. La foliación 1 buza al W en el borde Occidental de esta banda de ortogneis y al E en la Oriental.

Esta antiforma se observa mejor en las Hojas al N de la muestra y se comprueba por criterios de intersección  $S_1/S_2$  en los esquistos que afloran a ambos lados del ortogneis.

Infrecuentemente, se pueden observar microenclaves surmicáceos dentro de estos gneises glandulares a modo de antiguos xenolitos que parecen confirmar su origen magmático.

No se han encontrado inclusiones de anfibolitas en estos materiales. Pero sí, en los afloramientos de la costa de la ría, pequeños enclaves, de varios decímetros de espesor por algunos metros de largo, de rocas posiblemente diabasas metasomatizadas que han dado lugar a Vaugneritas. Son rocas oscuras, de bordes netos, ricas en biotita que pueden provenir de un metasomatismo potásico de anfíboles. Otros autores dan a este tipo de rocas un origen magmático, por ser su composición próxima a la de algunos lamprófidos.

Existen dos tipos de facies características, según que estén o no migmatizados:

Gneises glandulares no migmatíticos. Presentan una textura "augen" frecuentemente muy deformada y de tipo cataclástica. Su paragénesis es:

Cuarzo + Plagioclasa + Fto. K. + Biotita + Moscovita

Como accesorios: Apatito, circón, turmalina, granate, opacos. Los megacrístales feldespáticos están constituidos por microclina peritítica maclada en carlsbad, incluyen en su interior albita u oligoclasa y biotitas no orientadas. Los formados por plagioclasa son en general monocristalinos, aunque a veces se presentan como agregados en sinneusis, están polisintéticamente maclados, albita, albita potásica, y presentan inclusiones de moscovita cristalográficamente orientados. Tanto unos como otros se encuentran rodeados por la foliación de  $F_1$  presentando sombras de presión, por lo que puede decirse que son anteriores a ella. En general en las facies no deformadas son visibles dos fases de deformación sinquistosas, que originan una  $S_1$  de flujo y una  $S_2$  de crenulación, con poligonización de micas y reorientación dimensional de éstas, paralela al plano axial de los micropliegues de  $F_2$ . En las facies deformadas se aprecia una penetración frágil con cataclisis de feldespatos y turmalinas, y deformación de micas seguida de fuerte recristalización del cuarzo. Esta fase de deformación frágil es tardía.

Neises glandulares migmatíticos. Dependiendo del grado de migmatiza-

ción presentan una textura variable, que va de porfiroblástica deformada, en las rocas menos migmatizadas, a granoblástica cataclástica, en las facies más finas. Presentan dos tipos de paragénesis:

1.— Cuarzo + Plagioclasa + Fto. K. + Biotita ± Moscovita ± Sillimanita.

2.— Cuarzo + Plagioclasa + Fto. K. + Biotita ± Sillimanita.

Como accesorios en ambas: Apatito, circón y opacos. La primera de ellas corresponde a facies migmatíticas. En ellas, la plagioclasa en contacto con Fto. K. desarrolla un borde de composición albitica, con inclusiones de cuarzo granofídico. La plagioclasa es más ácida y la sillimanita se presenta en finas agujas incluidas bien en la plagioclasa o bien en moscovita blástica de tipo tardío. También aparecen miméticamente sobre las moscovitas o biotitas de la foliación. No se observan dentro de estas facies una foliación claramente definida, aparece en restos aislados y con moscovita primaria desestabilizada.

La segunda paragénesis sin moscovita corresponde probablemente a dominios metatexíticos dentro del neis glandular. En ellos la biotita aparece fuertemente alterada a clorita y la plagioclasa profundamente zonada; la sillimanita forma concentraciones fibrolíticas sobre la biotita y a ella parece asociarse la formación de cordierita.

### 2.3.2 Rocas graníticas hercínicas

Las rocas graníticas hercínicas presentan tres series bien diferenciadas:

- Serie de la granodiorita de megacristales.
- Serie migmatítica.
- Serie de los granitos de dos micas.

#### 2.3.2.1 Serie de la granodiorita precoz con megacristales

Esta serie de granitoides calcoalcalinos está formada por: los precursores básicos, a modo de inclusiones cogenéticas en las granodioritas precoces con megacristales, de estas mismas y de los granitos moscovíticos que las intruyen.

##### 2.3.2.1.1 Precursores básicos de la granodiorita ( $\gamma n^2 - n^2$ )

Se trata de inclusiones comagmáticas de composición granodiorítica hasta diorítica. Son de color oscuro a negro; muy ricas en biotita, con un

grano más grueso que el de las inclusiones xenolíticas, muy frecuentes en las granodioritas de megacristales, pobremente orientadas. El contacto entre estas inclusiones y la granodiorita es generalmente gradual, lo que hace pensar en su carácter autolítico, como precursores básicos de la granodiorita, CAPDEVILA (1969). Se presentan con mayor frecuencia en la zona, al N del monte Remuzo, aunque dentro de la Hoja de Noya, también hay algunos afloramientos. Por tener el grano más fino que la granodiorita se alteran menos, dando pequeños bolos que por su composición gradual se descaman en forma de cebollas, estos bolos son muy característicos en el paisaje granodiorítico.

Su mineralogía va desde las granodioritas biotíticas a las dioritas con hornblenda y biotita. Presentan una textura foliada y están compuestas por:

Cuarzo + Fto K. + Plagioclasa + Biotita + Anfíbol.

Como accesorios: Apatito, allanita, esfena. La plagioclasa que es el constituyente más importante es una andesina (anortita 40-50 por ciento) escasamente zonada. Los minerales accesorios son muy abundantes. La foliación aparece marcada por la orientación del anfíbol y las micas.

#### 2.3.2.1.2 *Granodiorita precoz con megacristales (b $\eta$ 2)*

Se trata de un macizo de unos 4 km de ancho y cerca de un centenar de largo, que se extiende desde Vigo, al Sur de Galicia, hasta Bayo en el N de la Hoja de Camariñas (03-06).

Es un macizo intrusivo en las rocas del Complejo de Noya, cuyo borde Oeste coincide casi totalmente con el borde W de dicho Complejo aunque también lo es en los metasedimentos y gneises glandulares de fuera de ella.

Es muy frecuente la presencia de macroenclaves, constituidos por ortogneises biotíticos y paragneises del Complejo de Noya.

La roca muestra una deformación muy intensa, consecuencia probablemente de la F<sub>2</sub>; es una granodiorita con grandes cristales de feldspatos (hasta 12 x 6 cm.), que se orientan generalmente, con su eje mayor en posición sub-horizontal y dirigido en dirección NNW–SSE. Su posición final es suma de flujo magmático primario y de la reorientación debida a la F<sub>2</sub>.

Petrográficamente se encuentran muy deformadas y milonitizadas. Composicionalmente presentan:

Cuarzo + Plagioclasa + Fto. K. + Moscovita + Biotita.

Como accesorios: Apatito, circón, xenotima, opacos. El cuarzo aparece, en la facies filonitizada, como un mosaico microgranudo empastando al

resto de los componentes mineralógicos. El feldespato alcalino es microclina pertítica y con mucha frecuencia presenta coronas de cuarzo en mortero y de plagioclasa albítica que incluye cuarzo granofídico. La plagioclasa aparece sericitizada, con maclas mecánicas, frecuentemente zonada y con tendencia al idiomorfismo, incluye biotita y moscovita. La biotita presenta también planos de exfoliación deformados y extinciones ondulantes.

### 2.3.2.1.3 Granito moscovítico ( $\gamma_m^2$ )

Hay que señalar dentro del macizo de granodiorita, la presencia de dos cuerpos alargados de granito moscovítico, que pueden corresponder a los últimos productos de la diferenciación magmática de la serie de las granodioritas. El más grande de estos cuerpos constituye el monte Tremuzo (516 m) y por eso generalmente reciben el nombre de granito del Tremuzo.

Es un granito porfídico con muchos fenocristales de feldespato que presentan orientación semejante a la de flujo magmático. Dentro de este granito aparece una facies de grano muy fino sin megacristales que se pone bruscamente en contacto con la porfídica; presenta ésta a su vez, enclaves más básicos con nidos biotíticos.

Petrográficamente presentan textura granuda porfídica orientada, en ocasiones muy deformada y de tipo cataclástico. Composicionalmente están formados por:

Cuarzo + Plagioclasa + Fto. K. + Moscovita.

Accesorios: Apatito, biotita, circón y opacos. El cuarzo forma un mosaico recristalizado. La plagioclasa ácida, maclada y sericitizada. Deformación frágil y con reorientación de la fábrica.

### 2.3.2.2 Serie migmatítica

En realidad, de acuerdo con WOENSDREGT (1966), que trabajó en un área situada al NW del presente trabajo, se pueden distinguir dos series migmatíticas: una de origen ígneo, a partir del gneis glandular que pasa a gneis glandular migmatítico, y con fuerte migmatización al gneis glandular nebulítico, de esta serie ya hemos tratado al hablar de los gneises glandulares, ( $_{NG} \gamma_{mb}^1$ ).

La otra serie migmatítica, es la de origen sedimentario, que partiendo de esquistos y paragneises pasa sucesivamente a gneises migmatíticos, nebulíticos, y por último a un granito anatéxico.

En esta Hoja los afloramientos de rocas migmatíticas, a parte de los

gneises glandulares ya reseñados, no tienen gran extensión; están constituidos por granitoides migmáticos que afloran en el ángulo NE y al S de Moimenta en el valle del río Corroño. En este último, de geología muy compleja, se encuentran mezcladas las dos series migmáticas.

