



# IGME

94

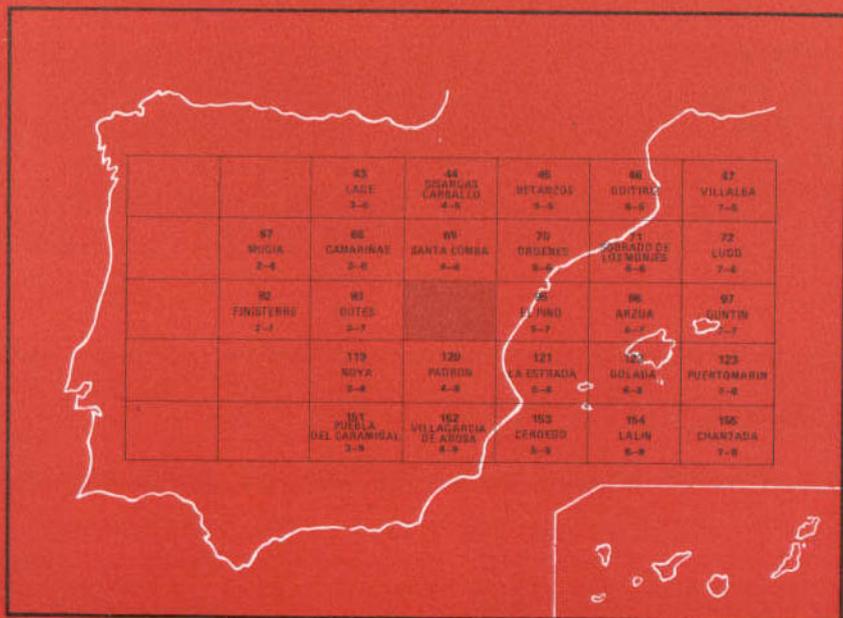
4-7

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# SANTIAGO DE COMPOSTELA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

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

**SANTIAGO DE  
COMPOSTELA**

**Segunda serie - Primera edición**

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

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por GEOPRIN, 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.G. de Pablo Maciá y J.R. Martínez Catalán (Departamento Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Salamanca).

*Colaboración y asesoramiento:* C.E.S. Arps (Universidad de Leiden).

*Petrografía y Memoria:* J.L. Barrera y F. Bellido.

También han intervenido en el estudio petrológico algunos alumnos de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid.

*Coordinación:* B. Calvo Pérez.

*Supervisión IGME:* A. Huerca 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:

- Muestrás 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 - 41954–1981

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

## 0 INTRODUCCION

### 0.1 SITUACION

La Hoja número 04-07/94 (Santiago de Compostela), correspondiente al M.T.N. a escala 1:50.000, se encuentra localizada en la provincia gallega de La Coruña.

La morfología de la Hoja está caracterizada por un relieve accidentado con abundantes montes, de laderas más o menos pendientes que no llegan a ser abruptas normalmente, distribuidos de un modo irregular. En ningún caso constituyen sierras, como lógica consecuencia de la distribución cartográfica inhomogénea de las rocas que ocupan su superficie. Las alturas máximas se alcanzan dentro del cuadrante NE, en los montes de Espiñeira con una cota máxima de 536 m. Como contraposición a este relieve, sólo existe una pequeña depresión con formas llanas y ocupada por sedimentos terciarios y cuaternarios en la zona de Bertamirans (cuadrante SE).

El río más importante es el Tambre que la atraviesa completamente con una dirección aproximada NE-SW y a cuya cuenca pertenece la mayor parte de la red hidrográfica de la Hoja. Únicamente su esquina suroriental vierte aguas a la cuenca del río Ulla.

Dentro de la superficie y próximo a su esquina SE se encuentra Santiago de Compostela, que da nombre a la Hoja y que representa hoy, desde un punto de vista histórico, cultural, político y económico, una de las más importantes localidades gallegas.

## 0.2 ANTECEDENTES GENERALES

Los primeros trabajos geológicos en el NW de la Península fueron realizados por SCHULZ en 1832, publicando en 1834 el "Mapa Petrográfico del Reyno de Galicia". Dentro de esta primera etapa de investigación, cabe citar también a BARROIS (1882) que establece las bases de la estratigrafía y a HERNANDEZ SAMPELAYO que aporta gran cantidad de datos sobre las faunas de los materiales del Ordovícico y Silúrico y realiza un mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000, publicado en 1942. Posteriormente CARLE (1945) presenta un mapa geotectónico del Occidente de Galicia.

Más recientemente hay que citar los de LOTZE (1945, 1956) y los de PARGA PONDAL (1956, 1958, 1960, 1963, 1964 y 1967) especialmente su mapa geológico de Galicia a escala 1:400.000 publicado en 1963 y sobre todo la "Carte geologique du Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique" a escala 1:500.000 publicado bajo su dirección y siguiendo los acuerdos tomados en la I Reunión sobre Geología de Galicia y del N de Portugal celebrada en 1965.

Es a partir de 1963 y con la publicación del mapa citado anteriormente en esta fecha por PARGA PONDAL, cuando comienzan a publicarse trabajos de más detalle, como son los de la Universidad de Leiden (Holanda), que desde 1954 venían trabajando en el Noroeste de la Península, bajo la dirección de SITTER (1955-1957), ROEVER (1956-1958) y den TEX (1959 en adelante), y los de MATTE y CAPDEVILA.

De estos trabajos hay que citar, por afectar más directamente al presente estudio, los de den TEX (1965, 1966, 1978), WARNAARS (1967), MATTE (1968), CAPDEVILA (1969), van ZUUREN (1969), ARPS (1970), MAASKANT (1970), RIES & SHACKLETON (1971), van CALSTEREN (1977), ANTHONIOZ & FERRAGNE (1978) y MATTE & CAPDEVILA (1978).

## 0.3 ENCUADRE GEOLOGICO

La presente Hoja se sitúa dentro de la zona III de LOTZE (1945), zona Galaico-Castellana, o de la zona Centro-Ibérica de JULIVERT et al. (1972)

o entre las zonas IV y V de MATTE (1968), zonas Galicia media-Tras os Montes y Galicia Occidental-NW de Portugal (Figura 1).

Tanto desde un punto de vista petrológico como estructural, la Hoja puede dividirse en tres dominios que en el presente trabajo han sido denomi-

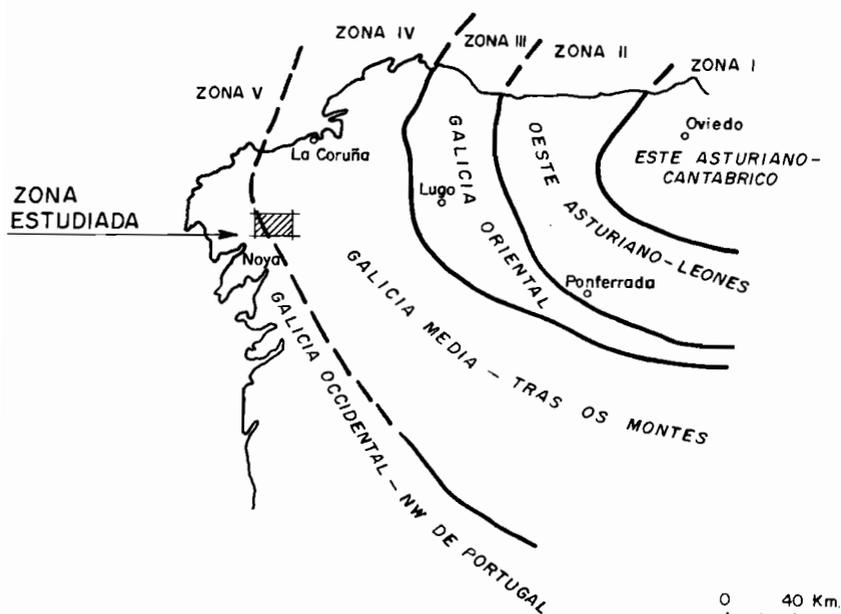


Fig. 1.— Las diferentes zonas paleogeográficas del NW de la Península Ibérica. MATTE (1968).

nados "Dominio del Complejo de Ordenes", "Dominio del borde externo del Complejo de Ordenes y del Complejo de Noya" y "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage".

El primero se localiza en dos estrechas franjas a lo largo del límite E de la Hoja. Forma parte del gran complejo polimetamórfico de Ordenes. Está compuesto por una serie de rocas máficas y ultramáficas que muestran signos de haber sufrido al menos un metamorfismo anterior al desarrollado durante la orogenia hercínica, de facies de más alto grado que el alcanzado por este último y más concretamente de facies granulita. Junto con este metamorfismo debió acontecer también una, o quizá más, fases de deforma-

ción. Encima de estas rocas se sitúan los Esquistos de Ordenes que constituyen una formación metasedimentaria típica del complejo que lleva este mismo nombre.

El "Dominio del borde externo del Complejo de Ordenes y del Complejo de Noya" lo constituyen dos zonas geográficamente separadas. Una consiste en una banda que bordea por el W al Complejo de Ordenes con una anchura media de 3 km aproximadamente y que correspondería a la primera parte del nombre dado a este dominio (Dominio del borde externo del Complejo de Ordenes). La otra se sitúa en la esquina NW de la Hoja con una extensión próxima a los 15 km<sup>2</sup>. Los límites de esta última zona no son precisos debido a la migmatización que presentan las rocas. Corresponde a la segunda parte del nombre del dominio (Complejo de Noya).

Los materiales que constituyen la primera zona son: esquistos que frecuentemente presentan niveles con porfiroblastos de albita, dos cuerpos de ortoneis biotítico de diferente extensión y un conjunto de rocas máficas definidas como metagabros y anfibolitas que afloran formando desde cuerpos masivos hasta delgados niveles. Los materiales que componen la segunda, presentan algunas diferencias con los de la primera, pero en conjunto, no parece plantear problemas graves el considerar a ambos equivalentes. Estas diferencias se concretan en que en esta última aparecen ortoneises con anfíbol (además de los biotíticos) que no se encuentran en la primera y en que no se han localizado afloramientos importantes de rocas máficas. Por otro lado las series metasedimentarias de ambas zonas parecen comparables a pesar de la migmatización, que presenten los metasedimentos de la esquina NW.

Además las rocas que componen esta segunda zona pueden hacerse corresponder también con los que constituyen el "Complejo de Noya" s.s. (según otros autores "Fosa blastomilonítica") definido más al W de la presente Hoja y el cual da nombre a esta zona, ya que las características petrológicas de los ortoneises y de los metasedimentos en ambas regiones parecen correlacionables.

El tercer dominio denominado "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage", corresponde con el definido por PARGA PONDAL (1960) como Grupo de Lage, por esta razón se le ha añadido este nombre a la denominación que en principio se le había asignado, de "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas". Está compuesto fundamentalmente por una serie metasedimentaria más o menos migmatizada; por los productos avanzados de la migmatización los cuales se han denominado genéricamente "granitoide migmatítico"; y por algunos afloramientos de ortoneises glandulares también migmatizados. También existen varios

cuerpos graníticos y granodioríticos intrusivos en las rocas anteriores, pero que en un sentido estricto no deben considerarse como pertenecientes a este dominio, ni a ninguno de los dos anteriores, ya que intruyen también el "Dominio del borde externo del Complejo de Ordenes y del Complejo de Noya".

## 1 ESTRATIGRAFIA

### 1.1 DOMINIO DEL COMPLEJO DE ORDENES

#### 1.1.1 Rocas metabásicas, inicialmente en facies granulita, en su mayor parte retrogradadas a facies anfíbolita ( $\Gamma$ )

Afloran únicamente junto al límite E de la Hoja y dentro de su mitad S. Forman parte de un cuerpo de mayores dimensiones que se extiende hacia el E y S, en las Hojas de El Pino y La Estrada. Su anchura de afloramiento en la Hoja alcanza como máximo 1 km y su longitud es de aproximadamente 5 km.

De acuerdo con su disposición estructural debe corresponder a la parte inferior del dominio.

En general son de color verde oscuro. A veces se presentan masivas. Cuando no poseen estas características se observa en ellas un plano de esquistosidad cuyo origen podría estar relacionado con una fase de deformación antehercínica. Localmente poseen bandeados formados por niveles melancratos ricos en anfíbol y leucocratos ricos en plagioclasa que suelen aparecer plegados, los cuales son, y debido seguramente a un proceso de deformación, y segregación.

Su tamaño de grano varía entre fino y medio, pudiéndose en este caso distinguir los cristales de plagioclasa de los minerales ferromagnesianos.

En su parte septentrional dentro de la Hoja, aparecen estas rocas muy retrogradadas, como anfíbolitas de grano fino.

Su alteración da lugar a suelos de color naranja o rojo característico.

Son rocas máficas, que han sufrido metamorfismo de alto grado de facies granulita y que posteriormente han sido retrogradadas a facies inferiores. Pero esta retrogradación no ha sido uniforme, ocasionando un conjunto de rocas petrológicamente diferentes. A pesar de esta diferencia petrológica, pensamos en una misma unidad original para ellas y así han sido representadas en la cartografía.

Su edad resulta muy difícil de establecer. Únicamente utilizando criterios indirectos podemos hacer una aproximación a ella. Estos criterios podrían resumirse en la relación que existe entre estas rocas y los Esquistos de Ordenes, los cuales se sitúan estructuralmente encima de ellas y que en otras regiones próximas pero fuera de la presente Hoja (por ejemplo, Hoja núm. 71, Sobrado), existen argumentos que les atribuyen una edad Precámbrico-Cámbrico. Por tanto no parece muy arriesgado atribuir a esta formación una edad Precámbrica. Por otro lado las dataciones realizadas por van CALSTEREN (1977) no aportan ninguna precisión más sobre este particular, ya que asignan una edad de 350 m.a. (Devónico Superior), para el final del metamorfismo antehercínico de facies granulita, que como ya se ha dicho han sufrido estas rocas.