#### 2.3.2.2.1 *Granitoide migmático ( $\gamma\Psi^2$ )*

Es una facies bastante evolucionada, generalmente granítica aunque muy inhomogénea (nebulítica) el carácter palínogenético está claro por la abundante presencia de restitos de esquistos, cuarcitas y restos de la fase pegmatoide.

Este granitoide migmático autóctono, se caracteriza por la abundancia de neosoma de composición leucogranítica con abundante feldespatos potásico. El paleosoma melanocrático está formado por agregados de biotita, moscovita, sillimanita y granate. La sillimanita se presenta normalmente en la variedad fibrolita.

No tiene cordierita, mineral que sí se encuentra en las migmatitas de la región de Finisterre (al NW), donde los procesos de migmatización han sido más intensos.

En el sentido dado por MEHNERT (1968) podrían clasificarse estas rocas como diatéxitas homogéneas e inhomogéneas, según la cantidad de restitos que contengan. Es frecuente encontrar en ellas estructuras migmáticas de tipo Schlieren, rafts, agmática y nebulítica.

Como ya se ha mencionado anteriormente, la migmatización se produjo a continuación de la fase principal ( $F_1$ ) de deformación hercínica. Y es sincrónica con la metablástesis de las rocas no migmatíticas del Complejo, y que en zonas todavía más profundas culminó con una anatexia, cuyos productos finales intruyeron a continuación en los niveles más altos, en forma de las diferentes facies de los granitos de dos micas.

#### 2.3.2.3 *Serie de los granitos de dos micas*

Pertencen a los granitoides de tendencia alcalina, muy abundantes en todo el Occidente de Galicia, donde según CAPDEVILA y FLOOR (1970), constituyen aproximadamente el 35 por ciento de los afloramientos. Dichos granitos tienen un origen anatéxico.

Han recibido nombres diversos, según los diferentes autores y las localidades en las que afloran. Dentro de la Hoja hay dos facies, aunque en realidad forman parte de un mismo cuerpo granítico, con composiciones muy parecidas, e íntimamente entremezcladas en muchos sitios. Se han

separado por contactos graduales, estadísticos, las dos facies siguientes:

- Granito de dos micas grano medio a grueso.
- Granito de dos micas grano fino a medio.

Estos granitos tienen carácter alóctono o parautoctono e intruyen por toda la Hoja a los materiales anteriores a ellos, salvo en la "fosa" al N del granito del Confurco, pero sí al S del mismo. Son sincinemáticos durante la  $F_2$  hercínica, por ello se encuentran generalmente orientados y en muchas partes muy deformados.

#### 2.3.2.3.1 *Granitos de dos micas grano medio a grueso* ( $_{2-3}\gamma_{mb}^2$ )

Llamado granito de Barbanza por VON RAUMER (1963), y AVE LALLEMANT (1965), es similar al granito de Dumbria, de WOENSDREGT (1966) que aflora algunos kms al N. Es sincinemático e intrusivo, tanto en la granodiorita precoz como en los gneises glandulares y esquistos de fuera del Complejo. En el ángulo SE proyecta apófisis dentro de los paragneises del mismo.

Se trata de un leucogranito-moscovítico-biotítico de carácter filonítico, con tamaño de grano medio a muy grueso ( $>2$  cm) localmente con megacrístales de hasta 3 cm. Presenta variedades ricas en moscovita, y otras en biotita, aunque en general aquélla predomina sobre ésta. En él son muy frecuentes los xenolitos de todos los tamaños, de esquistos y paragneises, especialmente en la Sierra de Barbanza donde estos enclaves alcanzan un desarrollo considerable.

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

Llamado granito de Muros por AVE LALLEMANT (1965), es similar al anterior pero relativamente más joven que él, aflora en gran cantidad en áreas al W de Abelleira y alrededores de Muros. En la costa de la ría, entre ambas poblaciones, pueden verse relaciones de intrusión del granito de grano fino (Muros) en el de grano grueso (Barbanza). Es probable que se trate de una emisión posterior del mismo magma; cuando el primero, todavía en estado plástico, ya ha sufrido un lento enfriamiento que permite el crecimiento de los cristales, recibe la intrusión del segundo, que se enfría más rápidamente en contacto con él y esto no permite el crecimiento del grano.

La mineralogía de ambos tipos es muy parecida y está recogida en la siguiente tabla:

<u>Minerales</u>	<u>Granito grano medio-grueso</u>	<u>Granito grano fino-medio</u>	<u>Observaciones</u>
Cuarzo	30–40 %	25–35 %	Xenomorfo, estirado o recrystalizado, en agregados poligonales o mosaicos.
Feldespato potásico	17–25 %	27–35 %	Xenomorfo o hipidiomorfo. Macla de Carlsbad.
Plagioclasa	17–35 %	14–22 %	Albítica u oligoclasa ácida, idiomorfa o hipidiomorfa.

En los dos tipos el porcentaje de moscovita 10-16 por ciento es mayor que el de biotita 2-12 por ciento, estando ambas siempre presentes. Minerales accesorios son: circón, rutilo, titanita, anatasa, turmalina, granate, allanita y minerales opacos. Como secundarios: clorita y sericita.

Son tipos granudos orientados con un grado variable de cataclasis y milonitización. El cuarzo tiene a veces recrystalización secundaria. La plagioclasa es albita, en ocasiones zonada. También aparece una plagioclasa más antigua que incluye pajuelas de moscovita orientadas cristalográficamente. Se observan asimismo crecimientos simplectíticos entre cuarzo y plagioclasa. El feldespato potásico es microclina perítica que presenta inclusiones de cuarzo gráfico y a veces también de plagioclasa sericitizada, aparece maclado en carlsbad. La moscovita es tardía, se desarrolla sobre biotita con liberación de opacos, presenta bordes simplectíticos. En algunas facies es frecuente la aparición de una foliación relictas, así como agujas de sillimanita incluidas en plagioclasa posterior. Ambos hechos son indicativos de la procedencia anatectica de estos granitos.

### 2.3.3 Rocas graníticas tardihercénicas

Están aquí incluidos los granitos post-cinemáticos cuya intrusión es posterior a la  $F_2$  y que por tanto no están deformados, yacen en macizos circunscritos de forma más o menos circular.

Dentro de la Hoja hay tres tipos:

- Granodiorita tardía de Pando.
- Granodiorita tardía de Pindo, facies central.
- Granito de dos micas, con megacrystalales.

### 2.3.3.1 *Granodiorita tardía de Pando* ( $\gamma_b^2$ )

Es un macizo circular de pequeña extensión (unos 16 km<sup>2</sup>), que aflora casi en su totalidad dentro de la Hoja, a poca distancia al N de Esteiro. Se trata de un granito biotítico de grano medio a grueso, tiene los bordes muy netos, no presenta casi ningún xenolito, y tiene muy pocas apófisis, sólo hemos encontrado una de pequeño tamaño, cerca de la aldea de nombre mayor, al E del macizo.

Es muy semejante a la facies de borde, de la granodiorita tardía de Pindo, que no aflora en esta Hoja sino en la de Outes (03-07), aunque sí lo hace la facies central de la misma.

Sus constituyentes son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita (4-6 por ciento). Accesorios son: circón, apatito, fluorita, titanita, minerales opacos y clinozoisita.

La plagioclasa aparece polisintéticamente maclada y sericitizada. El feldespato alcalino es microclina perfitica, e incluye cuarzo, plagioclasa y biotita. La mica es una biotita verde en grandes cristales desflecados, presenta en su núcleo epidota de alteración y opacos e incluye circón. Tienen textura granuda hipidiomorfa.

### 2.3.3.2 *Granodiorita tardía de Pindo, facies central* ( $\gamma_{mb}^2$ )

Ocupa un pequeño afloramiento en el ángulo NW de la Hoja en un estrecho arco desde la Punta de los Remedios hacia Insua (en el borde N); parcialmente recubierto por materiales cuaternarios.

Se trata de un granito de dos micas de grano grueso y sin deformación, con textura panalotriomorfa nequigranular GIL IBARGUCHI (1978), siendo el contenido en plagioclasa un poco mayor que en feldespato potásico.

Sus componentes principales son: cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y moscovita, esta última muy poco abundante. Accesorios son: circón, apatito, ilmenita y allanita.

### 2.3.3.3 *Granito de dos micas con megacristales del Confurco* ( ${}_2^b\gamma_{mb}^2$ )

También llamado granito de Moimenta VAN RAUMER (1963), o de Arbós ARPS (1970). Aflora al E de Moimenta en un macizo circunscrito de bordes netos, son raras las apófisis, y presenta disyunción en bolos.

Se trata de un granito de dos micas de grano grueso con megacristales de feldespato de hasta 10 cm de largo, no está orientado ni deformado. Es de carácter claramente post-cinemático, e intruye a través de las rocas del

Complejo de Noya (cortándola totalmente) y de las granodioritas precoces. Hacia los bordes tiene el grano un poco más fino y en algunos puntos de los bordes es un granito moscovítico.

Los megacristales feldespáticos no presentan ningún tipo de orientación, aparecen maclados en carlsbad y en su interior presentan inclusiones de biotita concentradas hacia el borde "inclusiones frasl". Presentan una textura granuda porfídica y están compuestos por:

Cuarzo + Fto. K. + Plagioclasa + Biotita + Moscovita

Accesorios: Apatito, circón, rutilo, fluorita, monacita, opacos.