### 1.1.2 Esquistos de Ordenes (PC-CA)

Aparecen representados en un sólo afloramiento situado en la parte central del límite E de la Hoja. Su extensión no debe sobrepasar los 8 km<sup>2</sup>.

Su alteración superficial es frecuente por lo que los buenos afloramientos son escasos.

Son rocas de color verde a gris con una marcada esquistosidad de flujo hercínico a veces crenulada por otra posterior, que corresponden a esquistos, esquistos micáceos y esquistos de cuarzo y feldespato que alguna vez intercalan niveles arenosos. Su espesor resulta hasta el momento imposible de precisar, pero en cualquier caso no deben sobrepasar los 500 m dentro de la Hoja.

Deben proceder de sedimentos de naturaleza arcillosa y grauváquica, fundamentalmente.

Para denTEX(1965) la edad de esta formación sería precámbrica. De todos modos, no existen argumentos definitivos que le puedan asignar una edad exacta. Únicamente, y utilizando criterios deducidos en regiones próximas (por ejemplo, Hoja núm. 71, Sobrado), se les ha atribuido una edad Precámbrico-Cámbrico.

## 1.2 DOMINIO DEL BORDE EXTERNO DEL COMPLEJO DE ORDENES Y DEL COMPLEJO DE NOYA

### 1.2.1 Esquistos y paraneises (PC-CAξ)

Se localizan en dos zonas dentro de la Hoja, la primera corresponde a una banda que bordea de N a S y por su parte Occidental al Complejo

de Ordenes, y que se encuentra dividida en dos partes por el ortoneis biotítico de este mismo dominio.

La segunda se sitúa en la esquina NW de la Hoja, ocupando una superficie que no sobrepasa los 15 km<sup>2</sup>. En esta zona la migmatización ha alcanzado cotas elevadas por lo que la identificación litológica de los materiales resulta muy difícil.

La serie, en general, está compuesta por esquistos de naturaleza pelítica y grauváquica y de paraneises por lo general de color gris más o menos oscuro. Destacan del conjunto, los esquistos con porfiroblastos de albita los cuales de alguna manera la caracterizan.

Presentan una esquistosidad de crenulación muy intensa, denominada en el presente trabajo S'<sub>1</sub>, llegando en algún caso, a borrar la S<sub>1</sub>.

Su edad, igual que en los Esquistos de Ordenes, resulta imposible de precisar, por no existir restos fósiles o cualquier otro criterio directo que lo permita. Por tanto los argumentos utilizados son parecidos a los seguidos para la formación anterior.

Teniendo en cuenta el carácter intrusivo de los ortoneises biotíticos en estas rocas y correlacionándolos con los del Complejo de Noya propiamente dicho (situado más al W de la región que nos ocupa), ya que sus similitudes petrológicas son evidentes, la datación de éstos podría ser utilizada como criterio para la delimitación de una edad, al menos aproximada.

Los ortoneises del Complejo de Noya han sido datados en su conjunto por van CALSTEREN (1977), asignándoles una edad de 462 m.a. lo cual sitúa su emplazamiento hacia la mitad del Ordovícico. Por tanto estos metasedimentos deben ser anteriores a esta edad, y no parece muy arriesgado el atribuirlos al Precámbrico-Cámbrico, más aún si tenemos en cuenta las similitudes con otras series del Macizo Hespérico datadas con estas edades.

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

#### 1.3.1 Esquistos (PC—Se)

Corresponden a todos los afloramientos de metasedimentos que se localizan fuera de los dominios anteriores. Su representación superficial es superior a la de las series metasedimentarias ya descritas y su distribución muy irregular.

Representan las zonas donde la migmatización no alcanzó el grado necesario para su transformación en rocas graníticas.

Lógicamente, los afloramientos representados en la cartografía corresponden a los cuerpos más importantes y de mayor extensión superficial, pero existen muchos más de dimensiones no cartografiables repartidos prácticamente por la totalidad de la superficie de la formación denominada "granitoide migmatítico" (que se describe en el siguiente capítulo).

Por tanto, se presentan por lo general migmatizados o con abundantes inyecciones graníticas lo cual provoca que la serie sedimentaria original se encuentre muy enmascarada. De todos modos se puede decir que la componen fundamentalmente esquistos con algunas intercalaciones de cuarcitas a veces negras.

Su potencia ha sido imposible de fijar e incluso resultaría muy arriesgado el atribuirle un valor aproximado, ya que no existen niveles guía, ni han podido definirse los pliegues supuestamente isoclinales debidos a la primera fase de deformación hercínica, que seguramente les afectan.

En general presentan una esquistosidad de flujo, correspondiente a la  $S_1$  hercínica, que frecuentemente aparece microplegada y/o crenulada.

Su edad no ha podido ser precisada por lo que se les asigna una edad Precámbrico-Silúrico, aunque como indicación conviene mencionar la aparente, al menos, similitud de facies con las series del Ordovícico-Silúrico de otras partes de Galicia, aún faltando algunos niveles guía como la Cuarcita Armoricana.

## 1.4 Terciario

### 1.4.1 Arcillas, arcillas arenosas y arenas (T)

Estos depósitos se localizan exclusivamente en el Sur de la Hoja y hacia su parte central. Su extensión no sobrepasa los 6 km<sup>2</sup>.

Su situación posiblemente está relacionada con la reactivación, durante los tiempos recientes, de las fallas cubiertas en la cartografía por estos depósitos y por los cuaternarios. Esta reactivación seguramente dio lugar a una pequeña cubeta tectónica posteriormente aprovechada por la sedimentación terciaria y más tarde por la cuaternaria.

En general son arcillas, normalmente algo arenosas en las que se intercalan lechos delgados de arenas y que de un modo disperso poseen cantos de cuarzo y granito de subangulosos a redondeados con tamaños máximos de 4-5 cm. Su color es rojo, amarillo o pardo. En algunos casos, al menos, parecen proceder de la alteración de esquistos próximos. Los análisis de Rayos X realizados sobre muestras arcillosas revelan que la caolinita es el

mineral de la arcilla principal en su composición y que la illita y moscovita son los secundarios.

Su espesor debe ser pequeño, pero no ha podido ser precisado con exactitud al faltar cortes buenos.

Su edad, ante la falta de datos paleontológicos, resulta muy difícil de precisar más de la asignada. Pero en principio, podrían correlacionarse con depósitos similares de otras regiones gallegas a las cuales se les atribuye una edad de Mioceno.

## 1.5 CUATERNARIO. HOLOCENO

### 1.5.1 Llanuras aluviales y fondos de vaguada (Q<sub>2</sub>A1)

No adquieren una representación importante dentro de la Hoja.

Se componen fundamentalmente de gravas de cuarzo, esquistos, para-neises y granito, dependiendo del área madre, heterométricas, de redondeadas a subredondeadas y con una matriz areno-limo-arcillosa parda.

El espesor de estos depósitos resulta difícil de conocer, por la falta de cortes buenos, pero es lógico pensar en valores bajos, como es tónica general en toda la región.

Respecto a los rellenos de fondos de vaguada, son frecuentes estos en gran número de arroyos y cauces secundarios de la red hidrográfica. En general, son depósitos poco evolucionados procedentes del entorno cercano por el que circula el curso de agua correspondiente. Su espesor es pequeño.

### 1.5.2 Coluviones (Q<sub>2</sub>C)

Representan los depósitos del modelado de los interfluvios de la zona.

Son formaciones que tapizan buena parte de la superficie de la Hoja, aunque en muchos casos sin espesor destacable. Sin embargo, a veces, sus espesores pueden ser importantes. Se componen de cantos de la naturaleza de las rocas próximas, heterométricos y angulosos, dentro de una matriz arcillo-limo-arenosa roja a parda.

### 1.5.3 Indiferenciado (Q<sub>2</sub>I)

Se han definido bajo este término aquellos depósitos cuaternarios que ocupan una zona llana y amplia del relieve y que no pertenecen a ninguno de los otros tipos diferenciados.

Corresponden principalmente a suelos grises u oscuros, ácidos, con materia orgánica y temporalmente húmedos o encharcados, procedentes de la alteración "in situ" de las rocas subyacentes. A veces engloban cantos poco evolucionados.

## 2 PETROLOGIA

En la figura 2 se han representado los minerales índice de metamorfismo, obtenidos a partir del estudio petrográfico.

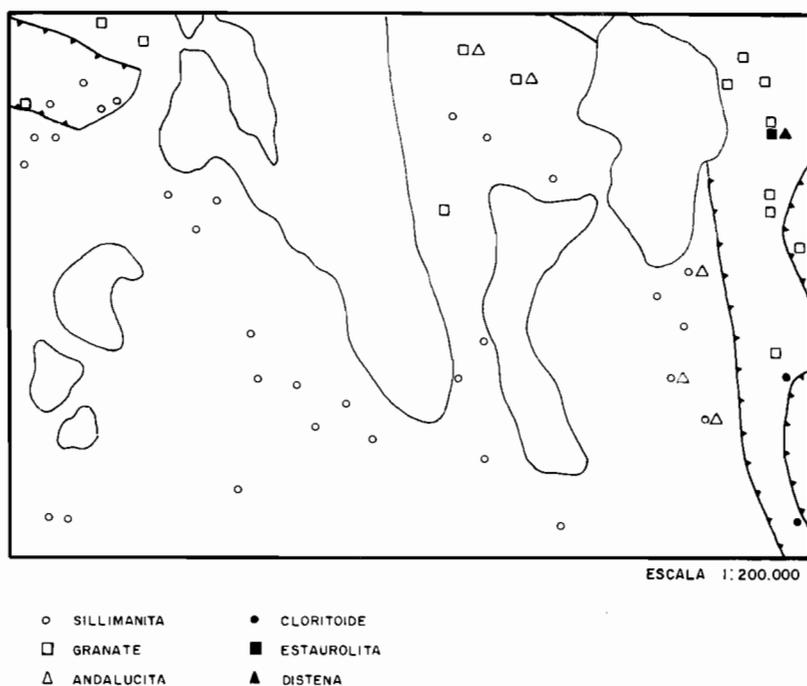


Fig. 2.— Mapa de minerales índice de metamorfismo.

### 2.1 DOMINIO DEL COMPLEJO DE ORDENES

En el borde Oriental de la Hoja de Santiago aparecen dos afloramientos de extensión reducida y elongación N-S, correspondientes al Complejo de

Ordenes cuya mayor representación se encuentra al E y al NE de esta Hoja. En estos afloramientos, las litologías encontradas son metasedimentos y rocas básicas que corresponden a las unidades fundamentales definidas en la vecina Hoja de El Pino (Formación Ordenes y Macizo de Santiago de Compostela).

Los tipos petrológicos distinguidos son: Rocas básicas (anfíbolitas), y esquistos y neises (metasedimentos).

#### **2.1.1 Rocas metabásicas inicialmente en facies granulita, en su mayor parte retrogradadas a facies anfíbolita ( $\Gamma$ )**

Las paragénesis más frecuentes encontradas se pueden dividir en dos grupos según aparezca o no el granate.

##### **2.1.1.1 Anfíbolitas con granate**

Son relativamente abundantes y su mineralogía se puede sintetizar en anfíbol + plagioclasa + granate, apareciendo como accesorios, cuarzo, esfena, clinozoisita y carbonatos.

El anfíbol es verde claro, tipo hornbléndico subidiomorfo y bastante abundante.

La plagioclasa no presenta zonación y es de composición andesina.

El granate forma poikiloblastos que incluyen anfíboles y cuarzo o bien aparece como cristales esponjosos.

Entre los accesorios, la esfena suele ser bastante abundante con hábitos subidiomorfos y granulares de pequeño tamaño. La clinozoisita puede aparecer con bastante abundancia y con carácter intersticial. Los opacos son poco abundantes. El cuarzo aparece como pequeños cristales intersticiales. Esporádicamente puede aparecer carbonato.

Las texturas son granomatemoblásticas equigranulares de grano fino con orientación bien definida.

##### **2.1.1.2 Anfíbolitas**

Son los tipos predominantes y su mineralogía más frecuente es anfíbol + plagioclasa. Entre los minerales accesorios hay cuarzo, clinozoisita, rutilo, esfena, opacos, apatito, clorita y epidota.

El anfíbol suele ser muy abundante, llegando hasta el 80 por ciento. Tienen hábitos prismáticos subidiomorfos. Generalmente es hornblenda verdosa aunque a veces podemos encontrar tonalidades verdes marrones o algunos tipos incoloros, o incoloros con bordes verdosos.

La plagioclasa es oligoclasa-andesina, está poco maclada y no presenta zonación. Puede aparecer en agregados recristalizados.

Es frecuente su transformación por retrogradación a albita, clinozoisita y zoisita.

Entre los accesorios la esfena es el más abundante y se presenta con frecuencia marginando a opacos o rutilo o como cristales aislados idiomorfos a subidiomorfos.

La clorita puede proceder de transformación de anfíbol aunque no existe evidencia directa de este hecho.

Texturalmente estas rocas son granonematoblásticas de grano medio a fino, con desigual orientación.

En algún caso se encuentran texturas palimpsésticas gabroides y microbandeado composicional.

### 2.1.2 Esquistos de Ordenes (PC-CA)

Dentro del afloramiento de éstos, se han distinguido fundamentalmente dos tipos de rocas litológicamente distintos. Son los esquistos y los neises.

La distinción entre los dos tipos se realiza por la abundancia de plagioclasa dado que el grado de recristalización de ambos es muy semejante.

*Esquistos:* Su mineralogía es cuarzo + plagioclasa + biotita + moscovita ± granate. Los accesorios más comunes son opacos, apatito, circón, epidota, allanita. También aparece clorita de transformación de biotita y granate.

La plagioclasa es oligoclasa sin zonado.

El granate es redondeado y está bastante transformado a biotita con posterior cloritización. Es precinemático con respecto a la esquistosidad  $S'_1$ .

La allanita es muy pequeña y presenta una aureola de transformación a epidota.

Las texturas son granolepidoblásticas, pudiendo eventualmente estar superpuestos procesos de cataclasis tardía.

*Neises:* La mineralogía principal es cuarzo + plagioclasa + biotita ± moscovita ± granate y entre los accesorios más frecuentes se encuentran apatito, circón, opacos, allanita, anfíbol, epidota y clinozoisita.

La plagioclasa es poco zonada, de composición oligoclasa-albita. Presenta transformación a minerales del grupo de la epidota. Se encuentra como fenoblastos rodeados por la esquistosidad visible.

La biotita es marrón rojiza, domina sobre la moscovita y con ella define la orientación.

El granate cuando aparece es abundante, subidiomorfo y se encuentra rodeado por la esquistosidad.

Entre los accesorios puede aparecer allanita, rodeada de clinozoisita. Los circones están redondeados.

En una preparación se ha encontrado anfíbol verde muy escaso.

Las texturas son granolepidoblásticas, pudiendo aparecer fenoblastos de plagioclasa. Sólo se observa una esquistosidad.

### 2.1.3 Metamorfismo

#### 2.1.3.1 *Rocas metabásicas inicialmente en facies granulita, en su mayor parte retrogradadas a facies anfibolita (Γ)*

Entre las rocas estudiadas en este dominio no aparece el clinopiroxeno, no encontrándose por tanto paragénesis plagiopyrigarníticas como las citadas por van ZUUREN (1969). No obstante parte de las anfibolitas encontradas podrían corresponder a un retrometamorfismo en grado medio de rocas que previamente han alcanzado condiciones granulíticas como en la vecina Hoja de El Pino. El hecho de no encontrar plagiopyrigarnitas puede en parte deberse al hecho de que al encontrarnos en zonas marginales del complejo básico, el retrometamorfismo anfibolítico haya actuado con más intensidad, borrando los vestigios de la facies granulítica.

El anfíbol en estas rocas se encuentra con frecuencia orientado debido a que su génesis está parcialmente en relación con una etapa de deformación. Otros anfíboles son heredados o corresponden a procesos retromórficos más tardíos.

La plagioclasa es tipo andesina-oligoclasa pero sufre retrogradación a tipos más albiticos con minerales del grupo en la epidota (saussurita).

El granate podría haberse formado en una etapa de metamorfismo prehercínico, o bien generarse en el metamorfismo hercínico en condiciones de la facies "anfibolitas con almandino".

Estas rocas, además de haber sufrido un metamorfismo hercínico en facies anfibolita, han sido afectadas por otra etapa metamórfica de bajo grado responsable de una serie de reacciones retromórficas como la transformación de la plagioclasa en albita-zoisita-clinozoisita, la generación de anfíbol incoloro y la cloritización y generación de epidota y moscovita.

En la zona de contacto del Complejo de Ordenes se localiza un afloramiento de talcoesquistos que parecen corresponder a pinzamientos de rocas ultramáficas muy degradadas en relación con zonas de fractura.

### 2.1.3.2 *Esquistos de Ordenes* (PC–CA)

La biotita y la moscovita, se encuentran generalmente asociadas a la esquistosidad más visible ( $S'_1$ ) y cuando aparecen fenoblastos de plagioclasa se encuentran rodeados por esta esquistosidad, siendo por tanto de génesis previa. También se encuentra alguna moscovita tardía sin relación con la estructura.

Los granates son pre  $S'_2$  y se encuentran parcialmente retromorfizados a biotita y a clorita.

De esta serie de observaciones se deduce que existe una etapa previa a la esquistosidad más visible en que se generaron biotita, moscovita, granate y blastos de plagioclasa. Existe otra etapa en relación con la esquistosidad principal  $S'_1$  con recristalización de micas, en las que el granate se hace inestable.

Con carácter más tardío se produce la cloritización del granate y la biotita, la retrogradación de la plagioclasa y el crecimiento de algunas moscovitas desorientadas.

## 2.2 DOMINIO DEL BORDE EXTERNO DEL COMPLEJO DE ORDENES Y DEL COMPLEJO DE NOYA

Dentro de la Hoja este dominio se sitúa bordeando a los afloramientos del Complejo de Ordenes y en el ángulo NW de la Hoja.

Los grupos petrológicos distinguidos son: Rocas básicas (anfíbolitas, metagabros y clorititas), ortoneises biotíticos, ortoneises con anfíbol y metasedimentos (esquistos y paraneises).

### 2.2.1 *Esquistos y paraneises* (PC–CAξ)

Este grupo se localiza como ya se dijo en el capítulo de Estratigrafía en dos zonas. La primera correspondiente a una banda próxima al límite Oriental de la Hoja y otra en la esquina NW de ésta. El carácter migmatítico de la segunda zona nos ha llevado a describirlos independientemente. Por otro lado, dentro de la primera zona se han dividido en dos grupos estas rocas por lo que el presente apartado ha quedado clasificado en:

- Esquistos y paraneises albiticos. Banda Oriental.
- Esquistos. Banda Oriental.
- Esquistos y paraneises migmatizados. Esquina NW.

Dentro de los dos primeros grupos, la división se ha realizado en base a

la presencia o no de porfiroblastos de albita y la distinción entre esquistos y paraneises en función de la abundancia de plagioclasa.

#### 2.2.1.1 *Esquistos y paraneises albiticos. Banda Oriental*

Su mineralogía principal es cuarzo + albita + biotita + moscovita. Los accesorios más frecuentes son granate, turmalina, apatito y opacos, apareciendo con menos frecuencia esfena, circón, rutilo y materia carbonosa.

El cuarzo es alotriomorfo con extinción ondulante y a veces puede presentar un cierto estiramiento.

La albita forma porfidoblastos que frecuentemente engloban cuarzo, moscovita, biotita, esfena, grafito y granate, según una orientación en general discordante con la esquistosidad externa que rodea a los fenoblastos. En ocasiones las inclusiones son sigmoidales.

La biotita es marrón con transformación a clorita predominante, cuando no está incluida en la albita.

El granate puede estar incluido en la albita en cristales pequeños e idioblásticos y anubarrados o estar en el exterior. En este último caso está bastante transformado a micas y cloritizado. Es anterior a la esquistosidad principal ( $S'_1$ ).

La turmalina es muy frecuente en estas rocas y su eje mayor suele estar contenido en el plano de esquistosidad. Puede presentar zonados y recrecimientos.

Las texturas son granolepidoblásticas de grano fino con porfidoblastos de albita.

Se observa una esquistosidad de flujo principal ( $S'_1$ ) conservándose otra previa ( $S_1$ ) en inclusiones dentro de los porfidoblastos de albita o como arcos poligonales.

#### 2.2.1.2 *Esquistos. Banda Oriental*

En este apartado agrupamos rocas de diversa naturaleza, esquistosas con términos transicionales a las rocas con albita. La mineralogía es bastante heterogénea y principalmente consta de cuarzo + biotita + moscovita, presentándose en algunas ocasiones y según los tipos de roca: plagioclasa, granate (muy local), estaurolita y cloritoide. Como accesorios podemos encontrar opacos, turmalina, materia grafitosa y más escasamente esfena, circón, rutilo y epidota s.l.

El cloritoide se restringe a la zona Sur de la Hoja. Por el contrario los esquistos con granate aparecen sólo en la zona Norte, encontrándose también en esta zona la única muestra con distena y estaurolita.

El cuarzo puede aparecer como cristales individuales alotriomorfos o formando lentejones irregulares o bandeado granoblástico.

La biotita se encuentra junto a la moscovita definiendo los planos de esquistosidad. Frecuentemente está muy transformada a clorita.

El granate se encuentra casi siempre con transformación parcial a micas. En algún caso se presenta en individuos idioblásticos anubarrados y se encuentra rodeado por la esquistosidad visible.

La plagioclasa es de tipo ácido con pocas inclusiones.

La distena aparece en cristales pequeños, muy numerosos y algunos deformados, pero no se aprecian relaciones claras respecto a las deformaciones.

La estaurilita se encuentra en pequeños cristales residuales con parcial sericitización. Sólo ha aparecido en una muestra, que además posee distena también.

El cloritoide se presenta en uno de los casos afectado por la esquistosidad principal pero no se puede posicionar con precisión respecto a la fase previa. Forma prismas cortos maclados, con pleocroísmo verde azulado.

Entre los accesorios es frecuente la presencia de materia grafitosa pulverulenta y la aparición de turmalina.

La zoisita se localiza relleno de venillas cortantes a la esquistosidad.

Las texturas son granolepidoblásticas con abundantes micas definiendo los planos. Es frecuente la agrupación del cuarzo en lentejones granoblásticos.

Se observan dos deformaciones, quedando la primera en la mayoría de los casos reducida a microlitos abrazados por la esquistosidad principal.

En algún caso se observan crenulaciones ( $S_2$ ) que doblan a la segunda esquistosidad ( $S'_1$ ).

### **2.2.1.3 Esquistos y paraneises migmatizados. Esquina NW**

Este grupo reúne una serie de rocas de relativa heterogeneidad mineralógica y textural.

En su composición mineralógica todas tienen en común entre los minerales principales cuarzo, biotita y moscovita, pudiendo aparecer según los casos plagioclasa y/o microclina que a veces se relegan a proporciones accesorias. Entre los minerales accesorios también según los casos, se encuentra sillimanita, opacos, apatito, circón, granate, epidota.

El cuarzo puede aparecer como mineral aislado aunque frecuentemente se encuentra formando venas y lentejones granoblásticos.

La plagioclasa se encuentra frecuentemente bastante sericitizada y en las rocas más migmatíticas puede presentar mirmequitas.

La biotita con frecuencia está bastante cloritizada y moscovitizada.

La sillimanita suele estar bastante moscovitizada encontrándose a veces únicamente pseudomorfosis que indican su existencia previa. Se encuentra a menudo con hábitos prismáticos en las rocas más migmatizadas. En bastantes casos ha crecido sobre la biotita que forma la esquistosidad.

El granate se encuentra con poca frecuencia y suele estar bastante transformado a biotita y a clorita.

La moscovita procede en proporción considerable de la transformación tardía de otros minerales, (biotita, sillimanita, plagioclasa), bien en forma microcristalina o en grandes placas superpuestas a las principales estructuras.

En la prolongación hacia el W de estos materiales, ya dentro de la Hoja 93 (Outes), pero muy cerca del borde de la presente Hoja, se ha localizado distena en una muestra.

Las texturas más frecuentes son lepidoblásticas a lepidogranoblásticas. En la mayoría de los casos sólo se observa una esquistosidad de flujo, si bien en alguno de los casos se llega a observar una esquistosidad plegada y recristalizada, llegándose de desdibujar la orientación en las rocas muy migmatizadas.

La alteración es frecuentemente alta aunque una buena parte de esta "alteración" puede corresponder a procesos de transformación hidrotermal.

## 2.2.2 Metagabros y anfibolitas ( $M\theta-\xi A$ )

Todos los afloramientos importantes de estas rocas se sitúan en la mitad N de la Hoja.

Se distinguen tres tipos litológicos distintos: anfibolitas con granate, anfibolitas y clorititas.

### 2.2.2.1 *Anfibolitas con granate*

Solamente se ha localizado una muestra que presenta esta paragénesis.

Su mineralogía principal es anfíbol + plagioclasa + granate, figurando entre los accesorios opacos, esfena, biotita, clinozoisita, cuarzo.

El anfíbol es verde pálido de tipo hornbléndico.

La plagioclasa aparece sin maclar y con carácter intersticial. Es de tipo ácido y presenta transformación a clinozoisita.

El granate se encuentra en proporción variable y a veces retromorfizado.

La biotita está bastante cloritizada.

La textura es granonematoblástica.

### 2.2.2.2 *Anfibolitas*

La mineralogía fundamental es anfíbol + plagioclasa. Como accesorios podemos encontrar biotita, cuarzo, opacos, esfena, apatito, clinozoisita, clinopiroxeno, clorita.

El anfíbol en ocasiones es hornbléndico verde-marrón con hábitos prismáticos, siendo reemplazado por hornblenda verdosa y un anfíbol incoloro. Estas últimas variedades son las predominantes. Su abundancia es variable llegando a formar hasta un 90 por ciento de la roca. A veces puede contener en el núcleo opacos pulverulentos.

La plagioclasa con frecuencia está anubarrada con transformación a albita y clinozoisita y en una ocasión a un anfíbol verde pálido.

La biotita se encuentra casi totalmente transformada a clorita y a opacos.

Los opacos presentan transformación a esfena en los bordes.

El clinopiroxeno se encuentra en pequeños restos casi totalmente sustituidos por hornblenda verde marrón con bordes verdosos.

El cuarzo es intersticial y a veces tiene inclusiones aciculares.

Se distinguen dos tipos texturales; uno residual gabroideo de grano medio, con restos de clinopiroxeno y otro con textura nematoblástica y granonematoblástica de grano fino.

Se pueden encontrar microvenas de feldespatos potásicos cortantes.

### 2.2.2.3 *Clorititas*

Son muy escasas.

Su composición mineralógica es casi exclusivamente a base de clorita con escasos minerales opacos como accesorios.

Están afectadas por una intensa esquistosidad, con alguna clorita cruzada.

Posiblemente procede de una roca ultramáfica retromorfizada.