Los megacristales son de microclina perítica maclada en carlsbad, incluyen plagioclasas y micas. La plagioclasa está polisintéticamente maclada, anubarrada y sericitizada. La moscovita es fuertemente pleocroica y la biotita aparece alterada a clorita con rutilo, epidota y opacos de alteración.

## 2.4 METAMORFISMO

### 2.4.1 Introducción

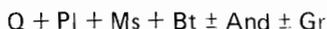
Dentro del sector metamórfico comprendido en la Hoja de Noya pueden distinguirse tres dominios: dominio occidental, dominio central (Complejo de Noya) y dominio oriental. A grandes líneas puede decirse que tanto el dominio occidental como el oriental están formados por rocas cuyas litologías son similares, y que presentan un metamorfismo regional progresivo, que abarca desde el grado medio profundo (andalucita-sillimanita) hasta un grado alto (sillimanita-feldespatos potásico y migmatización). Son las rocas que constituyen el Grupo de Lage de PARGA PONDAL (1960). El dominio central por el contrario, está constituido por litologías muy diferentes con un metamorfismo que no sobrepasa el grado medio.

### 2.4.2 Bosquejo metamórfico del dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage

Litológicamente se encuentra constituido por: esquistos, paragneises y gneises glandulares. Presentan un metamorfismo progresivo que abarca desde el grado medio al grado alto, y en sus partes más profundas presentan fenómenos de migmatización generalizada, que dan lugar a facies arteríticas y nebulíticas, con tránsitos insensibles a facies de tipo granitoide.

#### 2.4.2.1 Zona de grano medio con andalucita

La paragénesis más frecuente encontrada dentro de los tipos meta-pelíticos está formada por:



Como accesorios figuran: apatito, circón, leucoxeno, xenotima, turmalina y opacos.

Presentan texturas lepidoblásticas en ocasiones deformadas y de tipo cataclástico. Con respecto a la deformación, se aprecia una esquistosidad de flujo, predominante, de  $F_1$ , y una esquistosidad, de  $F_2$ , de crenulación. Asimismo, se observa una tercera esquistosidad  $S_3$  frágil de tipo tardío, que lleva consigo la trasposición de plano de cizalla y la formación de kind-bands.

De las tres fases visibles solamente las dos primeras son sinmetamórficas, correspondiendo la blastesis de andalucita al período de interfase  $F_1-F_2$ , prolongándose durante  $F_2$ . El granate, sin embargo, es poco frecuente dentro de las muestras estudiadas; se encuentra en xenoblastos corroídos por la matriz de cuarzo, y rodeado por la esquistosidad principal, presenta en su interior inclusiones no orientadas de minerales opacos; su período de blastesis corresponde probablemente a la primera fase de deformación, es decir, sin  $F_1$ -post  $F_1$ . Se han encontrado sin embargo, con aspecto de relictos, granillos muy pequeños de tipo anhedral incluidos en el resto de las fases minerales, presentan núcleos anubarrados y se encuentran alterados a biotita en sus grietas. En relación con esta forma de aparición, es importante señalar la presencia de una paragénesis anterior, con estauroлита y granate, observada en un macro-enclave metapelítico dentro de los granitos de dos micas.

Dicha paragénesis está constituida por:



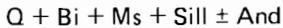
En ella el granate se encuentra desestabilizado, presentando un hábito alargado y paralelo a la esquistosidad principal, inclusiones de opacos plegadas ( $S_1$ ) y bordes fuertemente corroídos. Se ha interpretado como sincinemáticos con  $F_1$ . La estauroлита al igual que el granate aparece desestabilizada y ambas fases están siendo sustituidas por  $Q + Bt + Sill$ . Sin embargo, la relación  $St/Gr$  no está clara. La andalucita también aparece desestabilizada, corroída y pasando a sillimanita, ésta se nuclea sobre las tres fases mineralógicas anteriores ( $Gr, St, And$ ). El significado de esta paragénesis será discutido posteriormente.

Debe reseñarse por otra parte, la aparición de granates en niveles ricos en opacos, que a veces cobran el aspecto de venas metálicas, al igual que las segregaciones de este mineral durante la  $F_1$ .

#### 2.4.2.2 Zona de grado medio con sillimanita

Abarca principalmente la banda de metasedimentos que bordea la granodiorita precoz (niveles inferiores), así como también en la mayoría de los macroenclaves situados en el interior de los granitos de dos micas. Petrográficamente presenta texturas que van de lepidoblásticas a bandeadas con cataclasis pronunciadas en algunos casos.

La paragénesis más frecuente está formada por:



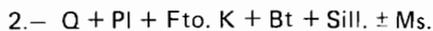
Como accesorios: Apatito, circón, xenotima y opacos.

En relación con la deformación, se observa una esquistosidad de flujo que se acompaña de un bandeo de cuarzo, corresponde a la deformación de  $F_1$ , y una segunda esquistosidad de  $F_2$  de crenulación. La sillimanita se desarrolla ante y durante  $F_2$ , ya que este mineral se forma principalmente en las charnelas de micropliegues de  $F_2$ ; también existe blastesis de sillimanita a partir de sericita, procedente de la alteración de andalucita.

#### 2.4.2.3 Zona de grado alto. Sillimanita-feldespatos potásico

Los metasedimentos enclavados dentro de esta zona corresponden a paragneises con feldespatos potásico. Dichas rocas presentan a escala regional un grado de migmatización variable. Son en general metatexitas en las que a escala petrográfica puede diferenciarse el paleosoma, de un neosoma constituido fundamentalmente por material leucocrático; ahora bien, en aquellos sectores (ángulos NE-SE) en los que la migmatización ha sido intensa aparecen de forma generalizada diatexitas en tránsitos insensibles a granitoides autóctonos y subautóctonos.

Desde el punto de vista petrográfico se pueden diferenciar dos tipos de paragénesis:



Como accesorios: Apatito, circón, xenotima y opacos.

La primera de estas paragénesis aparece en gneises con estructura bandeada, que presentan niveles en donde se concentran fundamentalmente los minerales leucocráticos, y que alternan con otros formados por un crecimiento lepidoblástico de Bt y Ms que constituyen la foliación. El cuarzo en estas facies forma, junto con la plagioclasa y el fto. K., un mosaico orientado y recrystalizado. La plagioclasa (oligoclasa) aparece sericitizada y anubarrada, y la microclina presenta pertitas en "fils" y "filnes", así como un

característico zonado en parches. La plagioclasa, en contacto con este mineral, muestra un borde albítico con inclusiones de cuarzo granofídico. También se ha observado moscovita tardía creciendo a partir de biotita.

Es probable que esta paragénesis carente de sillimanita, corresponda a esquistos de grado medio, siendo el fto. K. de inyección.

El segundo tipo de paragénesis, con sillimanita estable, se presenta en rocas con textura preferentemente granoblásticas. En ellas, la plagioclasa se presenta de dos formas, la más antigua es una oligoclasa anubarrada y sericitizada, polisintéticamente maclada; mientras que la plagioclasa tardía presenta una composición más ácida, incluyendo cuarzo en gotas, que han sido interpretados como cuarzoesquistos de un paleosoma.

El Fto. K. es la mayoría de las veces microclina zonada en parches. Presenta la macla en "enrejado" característica e incluye plagioclasas macladas anteriores a ella, biotitas y cuarzoesquistos poiquilíticos. La sillimanita crece miméticamente sobre la biotita y la moscovita de la foliación, también se encuentran en finos cristales aciculares incluidos en plagioclasas y moscovitas tardías.

Ambos tipos de facies presentan una esquistosidad de flujo probablemente de  $F_1$ , microplegada, si bien, en las rocas con textura granoblástica se presenta casi borrada.

#### 2.4.2.4 *Metamorfismo de contacto*

Los macroenclaves de metasedimentos que aparecen incluidos dentro de los granitos sincinemáticos de dos micas (Muros-Barbanza) presentan, superpuesto al metamorfismo regional, un metamorfismo de contacto, que se pone de manifiesto por la aparición de andalucita, moscovita y cordierita. Tanto la andalucita como la moscovita son muy frecuentes. Se presentan en porfidoblastos con tendencia euhedral; la moscovita se dispone perpendicularmente a  $S_1$ , incluyendo en su interior biotita, turmalina y prismas de sillimanita regional. Ambas parecen formarse a partir de sericita procedente de la alteración de sillimanita. La cordierita aparece preferentemente en rocas con aspecto mosqueado, se encuentra alterada a pinnita, y también incluye sillimanita regional. Dentro de estos esquistos son perfectamente visibles las dos fases de deformación descritas anteriormente.

Todos los minerales anteriormente citados son post  $F_2$ , si bien la andalucita parece ligeramente anterior a la moscovita, en la que a veces se incluye.

#### 2.4.2.5 *Transformaciones hidrotermales*

Tanto en los metasedimentos situados en la zona de grado medio (And-Sill) como en los correspondientes a los sectores migmatizados, se observan transformaciones debidas a fenómenos de tipo hidrotermal, que se manifiestan preferentemente en la biotita, transformada a clorita y epidota, y que presenta asimismo una sagenitización muy visible. En algunas rocas la plagioclasa presenta una profunda sericitización.

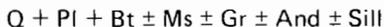
### 2.4.3 **Bosquejo metamórfico del Complejo de Noya**

Corresponde al dominio central. En él se encuentran enclavadas dos tipos de litologías diferentes: metasedimentos y ortogneises biotíticos. Metamórficamente esta unidad queda enclavada dentro del grado medio y en ningún caso se ha encontrado fto. K. estable, ni indicios de migmatización, como sucede en el dominio anterior.