### 2.2.3 *Ortoneis biotítico y ortonéis con anfíbol* ( ${}_N\gamma_B^1, {}_N\gamma_A^1$ )

El ortonéis biotítico se localiza en dos zonas geográficas separadas: en una banda N-S próxima al límite E de la Hoja y en su esquina NW.

El ortonéis con anfíbol se localiza únicamente en la esquina NW.

#### 2.2.3.1 *Ortoneis biotítico* ( ${}_N\gamma_B^1$ ). *Banda oriental*

Se han cartografiado dos cuerpos en su parte N, que hacia el S quedan

reducidos a uno sólo de mayor anchura de afloramiento (alrededor de 1 km), el cual se estrecha muy sustancialmente hacia la esquina SE de la Hoja.

Presentan una marcada esquistosidad correspondiente a la primera fase hercínica y una lineación de estiramiento también siempre presente, originada durante esta misma fase, pero seguramente reorientada por las siguientes fases de deformación.

De un modo disperso presenta glándulas de feldespato, deformadas y con sombra de presión.

Su composición mineralógica es muy constante a lo largo de toda su extensión. Como minerales principales aparecen cuarzo, microclina, plagioclasa, moscovita y biotita. Como accesorios apatito, opacos, granate, circón, clorita, clinzoisita y muy raramente esfena y carbonatos.

El cuarzo es alotriomorfo y puede estar limpio o tener inclusiones de opacos y minerales accesorios indiferenciados con extinción ondulante.

La microclina es irregular y con macla en enrejado, pudiendo formar a veces porfidoclastos o cristales intersticiales.

El granate con frecuencia se encuentra como pequeños restos anubarrados parcialmente sustituidos por micas.

La biotita es pleocroica a marrones oscuros algo verdosos.

Las proporciones entre biotita y moscovita son variables.

Las texturas varían de granoblásticas neísicas con fenocristales a blastomiloníticas con los planos definidos en función de la abundancia de micas.

### 2.2.3.2 *Ortoneis biotítico* ( $\gamma_b^1$ ). *Esquina NW*

Está representado por dos bandas de 100 a 200 m de anchura, plegadas por la segunda fase hercínica.

Presentan una marcada esquistosidad y una lineación de estiramiento similares a los señalados para el ortonéis anterior.

Este también posee glándulas aisladas del feldespato.

Su composición mineralógica fundamental es cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita. Entre los minerales accesorios se encuentran moscovita, circón, apatito, opacos y epidota.

La plagioclasa es de tipo oligoclasa maclada y a veces con zonado difuso. Con frecuencia tiene bordes albíticos y mirmequíticos en contacto con la microclina.

La biotita es la mica predominante, llogado en ocasiones a estar ausente la moscovita. Generalmente presenta colores rojizos o pardorrojizos

y no es raro que se encuentre afectada por procesos de moscovitización con generación de opacos.

La microclina a veces es ligeramente pertítica.

Las texturas son de tipo foliado, y presentan carácter glandular con distinto grado de orientación.

La alteración es generalmente baja.

### 2.2.3.3 *Ortoneis con anfíbol* ( $\gamma_A^1$ ). *Esquina NW*

Tiene menos representación superficial que el anterior y se dispone como prolongación de éste o como una facies de borde.

Su anchura de afloramiento no sobrepasa los 100 m aproximadamente.

Posee una esquistosidad de primera fase hercínica y una lineación de estiramiento de características similares a las del ortonéis biotítico.

La mineralogía fundamental la constituyen el anfíbol y la plagioclasa alcanzando la esfena una abundancia que permite considerarle como mineral principal.

Los minerales accesorios son feldespato potásico, opacos, apatito y clorita.

El anfíbol es marrón-verde de tipo hornbléndico, existiendo algunos fenocristales con muchas inclusiones de opacos. A veces presenta ligera clorización.

La plagioclasa es de tipo andesina, bien maclada.

El feldespato potásico es muy escaso y el hecho de encontrarse asociado a clorita puede indicar que procede de la degradación de una antigua biotita.

Los opacos tienen aureolas de transformación a esfena.

La textura es granonematoblástica y la orientación no es muy marcada.

La alteración es escasa.

## 2.2.4 Metamorfismo

Las transformaciones metamórficas de las rocas de este dominio en la esquina NW guardan gran analogía con las observadas en el "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage" debido a su grado de migmatización por lo que en este apartado sólo nos referiremos al metamorfismo en las rocas de la banda Oriental.

### 2.2.4.1 *Paraneises y esquistos* (PC—CA $\xi$ )

En alguna de estas rocas se encuentran hasta 3 episodios deformativos.

En los paraneises y esquistos albíticos, los fenoblastos de albita contienen inclusiones orientadas de granate, moscovita, biotita, opacos y esfena que pueden ser discordantes con la esquistosidad externa o formar sigmoides. Este hecho nos indica un crecimiento de albita posterior a una esquistosidad ( $S_1$ ) durante cuyo desarrollo se habrían formado los minerales de las inclusiones (granate, biotita, moscovita, opacos y esfena). Esta fase se conserva también a veces como relictos entre la esquistosidad principal ( $S'_1$ ) que rodea a los blastos de albita.

El granate está en parte transformado a micas ya que es inestable durante la formación de la segunda esquistosidad ( $S'_1$ ) que rescristaliza a la moscovita y a la biotita. Se observan algunas moscovitas desorientadas tardías.

En algunos de los esquistos metapelíticos aparecen cloritoide o estauroлита. En un caso el cloritoide aparece afectado por la segunda esquistosidad ( $S'_1$ ) que a su vez se encuentra microcenulada ( $S_2$ ).

La estauroлита sólo se encuentra en una ocasión y prácticamente sericitizada. En la misma muestra se observan abundantes cristales de distena algo deformados pero sin orientación clara.

En las metapelitas el granate es previo a la esquistosidad principal ( $S'_1$ ) y se suele encontrar parcialmente cloritizado o transformado en micas. Aparece en los afloramientos de la zona Norte.

Son frecuentes las venas de cuarzo afectadas por la esquistosidad dominante ( $S'_1$ ).

#### 2.2.4.2 *Metagabros y anfibolitas (M $\theta$ - $\xi$ A)*

La mineralogía y las relaciones texturales son muy parecidas a las observadas en las anfibolitas del Complejo de Ordenes aunque en esta zona aparece clinopiroxeno relicto en una roca, pero es heredado de su composición graboidea inicial y está muy transformado a anfíbol. Se encuentran restos de anfíbol verde marrón, que se transforma a anfíbol verde e incoloro. El anfíbol con frecuencia está orientado.

En algún caso se encuentra biotita que debe estar en relación con el metamorfismo hercínico.

También han sufrido retrometamorfismo a grado bajo con cloritización del anfíbol, biotita y granate, generación de epidota y transformación de la plagioclasa a clinozoisita y albita.

Resulta problemático determinar el grado de metamorfismo inicial de estas anfibolitas y si han alcanzado algunas de ellas en alguna ocasión condiciones granulíticas ya que el granate podía corresponder a una anfibolita

granatífera y el clinopiroxeno se localiza sólo como restos en una roca de procedencia gabroidea.

En este dominio se encuentra alguna cloritita que posiblemente procede de retrometamorfismo a bajo grado de una roca ultramáfica.

#### 2.2.4.3 *Ortoneises*

Sus texturas son blastomiloníticas o neísicas y a la escala de la preparación sólo se aprecia una deformación recrystalizada.

Cuando aparece el granate está parcialmente sustituido por micas o cloritizado. Posiblemente su transformación coincide con la recrystalización blastomilonítica.

Con carácter retrógrado y adireccional se observan moscovitizaciones, cloritización y producción de clinozoisita a expensas de la plagioclasa.

En síntesis sobre este dominio y fundamentalmente a partir de observaciones en los metasedimentos, se pueden establecer tres etapas deformativas. Las dos primeras generan esquistosidad. En relación con la primera de ellas ( $S_1$ ) se encuentra el granate y posiblemente el cloritoide. No se han podido establecer las relaciones para el crecimiento de la distena y estaurocita. La paragénesis mineral apunta hacia un metamorfismo progresivo de presión intermedia, que llegaría al grado medio.

En relación con la segunda esquistosidad ( $S'_1$ ) existe una recrystalización y se produce la desestabilización generalizada observada para el granate con transformación en micas.

La tercera etapa de deformación sólo ( $S_2$ ) produce crenulaciones visibles.

Las retrogradaciones a bajo grado (cloritizaciones, retrogradación de la plagioclasa y moscovitización tardía) no parecen guardar generalmente relación con ningún tipo de orientación.

Gran parte de la hornblenda verde en las rocas metabásicas se encuentra en relación con la primera etapa metamórfica, así como la generación de parte del granate y de la biotita de estas rocas.

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

Esta gran unidad agrupa un amplio espectro petrológico y ocupa la mayor parte de la extensión de la Hoja de Santiago. Los grupos litológicos fundamentales que consideramos en ella son: esquistos y ortonéis glandulares.

### 2.3.1 Esquistos con niveles de cuarcitas (PC–Se)

Corresponden a esquistos y paraneises que se presentan normalmente migmatizados.

De manera generalizada entre los minerales principales se encuentran cuarzo, biotita y moscovita. También se pueden presentar como minerales principales microclina y plagioclasa y en menores ocasiones la sillimanita, si bien estos últimos pueden faltar o quedar relegados a la categoría de accesorios. En algún caso la andalucita puede ser también mineral principal.

Como accesorios más frecuentes suelen aparecer opacos, circón, apatito, óxidos y en ocasiones rutilo, epidota, turmalina y granate.

El cuarzo en los esquistos aparece con frecuencia como lentejones o venas granoblásticas y también como critales aislados, siendo éstos más frecuentes en los paraneises.

La plagioclasa cuando aparece puede ser desde oligoclasa maclada con ligera zonación y algunas mirmequitas (en algunos neises migmatíticos) a tipos más ácidos y poco maclados. En los esquistos es más escasa, alotriomorfa, generalmente sin maclar y más ácida. Presenta distintos grados de sericitización.

La microclina se restringe prácticamente a los paraneises. A veces es algo pertítica.

La biotita por lo general es rojiza o marrón rojiza y se encuentra definiendo la esquistosidad, aunque en algún caso se observe algún cristal cruzado. Con frecuencia está afectada por moscovitización y cloritización que puede ser muy intensa. A veces se observan decoloraciones de este mineral. En algunas biotitas cloritizadas se observan alteraciones sa-genéticas de rutilo.

La sillimanita a veces es fibrolítica y se encuentra más o menos moscovitizada. Suele haber crecido sobre la biotita, encontrándose fundamentalmente en las bandas micáceas. También aparece en cristales prismáticos. En ocasiones crece totalmente superpuesta a las estructuras, como en alguna roca de aspecto restítico en que aparece con andalucita.

La andalucita tiende a formar blastos con abundantes inclusiones poikiloblásticas de biotita, lo cual no impide que otras veces aparezca como pequeños cristales. A veces tiene pleocroísmo rosado desigualmente repartido. Aparece sobreimpuesta a las estructuras y aunque a veces tiene alguna inclusión de sillimanita, éstas no son muy abundantes y en algún caso se podría pensar en un incipiente crecimiento de sillimanita sobre andalucita.

El granate es escaso, residual y bastante transformado a micas.

La moscovita a veces forma parte de la esquistosidad con la biotita, pero es muy abundante la de aspecto tardío que ha crecido a expensas

de otros minerales, bien como sericita o como critales cortantes a las estructuras previas.

Las texturas más frecuentes son lepidoblásticas y granolepidoblásticas.

Con respecto a las deformaciones, lo más frecuente resulta observar una esquistosidad, aunque en ocasiones se encuentran arcos poligonales correspondientes a una esquistosidad previa. En algún caso se observa la esquistosidad principal plegada y recrystalizada.

Resultan frecuentes los procesos de moscovitización y cloritización que posiblemente se asocian a transformaciones tardías.

### 2.3.2 **Ortoneis glandular** ( $_{NG}\gamma_{mb}^1$ )

Sus afloramientos se localizan únicamente en el cuadrante SW de la Hoja. Aparecen bastante migmatizados presentando todos los pasos entre la roca original y su último producto de la migmatización: el granitoide migmatítico. En los estadios finales de su migmatización es frecuente encontrar una roca granitoide sin estructura, con abundantes megacristales feldespáticos de tamaño destacable (hasta 10 cm e incluso más).

Sus formas cartográficas son irregulares y resulta muchas veces difícil marcar el contacto con el granitoide migmatítico.

Cuando aún conservan sus características originales, poseen una marcada esquistosidad que corresponde a la primera fase hercínica.

Petrologicamente resulta bastante frecuente la aparición de unos tipos tan sumamente desestructurados por el avance del proceso de migmatización que corresponden a auténticas rocas graníticas, no siendo posible confirmar su origen más que por las observaciones realizadas en el campo.

La composición mineralógica fundamental es cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita, moscovita. Los accesorios más frecuentes son circón, apatito y opacos, apareciendo en diversas ocasiones, sillimanita, granate y rutilo.

La microclina puede aparecer en cristales pequeños o a veces como fenocristales generalmente heredados del ortonéis de procedencia. Es generalmente perfitica, aunque con distintas intensidades, y tiene frecuentemente inclusiones.

La plagioclasa generalmente es oligoclasa, débilmente zonada y suele tener bordes ácidos o mirmequíticos en los contactos con el feldespato potásico.

La biotita tiene tonalidades rojizas. Puede aparecer en critales aislados o formando agrupaciones alargadas como restos de la foliación. Con frecuencia sufre algo de moscovitización y cloritización.

La moscovita parece de aspecto tardío creciendo sobre otros minerales (sillimanita y plagioclasa). Con frecuencia presenta bordes simplectíticos.

La sillimanita suele estar bastante moscovitizada y con frecuencia es de aspecto prismático. Se presenta como inclusión en los feldespatos o en placas de moscovita tardía que crece a expensas de ella. Algunas veces quedan restos de sillimanita fibrolítica.

El granate aparece en contadas ocasiones, es de pequeño tamaño y subidiomorfo.

Las texturas varían de granudas heterogranulares porfídicas a foliadas glandulares con distinto grado de desestructuración y sólo se aprecia una deformación. La alteración suele ser de bajo grado.

### 2.3.3 Metamorfismo

#### 2.3.3.1 *Esquistos con niveles de cuarcitas (PC—Se)*

Esta unidad está compuesta fundamentalmente por rocas con sillimanita y feldespato potásico, aunque también se encuentran rocas con sillimanita sin feldespato potásico y rocas con moscovita y biotita sin sillimanita.

En algunas rocas puede aparecer granate, pero este mineral queda restringido a la mitad N de la Hoja, no apareciendo en la mitad S, donde las rocas esquistosas son menos abundantes y la migmatización parece más intensa. El granate generalmente está transformado a moscovita y biotita y cloritizado y es anterior a la esquistosidad visible.

La sillimanita en general aparece asociada a las bandas micáceas desarrollándose sobre la biotita. Suele crecer sobre la esquistosidad en relación con la etapa de deformación que generó a ésta. Puede estar muy moscovitizada, hasta el extremo de que en muchas muestras sólo se puede intruir su existencia por la presencia de pseudomorfosis moscovíticas.

En algunas muestras próximas a los afloramientos orientales de granitos de dos micas, se encuentra andalucita. Esta andalucita tiene aspecto de ser de contacto y en dos de las muestras que son de carácter restítico se encuentra coexistiendo con sillimanita que parece también ser de contacto. Queda la duda de si andalucita y sillimanita se han originado en las muestras restitizadas y asiladas en los granitoides migmatíticos autóctonos o bien se deben a un metamorfismo térmico producido por la intrusión de granitos alóctonos. En cualquiera de los dos casos nos indica aparentemente la existencia de unas condiciones próximas a las de coexistencia de ambos polimorfos (sillimanita-andalucita). Por lo general, tanto andalucita como sillimanita crecen sobre la biotita.

Parece que existe una tendencia a la disminución de sillimanita en las rocas esquistas hacia el N, apareciendo más granates y menos proporción de migmatitas y granitoides.

Es muy generalizada la moscovitización tardía de la sillimanita y de la biotita. Asociadas a estos procesos se encuentran cloritizaciones y sericitizaciones.

De las observaciones sobre este dominio podríamos sintetizar que existe una primera etapa de metamorfismo con generación de moscovita, biotita, granate y que posteriormente, con un aumento de la temperatura se desestabilizaría el granate, y se alcanzarían condiciones de sillimanita-feldespato potásico (alto grado) acompañada de abundantes inyecciones graníticas. En resumen, un metamorfismo progresivo de medio a alto grado y de baja presión.

### 2.3.3.2 *Ortoneis glandular* ( $_{NG} \gamma_{mb}^1$ )

Es frecuente encontrar en estas rocas sillimanita prismática incluida en los feldespatos aunque pueden quedar restos de sillimanita fibrolítica incluida en la moscovita. La coexistencia de sillimanita y feldespato potásico indica que han sufrido un metamorfismo de alto grado. Se observan moscovitizaciones y cloritizaciones tardías y la sillimanita está parcialmente moscovitizada.

## 2.4 ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

### 2.4.1 Precursores básicos ("cognate inclusions") de la granodiorita precoz, de composición granodiorítica hasta diorítica ( $\gamma\eta^2-\eta^2$ )

Bajo este epígrafe se agrupan una serie de rocas ígneas de carácter básico generalmente cuarzodioríticas que aparecen como pequeños afloramientos o enclaves en relación con las granodioritas precoces.

No poseen una extensión superficial importante. Se han cartografiado cuatro cuerpos los cuales se sitúan tres dentro de la granodiorita precoz y otro próximo al límite S de la Hoja, hacia su parte central.

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. Entre los minerales accesorios encontramos microclina, apatito, opacos, esfena, circón y allanita.

La plagioclasa cristaliza en cristales con hábitos subidiomorfos, bien maclada y con zonado oscilatorio, de tipo andesina.

La biotita es bastante abundante y en algún caso puede formar agre-

gados de cristales irregulares. Es de tonos marrones oscuros y puede presentar inclusiones de opacos, circón, plagioclasa y apatito. En algún caso en torno a las inclusiones de plagioclasa y apatito se desarrollan coronas de esfena.

El anfíbol es prismático, tipo hornbléndico y con colores verdosos. Parece cristalizar previamente a la biotita y en algún caso la biotita crece sobre el anfíbol.

La microclina es muy escasa e intersticial.

El apatito es bastante frecuente y se suele presentar como cristales prismáticos alargados de tamaño pequeño o con hábito acicular.

Las texturas más frecuentes son granudas de grano bastante fino, equigranular a heterogranular e hipidiomorfas. Los minerales oscuros son bastante abundantes.

El grado de alteración es generalmente bajo.

#### 2.4.2 Granodiorita precoz con megacristales ( $^b\gamma\eta^2$ )

Estas rocas se encuentran agrupadas en un afloramiento de considerables dimensiones dentro de la Hoja estudiada y poseen unas características bastante homogéneas que permiten su clara individualización.

Presentan un carácter porfídico típico, con megacristales de feldespato que llegan a alcanzar hasta 12 cm de longitud.

Normalmente muestran una esquistosidad clara correspondiente a la  $S_2$  hercínica.

También es típico de estas rocas su aspecto morfológico, constituido por bolos de dimensiones métricas a decamétricas, que se distribuyen irregularmente sobre el terreno.

La composición mineralógica fundamentalmente es cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita. La moscovita suele quedar restringida a proporciones accesorias y puede incluso no aparecer. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón, opacos, pudiendo aparecer con menor frecuencia turmalina y epidota.

La plagioclasa está maclada y zonada, a veces con zonación oscilatoria. Suele tener hábitos subidiomorfos a alotriomorfos. Presenta borde albítico y mirmequitas en relación con el feldespato potásico.

La microclina se presenta en proporciones subordinadas a las de la plagioclasa y es de carácter intersticial aunque también aparece como fenocristales. Presenta distintas intensidades de peritización.

La biotita es la mica predominante y es de color marrón rojizo. Contiene inclusiones de circón y apatito y a veces se dispone marcando una

orientación que rodea a los cristales de plagioclasa. Puede sufrir una ligera moscovitización y estar algo cloritizada.

La moscovita es escasa y con frecuencia se presenta como crecimientos sobre biotita y feldespatos.

Las texturas más frecuentes al microscopio son granudas hipidiomorfas o alotriomorfas de grano medio, aunque pueden aparecer tipos de grano fino. Presentan orientación de fluidez y a veces de fractura.

### 2.4.3 Granitoide migmatítico ( $\gamma\psi^2$ )

Es la formación con mayor representación superficial dentro de la Hoja.

Procede de la migmatización de los sedimentos y ortoneises glandulares del "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage" fundamentalmente.

Posee un carácter inhomogéneo típico que a escala de muestra de mano normalmente no se puede reconocer, pero que en los afloramientos es patente. Son frecuentes los enclaves y restitos de la roca original.

Presenta distintas facetas correspondientes a los diferentes estadios del proceso de migmatización. Estos caracteres han sido representados esquemáticamente mediante unos símbolos en la cartografía.

En general no se observa ninguna orientación en la parte W donde es más inhomogéneo, pero en la zona E, muchas veces puede medirse una esquistosidad de segunda fase hercínica.

Sus contactos con el resto de las rocas, frecuentemente, son difusos, por lo que muchos de los representados en la cartografía corresponden a zonas y no a líneas netas.

Las rocas aquí agrupadas son casi exclusivamente de tipo granitoide con desestructuración total en observación microscópica y composición bastante homogénea.

La mineralogía fundamental consta de cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita, moscovita.

Entre los accesorios más frecuentes figuran sillimanita, apatito, circón, opacos, rutilo. En alguna muestra puede aparecer granate y posiblemente berilo.

La plagioclasa generalmente es de tipo oligoclasa con zonación difusa o sin zonar. A veces tiene sericitización preferente en los núcleos y bordes ácidos y mirmequíticos en contacto con feldespato potásico. En una ocasión encontramos otro tipo de plagioclasa, que se asocia a procesos de albitización de microclina.

La microclina suele ser peritítica con distinta intensidad y a veces tiene tendencia a la formación de fenocristales.

La biotita es de tonalidades rojizas. Frecuentemente presenta moscovitización y está algo cloritizada. Puede estar en algún caso en agrupaciones elongadas. En ocasiones se observa crecimiento de sillimanita prismática sobre la biotita.

La moscovita con frecuencia presenta bordes simplectíticos y procede de crecimiento tardío sobre sillimanita, biotita y feldespatos. Puede tener los planos de exfoliación sucios por pequeñas inclusiones cuando procede de la biotita.

La sillimanita con frecuencia es de tipo prismático, en algún caso puede ser abundante y se encuentra en general bastante moscovitizada apareciendo a veces sólo sus pseudomorfos. Suele estar incluida en los feldespatos pero también en algún caso se encuentran prismas que han crecido sobre la biotita. Ocasionalmente se encuentra sillimanita fibrolítica.

Aisladamente aparece granate con aspecto de proceder de cristalización directa. Posee hábitos subidiomorfos y es de pequeño tamaño. Se ha localizado, por ejemplo, en granitoides aplíticos.

Las texturas son generalmente granudas alotriomorfas a hipidiomorfas con diferente tamaño de grano, pudiendo adquirir un cierto porfidismo. Puede no haber ningún tipo de orientación a la micro-escala, pero a veces se puede apreciar una orientación de fluidez o restos de las antiguas estructuras.

En estas rocas se observa la sillimanita coexistente con el feldespato potásico, con frecuencia incluida en él o en la plagioclasa o bien en placas de moscovita que han crecido a expensas de ella. También se encuentra a veces sillimanita que ha crecido sobre agrupamientos de biotita (restos de la foliación) o como restos de fibrolita.

Generalmente está bastante moscovitizada por procesos tardíos. En relación con estos procesos tardíos se produce también moscovitización de la biotita y la plagioclasa, sericitizaciones y cloritizaciones.

#### 2.4.4 Granito de dos micas de grano medio a grueso ( $_{2-3} \gamma_{mb}^2$ ) y Granito de dos micas de grano fino a medio ( $_{3-4} \gamma_{mb}^2$ )

Aquí agrupamos un conjunto de rocas graníticas muy heterogéneo en cuanto a sus texturas, tamaño de grano y porfidismo, pero que tienen en común entre ellos su composición, siendo todos ellos clasificables como granitos de dos micas "sensu lato".

Por esta razón los dos cuerpos separados cartográficamente por poseer características de campo diferenciables, a la hora de hacer su descripción petrológica resulta inútil mantener su independencia.

De todos los cuerpos diferenciados los situados en la mitad Oriental de la Hoja, que poseen además la mayor representación superficial, presentan un carácter porfídico, señalado en el mapa mediante una sobrecarga.

Sus contactos con el granitoide migmatítico, frecuentemente son difusos, como consecuencia de los abundantes filones de los granitos en éste y de los enclaves que quedan del granitoide en ellos.

A veces presentan una orientación de deformación, correspondiente a la  $S_2$  hercínica.

La composición mineralógica fundamental es prácticamente constante y es cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios frecuentes son apatito, circón, opacos y sillimanita apareciendo también epidota, rutilo y granate.

El cuarzo a veces presenta inclusiones huecas alineadas o inclusiones aciculares aunque frecuentemente se presenta completamente limpio. En algún caso se encuentra ligado en crecimientos gráficos con el feldespato y forma parte de mirmequitas con la plagioclasa y la moscovita. En general forma cristales alotriomorfos con muy frecuente extinción ondulante o fracturados.

La plagioclasa presenta variadas características pero su composición oscila entre oligoclasa ácida y albita. En los tipos menos ácidos suele presentar zonación difusa poco marcada y bordes ácidos y mirmequitas en los contactos con la microclina. Por lo general está bien maclada. Su sericitización es variable pero suele ser más intensa en las zonas internas, respetando por lo general los bordes más ácidos albiticos.

En los tipos aplíticos y leucograníticos es de tipo más ácido y sin zonar. También parece más ácida, tipos albiticos predominantes, en los afloramientos graníticos individualizados al Este.

Los hábitos varían de algo subidiomorfos a alotriomorfos. En algún caso hay una plagioclasa asociada a procesos de albitización sobre los feldespatos.

La microclina presenta maclado en enrejado desigualmente definido e irregularmente distribuido en un mismo cristal. El tipo más abundante es alotriomorfo y presenta diversa intensidad de peritización y tipos de perititas ("film", "vein" y "patch"). Presenta inclusiones de los restantes minerales, con frecuencia.

A veces la microclina presenta tendencias fenocrystalinas y en muchos de estos casos tiende a estar según la ley de Karlsbad. Se puede ver implicada en crecimientos sobre la plagioclasa o formar en ocasiones entrecrecimientos simplectíticos con moscovita o cuarzo. En algún caso puede sufrir albitización.

La biotita se presenta en general de manera no muy abundante pero constante. Muy frecuentemente presenta tonalidades rojizas o marrones rojizas, aunque en algún caso el pleocroísmo es a tonos pardos oscuros. Presenta inclusiones de circón con halos pleocroicos, opacos y a veces apatito. A veces se encuentra con un cierto grado de orientación marcando una estructuración de la roca.