#### 2.4.3.1 *Metasedimentos*

Comprenden esquistos, anfibolitas y esquistos albiticos. Los esquistos presentan una textura lepidoblástica a veces con bandeo composicional, su paragénesis es cuarzo + biotita ± plagioclasa ± moscovita. Como accesorios figuran turmalina, circón y opacos. Todos ellos presentan una esquistosidad de flujo de  $F_1$ . La  $F_2$  es de crenulación y lleva consigo la orientación de micas paralelamente al plano axial de los micropliegues, también actúa con rotura y trasposición de planos de cizalla, "strain-slip-cleavage" y fracturación de planos axiales.

Dentro del Complejo de Noya existe un tipo litológico muy característico formado por esquistos plagioclásicos. Tienen una textura porfidoblástica, en ocasiones cataclástica. La paragénesis más frecuente es:



Como accesorios aparecen: Apatita, circón, turmalina, opacos. Son característicos en estas rocas la presencia de porfidoblastos Ab intercine-máticos  $F_1-F_2$ , que incluyen cuarzo en gotas y pequeños granates en atollón, sin  $F_1$  o ligeramente anteriores alterados a clorita, con inclusiones a veces orientadas de micas, como restos de una esquistosidad anterior, probablemente de  $F_1$ . Ocasionalmente se ha observado andalucita intercine-mática  $F_1-F_2$ , tal vez de contacto, y sillimanita en pequeños cristales aciculares incluidos en moscovitas tardías.

En cuanto a las deformaciones, en estos esquistos albiticos, se observa una esquistosidad predominante de  $F_1$ , con orientación de micas, que encierra a veces arcos poligonales, probablemente representantes de una fase anterior ( $F_0?$ ). Esta interpretación actualmente es muy discutible, sin embargo, también se han encontrado pequeños granates orientados conforme a esta esquistosidad. La  $F_2$  también es sinesquistosa y de crenulación, aunque también lleva consigo la trasposición de  $S_1$  y la rotura de los planos axiales de los micropliegues.

Estos esquistos y paragneises presentan, asimismo, una alteración de tipo hidrotermal que se manifiesta, principalmente, en la cloritización de la biotita y en la saussuritización de la plagioclasa.

#### 2.4.3.2 *Ortogneises biotíticos*

Son rocas de procedencia ígnea emplazadas en el núcleo del Complejo de Noya. Como ya hemos hablado de ellas en el apartado 2.2.1, sólo diremos aquí que son rocas blastomiloníticas, con un grado de cristalización variable, cuya paragénesis es:



Como accesorios: circón, apatito, allanita, granate y opacos. Dentro de ellos aparecen infrecuentemente anfíboles del tipo ferrohastingita y también algo más frecuente esfena.

#### 2.4.4 Conclusiones

La Hoja se caracteriza por un metamorfismo regional de tipo plurifacial y polifásico. Este tipo de metamorfismo ya ha sido observado anteriormente por diferentes autores en otros sectores de la cadena hercínica, siendo típico de ella (p.e. FOSTER et al., 1973).

— Dentro del dominio migmatítico y de las rocas graníticas, (Grupo de Lage). Se observan las siguientes características:

a) Metasedimentos.— Existe un metamorfismo  $M_1$  simultáneo y algo posterior a  $F_1$  que se caracteriza por el par granate-estaurolita. El metamorfismo  $M_2$  que alcanza su punto álgido durante la  $F_2$  desarrolla una paragénesis con andalucita, sillimanita, granate. Corresponde a las facies de las anfibolitas con almandino.

b) Gneises glandulares.— A lo largo del presente trabajo no se han encontrado dentro de estos materiales, minerales metamórficos índice, sin embargo según GIL IBARGUCHI (1978), cita una homogeneización del granate con subsiguiente desestabilización a biotita verde.

Procesos hidrotermales que tienen lugar durante  $M_2$  generan micas biotita-moscovita a partir de estauroлита y granate, IBARGUCHI (1978).

— Dentro de los niveles catazonales se observa que en las metapelitas, se genera sillimanita antes y durante  $F_2$  a partir de la desestabilización de moscovita y andalucita. En este período comienza la anatexia. Con carácter tardío se produce la desestabilización de sillimanita y la aparición de moscovita en blastos crucados.

— Retrometamorfismo: Posteriormente a la segunda fase de deformación y probablemente sincrónico con la  $F_3$  tiene lugar un proceso de retrometamorfismo que se manifiesta en la cloritización del granate y la biotita, sericitización de plagioclasa y moscovitización de la andalucita.

En el dominio central "Complejo de Noya" el metamorfismo presenta unas características algo diferentes. El período metamórfico principal  $M_1$  comienza antes que en el dominio occidental, durante  $F_1$  y corresponde también a un período de blastesis mineral.

El segundo período de metamorfismo comienza durante la interfase  $F_1-F_2$ , genera nuevas paragénesis en las facies metasedimentarias y fundamentalmente recristalización en los ortogneises.

a) Metasedimentos: El metamorfismo  $M_1$  va ligado a  $F_1$  y lleva consigo la blastesis de granate que incluye en su interior a la esquistosidad  $S_1$ . Con carácter intercínemático tiene lugar la blastesis de andalucita y de la plagioclasa albítica que incluye en ocasiones a pequeños granates de  $F_1$ . En este período de interfase se produce la milonitización. El metamorfismo  $M_2$  comienza ligeramente antes de la segunda fase  $F_2$  y se prolonga aún después de terminada ésta; genera sillimanita a partir de moscovita y andalucita y también genera moscovita tardía. Simultáneo con la tercera fase  $F_3$  tiene lugar un retrometamorfismo que produce la cloritización de biotita y la sericitización de plagioclasa.

b) Ortogneises: El metamorfismo  $M_1$  presenta las mismas características que en las facies metasedimentarias. Sin embargo durante el período  $M_2$  no existe blastesis mineral, únicamente se produce una fuerte recristalización que es la responsable del aspecto blastomilonítico observado en todas estas rocas.

## 2.5 ROCAS FILONIANAS

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

— Diques de cuarzo.

- Diques de pegma-aplitas.
- Microgranitos porfídicos.
- Dolerita olivínica de Punta Boa.

### 2.5.1 Diques de cuarzo (q)

Son frecuentes dentro del ámbito de la Hoja pequeños diques de cuarzo generalmente post-hercínicos y sin deformación.

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

Son masivos, variando su potencia desde pequeñas venas, probablemente de segregación a diques de hasta 15 m de anchura y un centenar de metros de longitud; en general son irrepresentables a la escala del presente trabajo. Algunas de estas venas que cristalizan en las fracturas dan agregados del tipo empalizada ("palisa de cuarzo"). Algunos de estos filones de cuarzo presentan pequeños indicios de mineralizaciones de estaño, wolframio y antimonio.

### 2.5.2 Pegma-aplitas (FP-A)

Agrupamos aquí, ambos tipos de filones que son posteriores al emplazamiento de los granitos de dos micas, e intruyen en todas las rocas pre-existent. ARPS, (1970), las divide en dos series sucesivas; unas anteriores a la  $F_3$ , algunas de este grupo durante la  $F_2$ ; y otras posteriores a la  $F_3$ . Tienen escasa potencia e intruyen siguiendo las direcciones de las fallas, o paralelas a la foliación regional. Su espesor y longitud son variables, la mayoría son económicamente estériles, pero pueden llevar mineralizaciones de Sn-W-Sb, como los diques mineralizados de San Finx en la Hoja 04-08, a pocos kilómetros del borde E de la nuestra.

### 2.5.3 Microgranitos porfídicos (FO)

Cortan a la mayoría de las rocas de la zona, menos a las granodioritas tardi-hercínicas. Aprovechan para intruir fracturas de tensión, resultado del levantamiento regional coincidente con la intrusión post-cinemática de dichas rocas, OEN IN SOENG (1960, 1970).

Son granitos porfídicos de color beige o marrón amarillento, más oscuros en fresco. Los fenocristales macroscópicos, pueden verse a simple vista sobre todo cuando la muestra está meteorizada, son: cuarzo de alta temperatura, a veces con los bordes corroídos; feldespato potásico peritizado; pla-

gioclasa idiomorfa y biotita. La matriz microcristalina está formada por los mismos minerales. Accesorios son: circones idiomorfos, apatito, anatasa, rutilo, epidota, clorita, moscovita y minerales opacos.

#### 2.5.4 Dolerita olivínica de Punta Boa (e)

En la costa S de la ría de Muros y Noya, 0,2 km al SW de Punta Boa, y entre los niveles de pleamar y bajamar, aflora un dique de dirección sensiblemente paralela a la costa (SW—NE), de dolerita olivínica. ARPS, indica en su obra repetidamente citada que pueden encontrarse cantos de estas rocas dentro de los sedimentos cuaternarios de Punta Barquiña.

Presentan texturas granudas con tendencia subofítica. Están compuestos por: plagioclasa + olivino + clinopiroxeno + nefelina.

Como accesorios: Biotita, rutilo, analcima, apatito, zeolitas y opacos.

La plagioclasa es tabular, idiomorfa e hipidiomorfa, maclada y zonada, se dispone entrecruzada dejando huecos o cavidades rellenas por nefelina y analcima secundarias. El clinopiroxeno es titano augita a veces zonada y maclada. Se presenta rodeando a los fenocristales de olivino y a veces lo incluye, formando texturas coroníticas en las que éste es el núcleo. El olivino está poco transformado. En general son muy frecuentes las texturas ofíticas e interseccionales.