De manera casi constante se observa un cierto grado de moscovitización, con crecimiento de moscovita sobre la biotita, frecuentemente con producción de opacos asociados al proceso. También se aprecia cloritización, encontrándose con frecuencia agujas de rutilo en las coritas procedentes de biotita. También al proceso de cloritización se asocian a veces feldespatos potásico y opacos.

La moscovita es el otro mineral micáceo omnipresente en estas rocas. Puede aparecer como cristales tabulares limpios, con límites morfológicos bastante netos. Otras veces aparece con bordes simplectíticos, intercrecidos con feldespatos. En otras ocasiones se puede observar su crecimiento sobre la biotita. En estos casos puede aparecer asociada a opacos o quedar restos de biotita y de las inclusiones de la biotita incluidos en la moscovita. A veces se observan moscovitas con los planos de exfoliación sucios de inclusiones que pueden proceder de la transformación de biotita.

También se encuentran moscovitas que han crecido sobre la sillimanita, llegando a la completa pseudomorfosis. Otras moscovitas proceden de crecimientos tardíos sobre feldespatos, fundamentalmente sobre la plagioclasa, bien como sericita o como planchas de moscovita.

Puede estar en algunos casos orientada por fluidez de la roca o por deformación de ésta.

La sillimanita aparece en proporciones accesorias y es frecuente en los granitos al W de la granodiorita precoz no apareciendo prácticamente en los afloramientos orientales. Se encuentra como pequeños cristales prismáticos, incluidos frecuentemente en los feldespatos y generalmente muy transformados en moscovita, no encontrándose a veces más que pseudomorfos o restos en cristales de moscovita.

El granate aparece esporádicamente asociado a granitos aplíticos bastante diferenciados y de tendencias aplopegmatíticas. Suele ser de hábitos idiomorfos y procede de cristalización magmática.

El apatito con frecuencia aparece en cristales redondeados de tamaño medio y de aspecto anubarrado, independizados en el conjunto de los minerales. Cuando aparece en cristales limpios más pequeños, suele asociarse a la biotita.

Las texturas son bastante variadas pero predominan las granudas de

grano medio. Pueden desarrollarse porfidiomas por el desarrollo de megacrístales de feldespato potásico.

Frecuentemente presenta una orientación, unas veces de fluidez y otras de deformación que corresponde a la  $S_2$ .

No es raro encontrar un cierto grado de transformaciones de carácter hidrotermal manifiestas en moscovitizaciones, cloritizaciones y algún proceso de albitización.

## 2.5 ROCAS FILONIANAS

### 2.5.1 Cuarzo (q)

Son frecuentes las venas de cuarzo que atraviesan los materiales de la Hoja, normalmente cicatrizando fracturas. En algunos casos adquieren una representación considerable, como son los filones que se sitúan en la esquina NE, en donde además son explotados industrialmente.

### 2.5.2 Lamprófido (FL)

Unicamente se ha localizado un filón de este tipo. Se sitúa próximo al límite W de la Hoja y dentro de su mitad Sur. Sus dimensiones son reducidas.

Una muestra tomada en él revela la presencia como minerales fundamentales plagioclasa, anfíbol, biotita y feldespato potásico y como accesorios, opacos, circón y algo de cuarzo intersticial.

La plagioclasa está bastante anubarrada y alterada sufriendo corrosión por el feldespato potásico.

El anfíbol es hornbléndico verdoso con hábitos prismáticos finos o aciculares.

La biotita forma pequeños fenocristales y está bastante cloritizada.

El feldespato potásico es intersticial y de pequeño tamaño.

La textura es microdiabásica y el grado de alteración es apreciable.

### 2.5.3 Pegmatita (FP)

Intimamente asociadas con los granitos de dos micas y con el granitoide migmatítico existen abundantes filones de pegmatitas inyectadas en las rocas colindantes, de los cuales han sido representados algunos cartográficamente, dentro de la zona no migmatítica.

Constan esencialmente de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, turmalina y granate.

### **3 TECTONICA**

#### **3.1 INTRODUCCION**

Las fases de deformación que conforman la estructura actual de la región que nos ocupa han sido fundamentalmente las hercínicas, pero conviene citar la existencia de, por lo menos, una fase de deformación antehercínica (van ZUUREN, 1969, cita tres) que habría afectado a los materiales más antiguos, concretamente a las rocas metabásicas del Complejo de Ordenes, pero de las que en la actualidad se conservan escasos rasgos.

Por esta última razón este capítulo se centra fundamentalmente en las fases de deformación hercínicas.

Se han diferenciado dos fases de deformación principales además de la deformación relacionada con el emplazamiento de los mantos constituidos por las rocas del "Dominio del Complejo de Ordenes" y las del "Dominio del borde externo del Complejo de Ordenes y del Complejo de Noya", según la hipótesis aloctonista. En el apartado correspondiente (3.2.2) se discutirán las hipótesis existentes sobre la génesis de estos dominios, sobre la cual se acaba de hacer un pequeño avance.

Salvo las rocas graníticas hercínicas que sólo sufrieron las deformaciones de la segunda fase y las tardías, el resto han sido afectadas por todas las fases hercínicas (exceptuando lógicamente los sedimentos terciarios y cuaternarios). Por esta razón el capítulo se ha subdividido según estas fases y no por dominios como en un principio podría parecer más lógico.

#### **3.2 FASES DE DEFORMACION**

##### **3.2.1 Primera fase de deformación hercínica**

Corresponde a la Fase 1 de MATTE (1968) y a la Fase 4 de van ZUUREN (1969).

### 3.2.1.1 *Pliegues*

No se han localizado ni macro ni mesoestructuras debidas a esta fase de deformación. Según van ZUUREN (1969) da lugar a pliegues subverticales de dirección N-S y ejes subhorizontales.

En contraposición con esta idea, teniendo en cuenta la geometría de las microestructuras, en especial de la esquistosidad, originadas durante esta fase, pensamos que los pliegues deberían ser isoclinales vergentes hacia el E seguramente con planos axiales sobhorizontales de dirección N-S, como ocurre en otras regiones de Galicia.

### 3.2.1.2 *Esquistosidad ( $S_1$ )*

Es el plano de anisotropía más frecuente ya que aparece representado en todas las rocas antehercínicas de la Hoja. Únicamente resulta difícil su determinación cuando la  $S_1$  se desarrolla en su máxima intensidad, o en algunas rocas que localmente presentan aspectos masivos (como las metabásicas).

Es una esquistosidad de flujo, cuya posición original se considera subhorizontal.

Es también la superficie de referencia principal para deducir los pliegues posteriores.

### 3.2.2 **Emplazamiento del “Dominio del Complejo de Ordenes” y del “Dominio del borde externo del Complejo de Ordenes y del Complejo de Noya”**

La presencia de rocas, concretamente de las metabásicas, que muestran signos de haber sufrido un metamorfismo de facies granulita, el cual no es alcanzado por el de edad hercínica, atribuye automáticamente a estas rocas una edad más antigua que el resto de las rocas que les rodean.

Por otro lado el estudio estructural revela que están ocupando, al menos aparentemente, una sinforma, lo cual las situaría encima de la que hemos considerado más modernas de acuerdo con el primer argumento.

A partir de aquí se plantea el problema de la interpretación de estos hechos.

Las soluciones dadas por los distintos autores que han trabajado en ello, podrían resumirse, de un modo esquemático, en dos: una hipótesis autoctonista y otra aloctonista.

Conviene primero decir que este problema no se limita a la Hoja pre-

sente, sino que posee unas dimensiones mucho mayores ya que abarca a todos los complejos de rocas máficas que aparecen en Galicia Occidental y Norte de Portugal.

La hipótesis autoctonista supone que los complejos máficos, formaban parte de una corteza antigua, emplazados mediante una extrusión durante la orogenia hercínica. Según un modelo reciente (van CALSTEREN, 1977), estos complejos habrían sido originados, en tiempos paleozoicos, a causa de un penacho ascendente de materiales del manto ("mantle plume"). Se apoya en los resultados obtenidos de una serie de estudios geofísicos gravimétricos realizados sobre varios complejos y en los que se obtienen anomalías positivas de Bouguer (van OVERMEEREN, 1975; KEASBERRY et al., 1976 y KEASBERRY, 1979).

La segunda solución, aloctonista, supone que los complejos son restos ("klippes") de uno o más mantos procedentes del N u W de Galicia. Estos mantos serían plegados por la segunda fase de deformación hercínica, quedando solamente hoy las sinformas originadas durante esta fase. Esto coincidiría con la estructura que parecen poseer estos complejos, como consideran RIES & SHACKLETON (1971). Por otro lado BAYER & MATTE (1979) utilizando un modelo aloctonista, explican también las anomalías gravimétricas mencionadas antes, con lo cual perdería este argumento gran parte del peso que en principio se le atribuyó a favor de la primera hipótesis.

Desde un punto de vista aloctonista, estos mantos coincidirían con los representados en la Hoja y serían en nuestro caso, dos. Uno, habría emplazado el Complejo de Ordenes y otro emplazaría los materiales del borde externo del Complejo de Ordenes y del Complejo de Noya. En la figura 3 se representa un corte esquemático general aproximadamente E-W, desde la costa hasta el límite Oriental de esta Hoja, en el cual se plasma esta segunda hipótesis, y se pone en evidencia la posible relación genética entre el "Complejo de Noya" y el borde externo del Complejo de Ordenes.

Se ha realizado de estas dimensiones, incluyendo la Hoja de Outes (03-07) ya que esta última ha sido estudiada simultáneamente con la presente Hoja y por el mismo equipo de trabajo.

Nos inclinamos por la hipótesis aloctonista por las siguientes razones:

Asociado a estos mantos existe una deformación intensa, probablemente de tipo cizalla dúctil, en sus proximidades. Esta deformación da lugar a la esquistosidad que se ha denominado  $S'_1$ , la cual es de crenulación muy intensa y que a veces llega prácticamente a borrar a la anterior ( $S_1$ ). Se observan además pliegues isoclinales de vergencia este, que doblan a  $S_1$  y admiten a  $S'_1$  como plano axial.

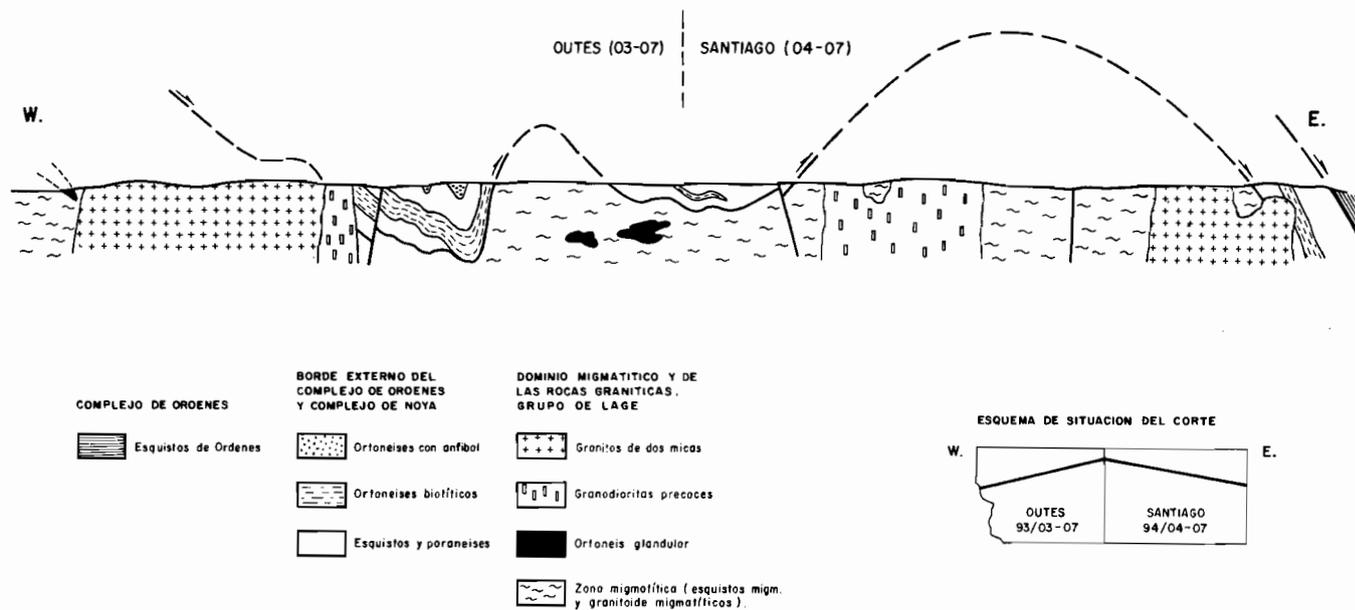


Fig. 3.— Corte esquemático de las hojas de Outes y Santiago, según la hipótesis aloctonista sobre el origen de los complejos.

En las rocas metabásicas el cabalgamiento habría provocado la fuerte retrogradación que presentan sus bordes.

El tipo de metamorfismo es diferente; en el "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage", es decir en lo que sería el autóctono de los mantos, el metamorfismo es de baja presión, mientras que en el "Dominio del borde externo del Complejo de Ordenes y del Complejo de Noya" es de más alta presión.

Estos mismos factores, deformación intensa limitada a una banda con generación de pliegues y esquistosidad, retrometamorfismo y metamorfismo de presión intermedia-alta, han sido citadas con frecuencia en relación con grandes cabalgamientos de otras zonas y cordilleras (BEACH & FYFE, 1972; BELL, 1978; BASTIDA y PULGAR, 1978; WILLIAMS, 1978; MARTINEZ CATALAN, 1979). Lo anterior, junto con la disposición estructural de estos materiales que ocupan siempre el núcleo de sinformas, nos ha parecido razón suficiente, para inclinarnos por la hipótesis aloctonista.

Con frecuencia se han medido lineaciones de estiramiento en los ortoneises pero su disposición varía, seguramente debido a que son el resultado de la suma de la Fase 1 y de la deformación asociada al emplazamiento del manto, e incluso de la Fase 2, de la que a continuación se habla.

### **3.2.3 Segunda fase de deformación hercínica**

#### **3.2.3.1 Pliegues**

Son las antiformas y sinformas cuyas trazas axiales han sido representadas en la cartografía, las cuales se localizan en las esquinas NE y NW de la Hoja.

Concretamente, en la esquina NE se encuentra una antiforma bastante amplia señalada por los materiales del borde externo del Complejo de Ordenes. Tiene una dirección aproximada N 20° E, y su eje cabecea al N.

En la esquina NW aparece una sinforma con dos antiformas menores que marcan los ortoneises que allí afloran. La existencia de una migmatización importante, junto con el acuñaamiento de los ortoneises hacen imposible definir con más exactitud la disposición de los pliegues. Geométricamente, son pliegues más apretados que la antiforma anterior, con dirección aproximada N 130° E.

El origen de estos pliegues puede estar relacionado con el desarrollo de cizallas dúctiles verticales, similares a las descritas en otras regiones de Galicia por IGLESIAS PONCE DE LEON y CHOUKROUNE (1979).

La antiforma estaría originada por una cizalla senestra que coincide

aproximadamente con una banda que abarca el "Dominio del borde externo del Complejo de Ordenes" y el borde oriental del "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage", incluyendo la parte correspondiente de las rocas graníticas.

La sinforma del NW estaría relacionada con una cizalla dextra que se situaría fuera de los límites de la Hoja, concretamente más al W en el "Complejo de Noya". Sería la cizalla denominada de Malpica-Vigo, por los autores antes citados.

Esta génesis de los pliegues explicaría las direcciones tan opuestas que presentan los pliegues descritos, aún pertenecientes a la misma fase de deformación.

Existen también meso y micropliegues coherentes con las estructuras mayores.

Para determinar que la deformación ha tenido una componente de cizalla importante se han utilizado además de criterios regionales, la determinación de las microestructuras que llevan asociadas, las cuales se describen a continuación.

### 3.2.3.2 *Esquistosidades*

En general la Fase 2 está caracterizada por una esquistosidad de crenulación bastante desarrollada, especialmente en los sedimentos más pelíticos y por una orientación planar que no siempre aparece, de los minerales constituyentes de las rocas graníticas.

En las zonas próximas a las cizallas, concretamente dentro de la Hoja, en el Complejo de Ordenes y en su borde externo, aparecen a escala de afloramiento planos de cizalla separados regularmente de uno a varios centímetros, entre los que se presenta una esquistosidad oblicua a ellos y sigmoidal. Esta última en los esquistos es a veces, la  $S'_1$ , y en los granitos es siempre la  $S_2$ . La disposición sigmoidal de la esquistosidad indica el movimiento relativo de las cizallas.

La dirección que presenta la esquistosidad relacionada con esta fase es paralela a las estructuras descritas en el apartado anterior, ya que es plano axial de las mismas.

En las rocas graníticas cuando existe presenta una dirección media de N  $170^\circ$  E y subvertical.

### 3.2.3.3 *Lineaciones*

Son bastante frecuentes, cuando se observa la  $S_2$ , lineaciones de crenulación, correspondientes a la intersección de los planos de esquistosidad  $S_1$

y  $S_2$  o  $S'_1$  y  $S_2$ . Estas lineaciones coinciden con los ejes de los pliegues de esta fase por lo que ambos son representados bajo el mismo símbolo en la cartografía.

Más raramente se encuentran también estrías de cizalla, las cuales se observan en el correspondiente plano de cizalla, que marcan la dirección y el sentido del desplazamiento de ésta. Normalmente son subhorizontales, y donde mejor se puede observar es en las rocas graníticas.

#### 3.2.4 Fases tardías

Bajo este título se engloban las esquistosidades de crenulación normalmente muy locales, los micropliegues de tipo "kink-band" y "chevron" y las fracturas que afectan tardíamente a los materiales de la Hoja y lógicamente también, a las estructuras originadas durante las fases de deformación anteriores. Incluso existen macropliegues muy suaves, como es la sinforma que se puede deducir en el cuadrante NW de la Hoja, a la vista de la variación de las esquistosidades  $S_2$  allí medidas y que se atribuye a una última fase de compresión cuando el estado de la roca aún permitía una deformación dúctil.

Los pliegues de tipo "kink-band" y "chevron" poseen por lo general el plano axial subvertical o buzando al E.

Con respecto a la fracturación tardihercínica, se puede hablar de fallas normales y desgarres que se agrupan en dos sistemas fundamentales: N 30° y N 150° E. Además existe una fractura importante N-S que recorre toda la Hoja en su parte central y que no se encuadra en ninguno de los dos sistemas. Esta última, junto con otra del primer grupo se unen hacia el S de la Hoja, quedando tapadas por los sedimentos terciarios y cuaternarios. Seguramente la reactivación de estas fallas en tiempos mucho más recientes, originó la formación de una cubeta tectónica rellena posteriormente por estos sedimentos.

## 4 HISTORIA GEOLOGICA

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

Por esta razón, las hipótesis de los diferentes autores que han trabajado en la zona a veces difieren de un modo notable.

El esquema evolutivo que en este apartado se expone, trata de ser una síntesis de las opiniones de los trabajos anteriores, junto con los resultados obtenidos en este estudio.

#### 4.1 CICLO ANTHERCINICO

Bajo este nombre englobamos aquellos procesos que ocurrieron antes de la orogenia hercínica. Es lógico pensar que, al menos algunos, tuvieron lugar durante el Precámbrico.

La escasa representación en la Hoja de las rocas que presentan evidentes rasgos de haber sufrido un metamorfismo antehercínico de facies granulita, concretamente de las metabasitas, hace muy difícil poder conocer su historia primitiva. Igual ocurre con los esquistos de Ordenes que, junto con éstas, constituyen el denominado "Dominio del Complejo de Ordenes". Además no se ponen nunca en contacto ambos dentro de nuestra zona de estudio, por lo que sus relaciones también resultan imposibles de conocer. Por tanto para evitar la constante referencia a otras Hojas geológicas o trabajos de regiones donde esta problemática se presenta con mucha mayor extensión (por ejemplo: Hojas núm. 72, Sobrado; núm. 95, El Pino; núm. 96, Arzúa) empezamos la siguiente historia geológica después del metamorfismo de alto grado antehercínico y de la fase o fases de deformación que posiblemente irían asociadas:

##### 1.— Dominio del Complejo de Ordenes

Deposición de una serie sedimentaria grauváquica y arcillosa (esquistos de Ordenes), de edad aproximada Precámbrico-Cámbrico sobre un zócalo de rocas máficas con metamorfismo de alto grado, (metabasitas). No existen pruebas para suponer que estos metasedimentos fueran afectados por el metamorfismo de facies granulita, por esta razón suponemos su sedimentación después de éste. Sin embargo algunos autores holandeses como van ZUUREN (1969) piensan que esta serie ya existía cuando aconteció el citado metamorfismo, explicando la falta de indicios metamórficos de esta fase por la más alta posición estructural de estos esquistos.

Otra posibilidad que podría explicar la relación entre ambas formaciones (Esquistos de Ordenes y metabasitas) sería suponiendo un cabalgamiento de los primeros sobre los segundos.

## **Dominio del borde externo del Complejo de Ordenes y del Complejo de Noya**

Sedimentación de una serie que posteriormente constituiría los esquistos y paraneises, a veces con porfiroblastos de albita, de edad Precámbrico-Cámbrico.

2.— Sedimentación de otra serie fundamentalmente pelítica de edad posiblemente más moderna que las dos anteriores, pero que ante la falta de datos seguros ha sido considerada como Precámbrico-Silúrico. Corresponderían con los metasedimentos del "Dominio migmático y de las rocas graníticas. Grupo de Lage". Por debajo de esta serie aunque nunca se encuentran en contacto directo dentro de la Hoja, aparecen los ortoneises glandulares, los cuales pueden ser intrusivos en ella o bien representar un zócalo sobre el cual ésta se depositó.

Resulta difícil correlacionar estas tres series metasedimentarias ya que presentan características litológicas diferenciables y no se conoce su posición relativa dentro de los geosinclinales Precámbrico y Paleozoico.

3.— Emplazamiento de diques o sills de rocas máficas que serían las anfibolitas actuales e incluso de algún cuerpo de gabro, dentro del "Dominio del borde externo del Complejo de Ordenes y del Complejo de Noya.". En realidad no se poseen criterios como para suponer con exactitud la edad relativa de estas rocas con respecto a los ortoneises mencionados a continuación, ya que existen dentro de estos últimos a veces lentejones de anfibolitas.

Emplazamiento, en forma de sills, de rocas graníticas (actuales ortoneises) dentro del "Dominio del borde externo del Complejo de Ordenes y del Complejo de Noya.". Estos ortoneises han sido datados por van CALSTERN (1977) en zonas situadas al W de esta Hoja, concretamente en el Complejo de Noya, los cuales en principio parecen correlacionables con los presentes en nuestra zona de estudio, dando una edad para el conjunto de ellos de 462 m.a. aproximadamente. Esto sitúa su emplazamiento alrededor de la mitad del Ordovícico.

## **4.2 CICLO HERCINICO**

Los acontecimientos que se desarrollan a partir del Carbonífero Inferior y que constituyen la orogenia hercínica, son más conocidos que los descritos anteriormente, debido a la inexistencia de otra orogenia posterior que enmascarase los resultados de éste, como ella lo hizo con los antehercínicos.

4.— Primera fase de deformación. Se originan las estructuras descritas en el apartado correspondiente (3.2.1) del capítulo anterior, las cuales se pueden concretar en una esquistosidad de flujo importante que afecta a todas las rocas de la Hoja, salvo a las graníticas hercínicas que aún no se habían emplazado, y que se conserva especialmente hoy en los ortoneises. También se generan pliegues isoclinales o subsoclinales acostados los cuales no han podido ser determinados, y además una fuerte blastomilonitización y neisificación de las rocas preexistentes.

Cabe decir que esta fase afecta a todos los dominios de la Hoja independientemente de su situación relativa antes del emplazamiento en las posiciones hoy ocupadas.

5.— Cabalgamiento del los dominios del "borde externo del Complejo de Ordenes y del Complejo de Noya" y del "Complejo de Ordenes", sobre el "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage".

Asociada a estos cabalgamientos se desarrolla en la zona próxima a ellos una esquistosidad de crenulación intensa denominada  $S'_1$ , así como micropliegues. Ambas estructuras han sido descritas con más detalle en el capítulo de Tectónica, apartado 3.2.2. Tiene lugar también una fuerte retrogradación, en sus proximidades, de las rocas metabásicas.

Conviene decir, que estos cabalgamientos se desarrollan como una prolongación seguramente de la primera fase hercínica y no como un hecho aislado de ésta. El metamorfismo de presión intermedia se desarrollaría en los materiales del borde externo y del Complejo de Noya, en relación con el emplazamiento de los mantos. Fenómenos de retrometamorfismo, que se observan sobre todo en las metabasitas del Complejo de Ordenes, pero también en otras rocas de los mantos estarían en relación también con el emplazamiento de los mantos, probablemente con sus últimos estadios.

6.— En las zonas donde existía alta temperatura y suficiente cantidad de agua tendría lugar la migmatización de las rocas, la cual aparece representada fundamentalmente en el "Dominio migmatítico y de las rocas graníticas. Grupo de Lage" pero también en parte de los esquistos de Ordenes del "Dominio del Complejo de Ordenes". Se caracteriza por la abundante inyección de granitoides en filones de dimensiones muy variables, la recristalización a veces intensa de las rocas, así como en otros casos por la fusión más o menos importante de éstas (metasedimentos y ortoneis glandular), que cuando llega a borrar sus rasgos originales, aparece un material fundamentalmente granítico, inhomogéneo, con abundantes restitos, que se ha denominado granitoide migmatítico.

7.— Intrusión de la granodiorita precoz con megacristales, acompañada

de sus precursores (“cognate inclusions”) algo más básicos, aprovechando probables zonas débiles existentes.

8.— Emplazamiento de los últimos productos de la migmatización. Corresponden a los granitos de dos micas, los cuales poseen un carácter intrusivo y aparecen representados irregularmente en la Hoja.

9.— Segunda fase de deformación hercínica. Afecta a los tres dominios en que ha sido subdividida la Hoja, como un sólo conjunto, al igual que la migmatización y la mayor parte del metamorfismo hercínico, ya que éstos se encuentran en la misma posición relativa en que afloran hoy.

Las macroestructuras representadas en la Hoja corresponden a esta fase. También existe una esquistosidad de crenulación bastante desarrollada, así como abundantes micropliegues. Por último y también relacionada con ella aparecen zonas de cizalla subverticales de las cuales una atraviesa meridiana-mente, más o menos, la Hoja, próxima a su límite E. En cualquier caso sus efectos están descritos más ampliamente en el apartado 3.2.3 del capítulo de Tectónica.

10.— Fases tardías. Relacionadas con ellas aparecen muy localmente esquistosidades de crenulación, así como micropliegues de tipo “kink-band” y “chevron”. También tiene lugar en época tardihercínica, la intensa fracturación que afecta a las rocas de la Hoja, compuesta fundamentalmente por fallas de juego normal y en dirección.