Estas doleritas no están datadas, siendo sin duda post-hercínicas, ARPS, (1970), les atribuye una probable edad cretácica. Sin embargo la apertura del Atlántico Norte comienza con una etapa de distensión durante el Triásico Superior por lo que estas doleritas podrían corresponder a este período.

### 3 TECTONICA

#### 3.1 INTRODUCCION

Los materiales de esta región, que se incluyen dentro de la zona V definida por MATTE en 1968, han sido afectados por una tectónica poli-fásica de edad hercínica. Diferentes autores lo han puesto en evidencia siendo los trabajos más interesantes los de FLOOR, DEN TEX, SHACKLETON y ARPS.

Se reconocen deformaciones originadas por dos fases principales de

plegamiento, y otras debidas a fases tardías de menor entidad, que dan lugar sobre todo a fracturación.

Algunas aportaciones apuntan hacia unos posibles deformación y metamorfismo de edad prehercínica, cuyas estructuras han sido casi totalmente obliteradas por las deformaciones hercínicas. A lo largo del presente trabajo no se han encontrado criterios tectónicos que evidencien dichos procesos antehercínicos.

Posteriormente al hercínico sólo merece destacarse la reactivación de algunas fracturas tardihercínicas, con la intrusión de un cortejo de rocas filonianas y los pequeños movimientos eustáticos durante el Cuaternario.

## 3.2 DEFINICION DE LAS DIFERENTES UNIDADES

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

– Complejo de Noya, llamada por otros autores Complejo Antiguo (PARGA PONDAL) o Fosa Blastomilonítica y Polimetamórfica (FLOOR, DEN TEX, ARPS, etc).

– El resto de los materiales que conforman la Hoja, a ambos lados del complejo, que hemos denominado dominio migmatítico y de las rocas graníticas Grupo de Lage y que siguiendo el modelo aloctonista constituirían el autóctono en el que se emplease la unidad de Noya.

A lo largo de este capítulo describiremos las características tectónicas individualizándolas para ambos conjuntos.

## 3.3 FASES DE DEFORMACION

### 3.3.1 Primera fase de deformación ( $F_1$ )

Durante ella las rocas fueron fuertemente plegadas, desarrollándose una esquistosidad  $S_1$  de flujo que es la más importante y penetrativa de la región. En el ámbito de la Hoja no se han observado macroestructuras correspondientes a esta fase, en parte por la mala calidad de los afloramientos y la complejidad de las intrusiones, pero sobre todo porque seguramente todo este área se encuentra sobre el flanco normal de un gran pliegue isoclinal acostado.

En los metasedimentos de fuera de la unidad de Noya se han podido estudiar algunos pliegues menores de  $F_1$ , por ejemplo en los esquistos de la

playa de Arnela (x: 164.030; y: 913.550), son micropliegues, de escala centimétrica, de la clase 1C y 2 de RAMSAY (1967), sus ejes tienen una dirección aproximada N 25 a 40 W. También en la zona de Abelleira (x: 163.600; y: 923.940) (N de la ría) AVE LALLEMANT (1965), cita ejes de micropliegues de fase 1 subhorizontales claramente visibles con desarrollo de una  $S_1$  de plano axial-cleavage subvertical. En este área la esquistosidad  $S_1$  de flujo está replegada, pero mantiene una dirección sensiblemente paralela a N 35 W. En los gneises glandulares se pueden medir también lineaciones de estiramiento mineral provocadas por esta fase, esta lineación está marcada por las colas de presión que crecen a ambos lados de las glándulas de feldespatos, suelen ser concordantes con la dirección general NNW–SSE.

Dentro del Complejo de Noya no se han encontrado pliegues ni mayores ni menores correspondientes a esta primera fase pero sí una esquistosidad de flujo  $S_1$  muy penetrativa y que afecta por igual a los paragneises y a los ortogneises biotíticos, manteniéndose muy constante en dirección aproximada N 10 a 30 W. Esta esquistosidad sería para DEN TEX (1966, 1967), FLOOR (1966, 1967) y ARPS (1970) la responsable de la blastomilonitización de las rocas de la fosa. Se encuentran abundantes lineaciones de estiramiento mineral, tanto en los gneises biotíticos, en los que se observan por las recristalizaciones de cuarzo en las colas de presión de los feldespatos y por la disposición en forma de lápices de los agregados de biotita, como en los paragneises, en los que se observa el estiramiento de los metablastos de plagioclasa albitica, oligoclasa. Todas estas lineaciones tienen una dirección aproximada N–S.

### 3.3.2 Emplazamiento del Complejo de Noya

Posteriormente al desarrollo de los pliegues de la primera fase, debió tener lugar el emplazamiento de los materiales que constituyen el Complejo de Noya. El contacto entre ambas unidades estaría en principio constituido por un plano de cizalla subhorizontal actualmente plegado por las fases posteriores. En el borde E se pone en contacto la unidad con las series metasedimentarias de probable edad Ordovícido-Silúricas. En el borde W el contacto lo hace con las mismas series, pero es menos visible por coincidir casi exactamente con el borde W de la granodiorita precoz, que intruye posteriormente al emplazamiento de la unidad en el flanco W de la misma, siguiendo una importante zona de fractura.

La deformación asociada al emplazamiento de esta unidad, es sólo visible localmente, debido a la importancia de la segunda fase en la región, de todos modos al microscopio, pueden observarse micropliegues isoclinales

que trasponen casi completamente la  $S_1$  estando a su vez deformados por la  $S_2$ . En el terreno no se han encontrado criterios que permitan poner en evidencia la dirección y desplazamiento de esta unidad, pudiendo provenir tanto del N como del W, esta última hipótesis es la sostenida por RIES y SHACKLETON (1971). En cualquier caso esta unidad se emplaza antes de la aparición de los granitos de dos micas y granodioritas precoces, puesto que intruyen en ella.

### 3.3.3 Segunda fase de deformación ( $F_2$ )

Esta segunda fase de plegamiento da lugar a dos grandes megaestructuras en la Hoja, cuyo trazado lleva una dirección aproximada NNW–SSE. Son de W a E:

– Una antiforma cuyo núcleo son los gneises glandulares del dominio migmatítico, en la zona central de la Hoja. Su traza axial lleva una dirección aproximada N 30 W, tiene gran continuidad al N, al otro lado de la granodiorita tardía de Pando, atravesando la Hoja de Outes (03-07) y teniendo su cierre periclinal en la de Camariñas (03-06). Se observa en los afloramientos de ambas orillas de la ría de Noya, hacia el S se va cerrando, no pudiéndose establecer claramente su traza o cierre, debido a la gran complejidad de las intrusiones y fracturas, así como, a la intensa migmatización que afecta al tercio SE de la Hoja.

– Una sinforma, que aparece dentro del Complejo de Noya con dirección N 15 W y que marcaría la estructura principal de ésta en toda su longitud. En el N de la Hoja su traza pasaría entre las dos bandas de ortogneises biotíticos, que se unen al N del granito del Confurco y vuelven a aflorar en dos pequeñas bandas al S del mismo, la traza pasaría entre ellas y continuaría hacia el ángulo SE de la Hoja. Esta sinforma es más apretada que la antiforma anterior lo que está en consonancia con el hecho de que ésta sea la zona en que el Complejo de Noya tiene una anchura menor (aproximadamente 5 Km).

Al E de esta sinforma y fuera ya del Complejo, la Hoja acabaría en el flanco normal de otro anticlinal, en cuyo núcleo estarían los gneises glandulares que afloran en el ángulo NE.

Son pliegues asimétricos de geometría cilíndrica, subverticales o vergentes al E, que han podido ser cartografiados en base a criterios de intersección  $S_1/S_2$  en los metasedimentos y buzamiento de la foliación primaria de los ortogneises.

En los metasedimentos de fuera del Complejo se observan micropliegues

en chevron de plano axial subvertical o vergentes al E que a veces pliegan a los micropliegues de  $F_1$ . Son más fáciles de observar que estos últimos por la presencia de venas de cuarzo replegadas, cuyo plano axial coincide con la esquistosidad de crenulación  $S_2$  a la que esta fase da lugar. La  $S_2$  puede ser localmente muy penetrativa, aunque generalmente lo es menos que la  $S_1$ . La intersección de ambas produce lineaciones de dirección N 20 a 40 W con pequeños ángulos de cabeceo al NW y SE.

Las rocas graníticas de este dominio les afecta también la  $F_2$ . A la granodiorita precoz le imprime una foliación con reorientación de los megacristales de feldespatos, a los granitos moscovíticos tipo Tremuzo una fuerte lineación de estiramiento mineral acusada en las moscovitas, y a los granitos de dos micas una foliación en general muy marcada, en zonas llegan a ser una auténtica gneisificación, algunos autores les han denominado granitos filoníticos. Hacia el W la deformación es paulatinamente menor, incluso hay zonas en las que estos granitos están prácticamente indeformados. En las rocas migmáticas la  $F_2$  es difícil de observar ya que la enmascaran las diferentes estructuras de movilización debidas a los procesos de migmatización, de todas formas parece ser la responsable del bandeado y foliación de los paleosomas melanocráticos, constantemente dirigidos NNW–SSE.

Dentro del Complejo de Noya se observan pliegues menores, asociados a la sinforma mayor de esta fase, que afectan por igual a los paragneises y a los ortogneises biotíticos. En los paragneises se observa una esquistosidad de crenulación  $S_2$  bastante generalizada de dirección N 10 a 30 W y mayor buzamiento que la  $S_1$ , a la que corta produciéndose lineaciones de intersección. Son frecuentes también micropliegues tipo chevron apretado con el plano axial subvertical. En los ortogneises sólo se aprecia localmente la  $S_2$ .

### 3.3.3.1 *Deformación por cizalla*

La Hoja se encuentra dentro de la zona de cizalla dextra Malpica-Vigo, IGLESIAS, et al. (1979). Durante la segunda fase de deformación y contemporáneamente a la aparición de las estructuras de plegamiento, se puede poner en evidencia que el régimen de deformación, durante la misma, era una cizalla simple fundamentalmente dextra, que dio lugar a la aparición de una serie de microestructuras visibles sobre todo en los granitoides sincinemáticos (granodioritas precoces y granitos de dos micas). En ellos aparecen una serie de planos de cizalla cuyo espaciado varía según la intensidad de deformación, entre éstos puede observarse, cuando la deformación no es muy pronunciada, la existencia de otra serie de planos de aplastamiento de forma sigmoide; en el ángulo entre ambas varía de 0 a 45°. La dirección de

los primeros se mantiene casi constante en la Hoja con un rumbo medio N-S, con pendientes medias de unos 70° al W aunque éstas varíen localmente.

Conjugadas con estas cizallas dexas suelen aparecer otras senestras con un ángulo aproximado de unos 45°. Sobre los planos de cizalla aparece siempre una lineación muy acusada, aproximadamente subhorizontal, estas lineaciones son estrías de deslizamiento.

Los contactos entre los granitoides y las rocas encajantes se presentan en general siguiendo las direcciones medias de los planos de aplastamiento ( $S_2$ ), puede observarse también que los contactos entre las diferentes facies de los granitos de dos micas siguen igualmente esta dirección, así como los enclaves de materiales metamórficos dentro de los granitoides.

Estos planos de cizalla se van espaciando hasta desaparecer gradualmente al W del contacto entre las facies de granitos de dos micas de grano grueso (tipo Barbanza) y de grano fino (tipo Muros), en este último y al W de él sólo aparecen los planos de aplastamiento.

En los gneises glandulares aparecen también estos planos de cizalla que deforman a la foliación de fase 1.

En los metasedimentos tanto del Grupo de Lage como del Complejo de Noya, esta segunda fase de deformación además de las estructuras ya descritas, imprime pliegues de tamaño no superiores a algunos centímetros, con ejes curvos verticales o con fuertes pendientes al N o al S, acompañando a estos pliegues pueden verse también pequeñas cizallas secundarias.

### 3.4 FRACTURAS

Dentro de la Hoja hay dos generaciones de fracturas:

– Las más antiguas son las fallas normales de dirección aproximada NNW-SSE que limitan del Complejo de Noya. No se trata en cada borde de una gran falla única sino de sistemas de fallas escalonadas. El sistema del borde W es aprovechado por el magma granodiorítico para intruir por él fosilizándolo. Por ello este límite del Complejo de Noya es neto mientras en el borde E al estar escalonado se pone gradualmente en contacto los paragneises y esquistos del Complejo de Noya con los esquistos más pelíticos de fuera. Este borde E ha sido interpretado a escala regional como falla directa por DEN TEX y FLOOR (1966) y como cabalgamiento por RIES y SCHAKLETON (1971).

– Debido a los últimos esfuerzos hercínicos se originan en todo el macizo hespérico dos sistemas de fracturas conjugados de dirección NW-SE

y NE–SW, que cortan, fundamentalmente los segundos, netamente las estructuras creadas por las sucesivas fases de deformación hercínica.

Algunas de las fracturas más importantes en la región de dirección NW–SE, son fracturas con movimiento en la horizontal “decrochément” que actúan en general de forma dextral, y que pueden haber aprovechado las fracturas antiguas preexistentes.

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

#### 4 HISTORIA GEOLOGICA

El estudio geológico de la Hoja de Noya, no aporta los datos suficientes para establecer que los materiales que la conforman hayan sufrido un ciclo anterior al Hercínico.

Los materiales más antiguos que afloran en el área son los paragneises, esquistos y paraanfíbolitas, que forman parte del Complejo de Noya. Probablemente se depositaron, como sedimentos grauváquicos, durante un largo período de sedimentación. Por comparación con otras series (Villalba, esquisto-grauváquico, etc.) de la cadena, podrían tener un carácter turbidítico, y su sedimentación tiene lugar durante el Precámbrico Superior, pudiendo llegar hasta el Cámbrico Inferior.

Para FLOOR (1966) y ARPS (1970), estos sedimentos tienen trazas de haber sufrido deformación y metamorfismo antes de la orogenia hercínica; tales son la presencia de relictos de estauroлита reabsorbidos dentro de cristales de andalucita hercínicos, o granates incluidos en los metablastos de plagioclasa de algunos paragneises y anfíbolitas.

Posteriormente, en el Ordovícico Superior, 460-430 m.a., PRIEM et al. (1970), en estas series se emplazaron, en forma de intrusiones tabulares una serie de cuerpos graníticos calco-alcalinos hasta peralcalinos. Más tarde tuvo lugar la intrusión de diques y sills básicos, que son las actuales ortoanfíbolitas.

Las series metasedimentarias de fuera del Complejo de Noya, tienen un grado de metamorfismo, tanto regional como de contacto, que no ha permitido la conservación de estructuras sedimentarias, por comparación con otras series situadas más al E de Galicia podría tratarse de series de plataforma más o menos somera, y probablemente tener una edad Ordovícico-Silúrico.

Dentro de este dominio es notable la presencia de los gneises glandulares que podría tratarse de un zócalo granítico antiguo o bien ser intrusión en dichas series metasedimentarias del Grupo de Lage.

#### 4.1 EVOLUCION HERCINICA

En la primera fase ( $F_1$ ) de la orogenia hercínica, las rocas sufrieron una intensa deformación, así, mientras los metasedimentos fueron fuertemente replegados, los granitos de grano grueso y megacrístales fueron filonitizados a gneises glandulares de grano grueso y los granitos biotíticos milonitizados a gneises miloníticos.

Esta primera fase de deformación ( $F_1$ ) fue acompañada por un metamorfismo plutónico de tipo Abukuma, FLOOR (1966) y OEN ING SOEN (1970), que produjo distintos resultados en los diferentes niveles en los que actuó. En la zona central que actualmente ocupa el Complejo de Noya, este metamorfismo de baja presión produjo la recristalización metablástica de los esquistos y paragneises, y a los ortogneises miloníticos los convirtió en bastomiloníticos. Por correlación y datación absoluta en otros complejos catazonales como Ordenes y Sobrado, a este proceso se le asigna una antigüedad de 350 millones de años, Devónico Superior a Carbonífero Inferior. Fuera de esta zona, en niveles más bajos del Orogeno, tuvo lugar una migmatización, más intensa cuanto más profundo sea el nivel, y que llevó en las zonas profundas a la anatexia.

Fue la interfase  $F_1-F_2$  cuando para ambas teorías, autoctonista y aloctonista, tuvo lugar la implantación de los materiales del Complejo de Noya:

- Según el modelo autoctonista, en dicha interfase y durante un período relativamente corto de tensión crustal, que reactivó las fracturas preexistentes y originó otras nuevas; se produjo la subsidencia de la zona central (graben tectónico), formándose así la fosa blastomilonítica.

- Para los aloctonistas se produjo, el cabalgamiento de uno o varios mantos de material precámbrico y paleozoico, proveniente probablemente del NW, por toda la región y que han dejado gran cantidad de klippen de todos los tamaños, uno de los cuales sería el Complejo de Noya.

Casi simultáneamente a la implantación de dicho Complejo y aprovechamiento las zonas de debilidad causadas por las fallas que la delimitan, intruyó la serie de las granodioritas precoces. En la Hoja este magma granodiorítico, ocupa un largo cuerpo en el W del Complejo, pero también en el E de la misma se produjeron emplazamientos más pequeños, de ellos hay un representante en el ángulo NE.

Esta serie granodiorítica tiene tres miembros con un origen comagmático:

1.º— Los precursores básicos de carácter cogenético composición diorítica o granodiorítica.

2.º— La granodiorita con megacristales que engloba a los anteriores y tiene abundantes xenolitos de orto y paragneises de la unidad de Noya, y

3.º— La más tardía diferenciación de la cámara magmática constituida por dos cuerpos de granito moscovítico (Tremuzo). Esta serie tiene una edad comprendida entre 290-310 millones de años (Carbonífero Medio Westfaliense).

A continuación y coincidentes con el inicio de la segunda fase de deformación hercínica ( $F_2$ ), los productos de la anatexia penetran a la serie migmática (más superficial) y a las granodioritas, bajo la forma de las facies sucesivas de granitos de dos micas. Son sincinemáticos y autóctonos o para-autóctonos.

Esta serie de los granitos de dos micas en la Hoja está representada por dos de sus miembros, el granito de Barbanza, de grano medio a grueso, y el granito de Muros, de grano fino a medio, ligeramente posterior.

Tienen muchas apófisis por toda la zona menos en la parte N de la fosa blastomilonítica.

La tercera fase de deformación ( $F_3$ ), poco después de la  $F_2$ , tuvo escasa intensidad y probablemente llevó consigo la implantación de la mayor parte de las venas de cuarzo y pegma-aplitas, a favor de las fracturas y diaclasas. Fue posiblemente acompañada de un retrometamorfismo bajo facies de esquistos verdes, DEN TEX (1978).