#### 4.3 CICLO POSTHERCINICO

La estructura geológica de la región se encuentra prácticamente constituida a partir de la última fase hercínica. Las estructuras que se originan después, corresponden a un estilo marcadamente frágil, protagonizado por un juego de fallas verticales que aprovecha en su mayoría los planos de desgarre en general NE–SW tardihercínicos. Como es el caso de la cubeta tectónica rellena de sedimento terciarios y cuaternarios que se sitúa al S de la Hoja.

Los estudios geomorfológicos de NONN (1966) y los de MEDUS (1965) realizados en Galicia, han permitido reconstruir en buena medida la historia geológica durante los tiempos más recientes (Terciario y Cuaternario).

Durante el Cuaternario se establecen diversos procesos morfogenéticos que dan origen al coluvionamiento de laderas y a la sedimentación de los depósitos aluviales y de fondos de vaguada que surcan frecuentemente la superficie de la Hoja.

Por otro lado una alternancia climática en Galicia es evidente en este período, pues frente a procesos de clima mediterráneo o semiárido como los conos torrenciales, restos de suelos rojos sobre las terrazas y rubefacción de los cantos de las mismas, se oponen otros procesos de clima más frío o periglaciario (valles en cuna, planos o disimétricos, derrubios estratificados, laderas regularizadas, etc.).

## **5 GEOLOGIA ECONOMICA**

### **5.1 MINERIA**

No existen en la Hoja explotaciones activas de ningún tipo y las escasas antiguas labores mineras corresponden a pequeñas excavaciones, de difícil localización hoy y de poca importancia, al menos aparentemente.

Únicamente merece la pena mencionar un afloramiento de magnetita de aspecto sedimentario, que se localiza en el cuadrante NW de la Hoja, concretamente en las proximidades de Ferreiros (x: 515.850; y: 4.758.550, coordenadas U.T.M.) y cuyo interés resulta problemático suponer, a partir exclusivamente del reconocimiento general que conlleva un proyecto como el presente.

### **5.2 CANTERAS**

Existe en la Hoja una explotación importante. Es una cantera de cuarzo situada sobre uno de los afloramientos que se localizan en el cuadrante NE de la Hoja. El material extraído se exporta en su mayor parte (alrededor del 80 por ciento) y el resto se emplea fundamentalmente para la fabricación de carburo y ferrosilicio en la factoría de Cee (La Coruña).

Hay otras dos canteras activas situadas una sobre el ortoneis glandular y otra en la granito de dos micas de grano fino a medio con megacrístales. Ambas dedican la roca extraída, después de su machaqueo, como áridos para la construcción, dentro del mercado local.

Además hay abundantes canteras inactivas, fundamentalmente situadas sobre materiales graníticos, entre los que caben destacar las numerosas excavaciones que rodean a Santiago y de las que proceden los materiales utilizados para la construcción de esta importante localidad.

## 5.3 HIDROGEOLOGIA

Desde un punto de vista hidrogeológico se separan en la Hoja dos conjuntos de terrenos claramente diferenciables. Por un lado los precámbricos y paleozoicos y las rocas ígneas y por otro, los sedimentos terciarios y cuaternarios.

### 5.3.1 Terrenos precámbricos y paleozoicos y rocas ígneas

La permeabilidad primaria de estas rocas en estado fresco es prácticamente nula y en estado de alteración generalmente pequeña. La permeabilidad secundaria fruto de la red de planos que las atraviesan o de la disolución de éstas, tampoco alcanza valores importantes.

En suma, las posibilidades de explotación hidrogeológica de estos terrenos se limitan a la realización de captaciones a cielo abierto de escasa profundidad (como las que abundan en la región) sobre las zonas más alteradas superficialmente. De éstas raramente se obtendrán caudales superiores a 1 ó 1,5 l/seg., salvo casos excepcionales fruto de la casualidad.

Respecto a la contaminación de las aguas subterráneas, el MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS (Escala 1:1.000.000) encuadra estos terrenos dentro de las zonas donde la contaminación afectará casi exclusivamente a las aguas superficiales, por no existir prácticamente afloramientos de formaciones permeables.

### 5.3.2 Terrenos terciarios y cuaternarios

Estos sedimentos presentan, a priori, unas condiciones más favorables para la infiltración y almacenamiento del agua subterránea.

En el caso de los sedimentos terciarios, la existencia en proporciones importantes de arcillas, hace decrecer de un modo notable la permeabilidad del conjunto, anulando prácticamente el desarrollo de acuíferos importantes.

Respecto a los terrenos cuaternarios, denominador común a todos es la superficialidad de los posibles acuíferos, como causa directa de su pequeño espesor, lo que implica que se encuentren muy afectados por las variaciones estacionales.

Solamente las llanuras aluviales sufren una recarga adicional, que en el mayor número de los casos es superior a la pluviométrica, proveniente del caudal del río a que pertenecen.

EL MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS (Escala 1:1.000.000) los define como terrenos donde los acuíferos son muy vulnerables a ésta y zonas donde es necesario extremar las medidas preventivas.

El resto de los depósitos cuaternarios, como los coluviones, pueden presentar también características favorables para la infiltración y almacenamiento de aguas, pero su escasa extensión superficial y muchas veces su localización morfológica les resta gran parte de interés.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- ABRIL, J.; APALATEGUI, O. y PLIEGO, D.V.— “Hoja de El Pino (05-07)”. *División de geología del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- ANTHONIOZ, P.M. (1969).— “Etude pétrographique et structurale des régions de Morais et Bragança (NE du Portugal)”. *These université de Poitiers*, 311 p.
- ANTHONIOZ, P.M. (1970).— “Etude des complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal)”. *Sci. de la Terre*, 15, pp. 145-166.
- ANTHONIOZ, P.M. et FERRANGE, A. (1978).— “Le Précambrien polymetamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique, temoin d’une nappe de charriage Caledonienne?”. *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm. 27, pp. 25-41. Edición homenaje a Isidro Parga Pondal.
- APALATEGUI, O.; PLIEGO, D.V. y ABRIL, J.— “Memoria de la Hoja de Arzúa (06-07)”. *División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- 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 zircon investigations”. *Leidse Geol. Med.*, 46, pp. 57-155.
- ARPS, C.E.S.; CALSTEREN, P.W.C. van; HILGEN, U.D.; KUIJPER, R.P. and TEX, E. den (1977).— “Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide”. *Leidse Geol. Med.*, 51, pp. 63-94.
- BARROIS, CH. (1882).— Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord*. T. 2, núm. 1. Lille.
- BASTIDA, F. y PULGAR, J.A. (1978).— “La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología* núm. 10 p. 75–124.

- BAYER, R. and MATTE, Ph. (1979).— "Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a Nappe emplaced during a Variscan obduction? — A new gravity interpretation. *Tectonophysics*, núm. 57, pp. 9-18.
- BEACH, A. & FYFE, W.S. (1972).— "Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland: Evidence of overthrusting?". *Contr. Mineral. and Petrol.* vol. 36, pp. 175-180.
- BELL, T.H. (1978).— "Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: The Woodroffe trust". *Tectonophysics* 44, pp. 285-320.
- BIROT, P. et SOLE SABARIS, L. (1954).— "Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique". *Mem. et Doc. C.N.R.S. T. IV*, pp. 7-61.
- CALSTEREN, P.W.C. van (1977).— "Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the highgrade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other preexisting elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain)". *Ph. D. Thesis, Leiden Univ. Verhandeling N.R. 2 Z.W.O. Laboratorium voor isotopen-Geologie*, Amsterdam, 74 p.
- CAPDEVILA, R. (1969).— "Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne)". *These. Université de Montpellier*, 431 p.
- CAPDEVILA, R.; VIALETTE, Y. (1965).— "Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode au strontium sur des granites et des micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 9, 260, pp. 5081-5083.
- CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970).— "Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord Ouest de l'Espagne". *Bol. Geol. y Min. T. LXXXI-II-III*, pp. 215-225.
- CARLE, W. (1945).— "Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Grundgebirge von Galizien (Nordwest Spanien)". *Geotekt. Gorsch*, 6, pp. 13-36.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).— "Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo". *Bol. Inst. Geol.* 34, pp. 81-172.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1922).— "Hierros de Galicia". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 483 p.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935a).— "El sistema Cambriano". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 41, pp. 291-525.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935b).— "Hierros de Galicia". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 42, 769 p.

- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).— "El sistema Siluriano". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* 45, 789 p.
- HUBREGTSE, J.J.M.W. (1973).— "High-grade metamorphic rocks of the Mellid area, Galicia, NW Spain". *Leidse Geol. Med.*, 49, pp. 9-31.
- IGLESIAS PONCE DE LEON, M. and CHOUKROUNE, P. (1980).— "Sherar zones in the Iberian arc". *Internacional conference on shear zones in rocks. Barcelona.* Mayo, 1979.
- JULIVERT, M.; FONBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).— "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria. I.G.M.E.*
- KEASBERRY, E.J. (1979).— "An interpretation model of semi-circular Bouguer anomalies found over the periferial belt of the Ordenes complex (NW Spain)". *Geologie en Mijnobouw* vol. 58, pp. 65-70.
- KEASBERRY, E.J.; CALSTEREN, P.W.C. van & KUIJPER, R.P. (1976).— "Early Paleozoic mantle diapirism in Galicia". *Tectonophysics*, 31, pp. 61-65.
- KONING, H. (1966).— "Les types des roches basiques et ultrabasiqes qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)". *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 235-242.
- LOTZE, F. (1945).— "Observaciones respecto a la división de las variscidas de la Meseta Ibérica". *Inst. L. Mallada. Publicaciones extranjerias T.V.* pp. 149-166. Traducción directa del original alemán por J.M. Ríos.
- LOTZE, F. (1956a).— "Das prakambrium spaniens". *Neues Ib. Geol. Palaontol.* 8, pp. 373-380.
- LOTZE, F. (1956b).— "Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung". *Stille Festschrift, 8 Abh. Stuttgart*, pp. 128-139.
- MAASKANT, P. (1970).— "Chemical petrology of polymetamorphic rocks from Galicia, NW Spain". *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 237-325.
- MAPA DE VULNERABILIDAD A LA CONTAMINACION DE LOS MANTOS ACUIFEROS (1973).— E. 1:1.000.000. *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.*
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1979).— "La prolongación del manto de Mondoñedo en la zona occidental del Domo de Lugo (Galicia, España)". *Breviora Geológica Astúrica.* (En publicación).
- MATTE, Ph. (1968).— "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grnoble. Revue de Geol. Alpine* 44, pp. 1-128.
- MATTE, Ph.; RIBEIRO, A. (1967).— "Les rapports tectoniques entre le

- Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Peninsula Ibérique: grandes nappes ou extrusions? ". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 264, pp. 2.268.
- MATTE, Ph.; CAPDEVILA, R. (1978).— "Tectonique en grans plis couchés en plissements superposes d'age hercynien dans la serie de Ordenes-Betanzos (Galice Occidentale). Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico". *Ed. Homenaje a I. Parga Pondal. Cuadernos del seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm. 27.
- MEDUS, J. (1965).— "Contribution palynologique a la connaissance de la flore et de la vegatation neogene de l'ouest de l'Espagne; étude des sediments recents de Galice". *These 3<sup>o</sup> cycle. Univ. de Montpellier*. 92 p.
- NONN, H. (1966).— "Les regions cotieres de la Galice (Espagne)". *Publications Fac. des Lettres. Univ. Strasbourg*. T. III, pp. 1-591.
- OVERMEEREN, R.A. van (1975).— "A gravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo Ortegal (NW Spain)". *Tectonophysics*, 26, pp. 293-307.
- PABLO MACIA, J.G. de, y MARTINEZ CATALAN, J.R.— "Hoja de Sobrado 06-06/71". Sin publicar. *División de Geología del I.G.M.E. (MAGNA)*.
- PARGA PONDAL, I. (1956).— "Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO 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. *Notas y comuns. Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 59, pp. 333-358.
- PARGA PONDAL, I. (1963).— "Mapa petrográfico estructural de Galicia". *Inst. Geol. Min. Esp.*
- PARGA PONDAL, I. (1967).— "Carte geologique du Nord-Ouest de la péninsula Ibérique (Hercynien et ante-hercynies). Escala 1:500.000, Primera reunión sobre la geología de Galicia y del Norte de Portugal (1965)". *Servicios Geológicos de Portugal*.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph. et CAPDEVILA, R. (1964).— "Introduction a la geologie de l'"Olla de Sapo". Formation porphyroide ante-silurienne du Nord-Ouest de l'Espagne". *Notas y comuns. Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 76, pp. 119-154.
- PARGA, J.R. (1969).— "Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trabajos del laboratorio geológico de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.

- RIBEIRO, A. (1974).— “Contribución a l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental”. *Serv. Geol. Portugal*, Memoria núm. 24, 168 p.
- RIES, A.C. and SHACKLETON, R.M. (1971).— “Catazonal complexes of Northwest Spain and North Portugal, Remnants of a Hercynian thrust plate”. *Nature Physical science*, vol. 234, pp. 65-79.
- SCHULZ, G. (1834).— “Mapa petrográfico del Reyno de Galicia”. *F. de la Torre ed. Madrid*.
- SCHULZ, G. (1835).— “Descripción geognostica del Reyno de Galicia”. *Collado imp. Madrid*.
- TEX, E. den (1965).— “Metamorphic lineages of orogenic plutonism”. *Geologie en Mijnbouw*, 4, 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 Variscaca en Galicia Occidental”. *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm. 27, pp. 141-157.
- WARNAARS, F.W. (1967).— “Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro-bearing poly-orogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain)”. *Ph. D. Thesis, Leiden Univ.*, 208 p.
- WILLIAMS, G.D. (1978).— “Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnmark”. *Tectonophysics*, 48, pp. 29-40.
- ZUUREN, A. van (1969).— “Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain)”. *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 1-71.

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