Las últimas manifestaciones magmáticas de la orogenia hercínica, son las de los granitos post-cinemáticos, granodioritas tardías de Pindo y Pando y el granito de dos micas y megacristales del Confurco. Coetáneos deben ser también los diques de microgranito porfídico. Las dataciones de los granitos biotíticos del W de Galicia y N de Portugal les asignan  $280 \pm 11$  millones de años, PRIEM et al. (1970).

Los últimos esfuerzos hercínicos originan, así como en todo el macizo Hespérico, dos sistemas de fracturas conjugadas, de direcciones NE-SW y NW-SW, PARGA (1969). En la Hoja alcanza mayor desarrollo el sistema NE-SW.

Muy posterior es la implantación de las doleritas olivínicas de Punta Boa, de posible edad Cretácica.

Existe finalmente, un pequeño basculamiento, de edad probablemente post-miocena, que junto a la alternancia climática bastante acusada da lugar al desarrollo de diversos procesos morfogenéticos: escavación de la red hi-

drográfica actual, intensa erosión con el consiguiente recubrimiento y la formación de diversos depósitos de régimen fluvial y costero.

## 5 GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1 MINERIA

La Hoja núm. 7 (Santiago de Compostela) del Mapa Metalogénico de España, escala 1:200.000, cita un total de 13 indicios mineros dentro de la Hoja de Noya.

Se trata en su mayor parte de manifestaciones filonianas de minerales metálicos (principalmente sulfuros), concretamente En, W, Nb y Ta, (también existe un pequeño indicio de Ni en el granito de Muros). De estos existen dos pequeñas labores, hoy improductivas, situadas una en el Dominio migmatítico y de las rocas graníticas, en el término municipal de Boiro (1), que explotó W y la otra en el Complejo de Noya, en el término de Noya (2) de Sn y W.

Existen además dos indicios de silicatos industriales, uno en Puerto de Son (3) con una pequeña explotación estacional de caolín, y el otro de andalucita inexplorado.

No se han estudiado suficientemente los posibles recursos minerales existentes en la Hoja, es posible que haya menas metálicas de interés, relacionadas con los grandes afloramientos de granito de dos micas, así como con los abundantes diques de cuarzo y pegmaaplititas que la atraviesan, algunos de los cuales podrían tener importantes mineralizaciones como ocurre en las minas de San Finx (4), en la vecina Hoja de Padrón (04-08).

### 5.2 CANTERAS

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

---

(1) Boiro. Explotación de W: x: 174.100; y: 913.600.

(2) Noya. Explotación de Sn y W: x: 175.800; y: 921.500.

(3) Puerto de Son. Explotación Kao: x: 165.300; y: 914.800.

(4) San Finx. Término de Lousame, explotación Sn y W: x: 179.800; y: 917.300.

Existen diversas canteras abandonadas a lo largo de la superficie de la Hoja y además 4 actualmente en explotación, cuya ubicación es:

– En el Puente de Don Alonso (x: 175.600; y: 925.460), municipio de Outes, extraen áridos naturales (arenas), dragando la desembocadura del Tambre a la ría de Muros y Noya.

– Puerto del Son (x: 164.300; y: 913.350), cantera de granitos de Barbanza.

– Carretera vecinal del Monte Iroite, cerca de Moimenta (x: 173.280; y: 913.240). Cantera en granito de Barbanza y granodiorita precoz.

– Cantera de Mesón Frío, término de Lousame (x: 174.660; y: 917.300), en los ortogneises biotíticos del Complejo de Noya.

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

Es de destacar el potencial interés, como rocas ornamentales, de las granodioritas tardías de Pando y Pindo, de color rosado.

## 5.3 HIDROGEOLOGIA

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

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

### 5.3.1 Materiales metasedimentarios, principalmente esquistosos

Se agrupan aquí tanto los paragneises del Complejo de Noya, como los esquistos del Grupo de Lage. Afloran, con mayor o menor grado de alteración, aproximadamente en el 20 por ciento de la superficie emergida de la Hoja. Tienen una permeabilidad primaria prácticamente nula y dado que se alteran a materiales detríticos finos, mayoritariamente arcillosos, su permeabilidad secundaria es bastante baja. Dicha permeabilidad sólo aumenta a favor de las superficies de discontinuidad, en su mayor parte de origen tectónico (esquistosidades, diaclasas y fracturas).

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

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

### 5.3.2 Rocas ígneas

Las diferentes rocas graníticas, granodioríticas y ortogneísicas que afloran en la Hoja ocupan aproximadamente el 70 por ciento de la superficie emergida de la misma. Su permeabilidad primaria es nula, la secundaria está ligada al grado de tectonización pudiendo ser semipermeable por fisuración. Sus condiciones de drenaje, debido a su morfología son óptimas por escorrentía superficial a favor de los planos de diaclasamiento. Las zonas meteorizadas pueden constituir acuíferos superficiales de escasa importancia. El riesgo de contaminación es bajo en estos materiales.

### 5.3.3 Depósitos cuaternarios

Ocupan aproximadamente un 10 por ciento de la superficie emergida de la Hoja. Podemos distinguir:

- Depósitos litorales e indiferenciados, que presentan buenas características para ser mantos acuíferos pero que por su morfología y escasa potencia sólo pueden constituir pequeñas reservas estacionales de poca importancia. Las playas y marismas no son explotables por la contaminación de aguas salobres.

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

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

De todo lo dicho podemos resumir que la Hoja en su conjunto no tiene grandes posibilidades hidrogeológicas, aunque puntualmente éstas pueden ser interesantes. Para el abastecimiento de agua es más importante el aprovechamiento de la hidrología de superficie, dado que la precipitación media anual en esta zona de Galicia es superior a los 1.200 mm, con una oscilación pluviométrica acusada (datos climáticos del Mapa Geotécnico General del IGME, Hoja núm. 7, Santiago de Compostela).

## 6 BIBLIOGRAFIA

- ABRIL HURTADO, J.; APALATEGUI ISASA, O.; PLIEGO DONES, D.V. (1976).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 95 (El Pino)". Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). *IGME*. Madrid.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; MARTINEZ GARCIA, E. (1973).— "Presencia de una fase de deformación probablemente prehercínica en el Noroeste y Centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca)". *Separata Studra Geológica VI*. pp. 29-48.
- ALONSO ALONSO, J.L.; GONZALEZ GONZALEZ, J.C. (1978).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 44 (Carballo)". Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). En prensa. *IGME*. Madrid.
- ALONSO ALONSO, J.L.; GONZALEZ GONZALEZ, J.C. (1978).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 69 (Santa Comba)". Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). En prensa. *IGME*. Madrid.
- ANTHONIOZ, P.M. et FERRAGNE, A. (1978).— "Le Precambrien polymetamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Península Ibérique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne?". *Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, 27, pp. 23-41. (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal). Ediciones del Castro. Sada. La Coruña.
- ARPS, C.E.S. & KLUYVER, H.M. (1969).— "Sedimentology of the North-Western shores of the Ría de Arosa (NW Spain)". *Leidse Geol. Med.*, 37, pp. 135-145.
- 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) with emphasis on circon investigations". *Leidse Geol. Med.*, 46, pp. 57-155.
- ARPS, C.E.S.; CALSTEREN, P.W.C. VAN; HILGEN, J.D.; KUIJPER, R.P. and DEN TEX, E. (1977).— "Mafic and related Complexes in Galicia: An Excursion Guide". *Leidse Geologische Mededelingen*. Deel 51, A. Flevering 1, pp. 63-94.
- AVE LALLEMANT, H.G. (1965).— "Petrologie, petrofabrics and structural geology of the Sierra de Outes-Muros region (La Coruña, Spain)". *Leidse Geol. Med.*, 33, pp. 147-175.
- BARROIS, C. (1882).— "Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de La Galicie (Espagne)". *Mém. Soc. Geol. du Nord.*, 2, 1. 630 p.
- CAPDEVILLA, R. (1969).— "Metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord orientale (NW de l'Espagne)". *Universite de Montpellier. These doctoral*. pp. 1-426.

- CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970).— "Les differents types de granites herciniens et leur distributions dans le aort ouest de l'Espagne". *Bol. Geol. Min.* 81, 82, 83, pp. 215-225.
- DIEZ BALDA, M.A.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977).— "La deformación hercínica en los materiales paleozoicos al Sur de Salamanca". *Separata de Stvdra Geológica XII*. pp. 91-108.
- ENGELS, J.P.; HUBREGTSE, J.J.M.W.; FLOOR, P.; TEX E. DEN (1974).— "Precambrian Complexes in the hercinian Orogen of the Northwestern Iberian Peninsula". *PICG. — Precambriem des zones móbi-les de l'Europe, Conference Liblice 1972*, Praga 1974.
- FLOOR, P. (1966).— "Los metasedimentos y gneis graníticos antehercinianos". *Leidse. Geol. Meded.* Vol. 36, pp. 223-234.
- FLOOR, P. (1966).— "Petrology of an aegyrine riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif: the Galineiro and surrounding areas, Vigo, Spain". *Leidse. Geol. Med.* 36, pp. 1-204.
- GALAN ARIAS, J.; ALDAYA VALVERDE, F.; RUIZ ARIAS, F. (1978).— "Memoria y Hoja geológica núm. 45 (Betanzos)". Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). En prensa. *IGME*. Madrid.
- GRAAFF, W.P.F.H. DE. (1962).— "Petrografische scriptie". *M. Sc. thesis. Leiden. Univ.*, unpublished.
- HERNANDEZ SAMPELAYO (1942).— "El Sistema Siluriano. Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* núm. 45, pp. 789.
- HERNANDEZ URROZ, J.; DIVAR RODRIGUEZ, J.; DIEZ BALDA, M.A.; MARTINEZ CATALAN, J.R. (1978).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 70 (Ordenes)". Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). En prensa. *IGME*. Madrid.
- HILGEN, J.D. (1971).— "The Lalín unit: a new structural element. in the hercinian orogen of Galicia (NW Spain)". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 74, pp. 398-407.
- HUBREGTSE, J.J.M.W. (1973).— "High-grade metamorphic rocks of the Mellid área Galicia (NW Spain)". *Leidse. Geol. Meded. Deel.* 49, pp. 9-31.
- IGLESIAS, M.; CHOUKROUNE, P. (1979).— "Shear zones in the Iberian Arc". *International Conference on Shear zones in rocks*. Barcelona. Mayo 1979, en prensa.
- IGME. División de Geolobía.— "Hoja Geológica núm. 69 (Santa Comba)". Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Primera Serie). *IGME*. Madrid.
- IGME. División de Geología (1961).— "Hoja Geológica núm. 70 (Ordenes)". Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Primera Serie). *IGME*. Madrid.

- IGME. División de Geología (1971).— "Hoja Geológica núm. 7 (Santiago)". Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. *IGME*. Madrid.
- IGME. División de Geología (1973).— "Hoja núm. 7 (Santiago)": Mapa de Rocas Industriales. E. 1:200.000. *IGME*. Madrid.
- IGME. División de Geología.— "Hoja núm. 7 (Santiago)". Mapa Geotécnico General, E. 1:200.000. *IGME*. Madrid.
- KOLDIJK, W.S. (1968).— "Bottom sediments of the Ría de Arosa" (Galicia, NW Spain). *Deel. 37*, pp. 77-134.
- KONING, H. (1966).— "Les types des roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galicie (Espagne)". *Leidse. Geol. Med.* 36, pp. 235-242.
- KOSTER VAN GROSS, A.F. (1962).— "Verslag van un petrografische Kartering". *M. Sc. thesis. Leyden. Univ.*, unpublished.
- MACPHERSON, J. (1881).— "Apuntes petrológicos de Galicia". *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 10, pp. 49-87.
- MACPHERSON, J. (1886).— "Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia". *Ibid.* 15, pp. 165-203.
- MATTE, PH. (1969).— "La structure de la virgations hercynienne de Galicie (Espagne)". *Geol. Alpine*. t. 44, pp. 1-125, 128 figs., 3 láms. Grenoble.
- MATTE, PH.; CAPDEVILA, R. (1978).— "Tectonique en grans plis couchés en plissements superposes d'age hercynien dans la serie de Ordenes-Betanzos (Galice Occidental). Geología de la parte Norte del macizo Ibérico". *Ed. homenaje a I. Parga Pondal. Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm. 27. Ediciones del Castro. Sada (La Coruña).
- MEHNERT, K.R. (1968).— "Migmatites and the origin of granitic rocks". *Elsevier. Publ. Com. Amsterdam*, pp. 393.
- MEERBEKE, G.L.E. VAN; HILGEN, J.D. and FLOOR, P. (1973).— "Preliminary results of the investigation of the Central Galician schist area" (Prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain). *Leidse. Geol. Meded. Deel.* 49, pp. 33-37.
- MONTESERIN LOPEZ, V.; FERNANDEZ POMPA, F. (1973).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 21 (La Coruña)": Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). *IGME*. Madrid.
- NAVAL BALBIN, A.; IGLESIAS P. DE LEON, M. y RUIZ ARIAS, F. (1978).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 46 (Guitiriz)". Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). En prensa. *IGME*. Madrid.
- NONN, H. (1966).— "Les regions cotieres de la Galice (Espagne)". *Publications Fac. des lettres. Univ. Strasbourg*. T. III, pp. 1-591.

- NONN, H. (1967).— “Representación de algunos depósitos superficiales en el Occidente de Galicia”. *Not. y Com. del IGME*. T. 95, pp. 89-105.
- OEN ING SOEN (1960).— “The intrusion mechanism of the late-Hercynian post-tectonic granite plutons of northern Portugal”. *Geol. Mijnb. NW*. Serie 22, pp. 257-296.
- OEN ING SOEN (1970).— “Granite intrusion, folding and metamorphism in Central northern Portugal”. *Bol. Geol. Min.* 81, pp. 271-298.
- PABLO MACIA DE, J.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; IGLESIAS PONCE DE LEON, M.; HILGEN, J.D. (1978).— “Memoria y Hoja Geológica núm. 71 (Sobrado de los Monjes)”. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). En prensa. *IGME*. Madrid.
- PARGA PONDAL, I. (1956).— “Nota explicativa del mapa geológico de la parte NW de la provincia de La Coruña”. *Leidse. Geol. Med.* 21, pp. 468-484.
- PARGA PONDAL, I. (1958).— “El conocimiento geológico de Galicia”. *Ed. Citania*. Buenos Aires, 19 p.
- PARGA PONDAL, I. (1960).— “Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia”. *Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp.* 59, pp. 33-358.
- PARGA PONDAL, I. (1963).— “Mapa petrográfico estructural de Galicia”. *Inst. Geol. Min. Esp.*
- PARGA PONDAL, I. (1966).— “Contribuciones a la primera reunión sobre geología de Galicia y N de Portugal”. *Leiden Geol. Med.* núm. 36, pp. 207-210.
- PARGA PONDAL, I. (1967).— “Carte geologique du Nord-Ouest de la péninsule Ibérique (Hercynien et ant-hercynien)”. Escala 1:500.000. *Primera Reunión sobre la geología de Galicia y del Norte de Portugal* (1965). Servicios Geológicos de Portugal.
- PARGA, J.R. (1969).— “Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico”. *Trabajos de laboratorio geológico de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.
- PRIEM, H.N.A. et al. (1970).— “Dating events of acid. plutonism. through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula”. *Eclogae Geol. Helv.* 63, pp. 255-274.
- RAMSAY, J.G. (1967).— “Folding and fracturing of rocks”. *Mc Graw Hill Book*.
- RAUMER, J. VON (1963).— “Zur Tektonik und Genese des Nord-West-Spanischen Kernkristallins bei Noya (La Coruña)”. *Geotekt. Forsch.*, 17, pp. 1-63.
- RIBEIRO, A. (1970).— “Position structurale des massifs de Morais et Braganca (Tras-os-Montes)”. *Com. Ser. Geol. Portugal.* 104, pp. 115-138.

- RIES, A.C. y SCHACKLETON, R.M. (1971).— "Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal remnants of a Hercynian thrustplate". *Nature Physical Science*, vol. 234, pp. 65-68.
- SCHULZ, G. (1835).— "Descripción geognóstica del Reino de Galicia". *Impre. Hs. de Collado*. Madrid, pp. 52.
- TEX, E. DEN (1965).— "Metamorphic Lineages of orogenic plutonism". *Geol. Mijnb.*, 44, pp. 105-132.
- TEX, E. DEN (1966).— "Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline". *Leidse. Geol. Med.* 36, pp. 211-222.
- TEX, E. DEN (1978).— "El zócalo policíclico y su importancia en la evolución de la cadena varisca en Galicia Occidental". *Cuadernos Serv. Estudios Cerámicos. Sargadelos*, núm. 27, pp. 139-157. (Edición homenaje a Isidro Parga Pondal). Ediciones de Castro, Sada. (La Coruña).
- TEX, E. DEN & FLOOR, P. (1967).— "A blastomylonitic and polymetamorphic graben in Western Galicia (NW Spain)". In: *Etages tectonique Ed. La Baconnière. Neuchatel*. pp. 169-178.
- VAN CALSTEREN, C. (1977).— "Geochronological, Geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at cabo Ortegal and other pre-existing elements in the hercy basement of Galicia, (NW Spain)". *Th. Univ. Leyden. Leidse. Geol. Med.* Verhandeling N.R. 2. Z.W.O. Laboratorium voor isotopen geologie, Amsterdam.
- VAN CALSTEREN, C. and DEN TEX, E. (1978).— "An early Paleozoic rift system in Galicia (NW Spain)".  
Petrology and geochemistry of continental rifts. Ed. Neuman and Remberg. Vol. II. Tectonics and geophysics of continental rifts. N.A.T.O. advance study Institute series. Norway 1977.  
Publ. D. Reidel Publishing company. Dordrecht. Holland (1978).
- WINKLER, H.G.F. (1978).— "Petrogénesis de rocas metamórficas". *H. Blume Ediciones*.
- WOENSDREGT, C.F. (1967).— "Informe preliminar sobre los estudios petrográficos del extremo Occidental de Galicia". *Leid. Geol. Meded. Deel* 36, pp. 261-278.
- YPMA, P.J.M. (1967).— "Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia Occidental (España)". *Leidse. Geol. Meded.* 36, pp. 279-291.
- ZUUREN, A. VAN (1965).— "Mineragrafie, genese en economische geologie van de tin-en wolfram-mineralisatieste San Finx (Prov. La Coruña)" *M. Sc. Thesis, Leyden. Univ.* unpublished.
- ZUUREN, A. VAN (1969).— "Structural Petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)". *Leidse. Geol. Meded.* Vol. 45, pp. 1-71.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA