



# IGME

45

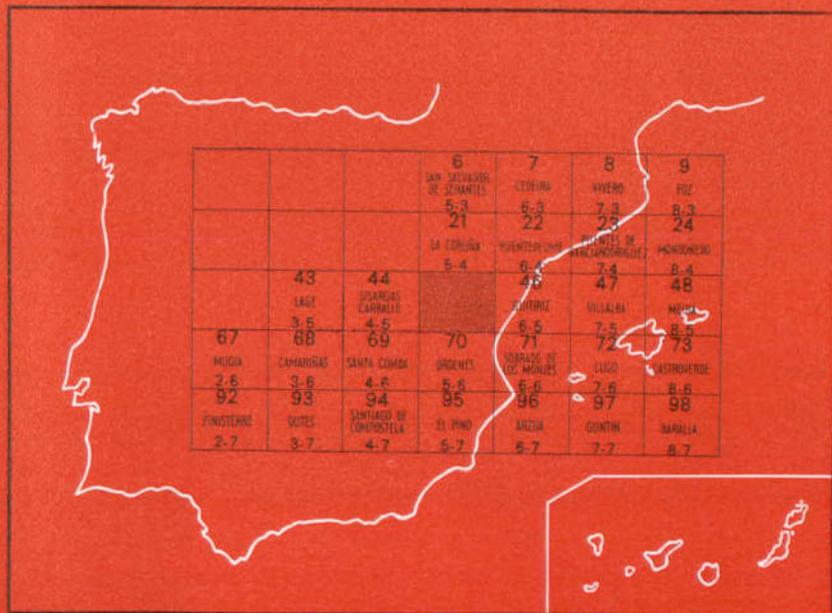
5-5

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# BETANZOS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**BETANZOS**

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IMINSA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: José Galán Arias, Florencio Aldaya Valverde y Francisco Ruiz Arias.

En *Memoria*: José Galán Arias y Francisco Ruiz Arias (Terciario y Geología Económica). Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Petrología*: Ofelia Suárez, Doctora en Ciencias Geológicas.

*Asesoramiento en campo y Memoria*: Florencio Aldaya Valverde, Doctor en Ciencias Geológicas, y Moisés Iglesias Ponce de León, Licenciado en Ciencias Geológicas; Charles E. S. Arps y J. Dick Hilgen, Doctores en Ciencias Geológicas, Universidad de Leiden (Holanda).

*Supervisión*: A. Huerga Rodríguez, Licenciado en Ciencias Geológicas (IGME).

#### **INFORMACION COMPLEMENTARIA**

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

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

Depósito Legal: M - 41.411 - 1981

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

## 1 INTRODUCCION

La Hoja núm. 45 (05-05), Betanzos, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se encuentra situada en el ángulo NO de la Península Ibérica y delimitada por las coordenadas 8° 31' 10" y 8° 11' 10" de longitud Oeste (meridiano de Greenwich), y 43° 10' 04" y 43° 20' 04" de latitud Norte.

Geográficamente la Hoja se encuentra al sur de la ciudad de La Coruña, siendo sus núcleos de población más importantes las estribaciones de la citada ciudad y las villas de Betanzos y Carral.

Desde el punto de vista climatológico constituye una frontera climática separando la zona de clima marítimo, al N, con otra al S de clima templado. La temperatura media anual es de 13° C, siendo la media en el mes más frío de 7° C y en el más cálido de 17° C. La precipitación media anual es de 850 a 1.150 mm.

Geomorfológicamente existen en la Hoja dos zonas claramente diferenciadas, cuales son la parte central y oriental, con un relieve de muy bajos desniveles definido por el substrato esquistoso-grauváquico, y la occidental, netamente condicionada por el macizo granítico que ocupa dicho sector. La primera puede enmarcarse en la gran penillanura gallega muy fuertemente retocada por procesos erosivos recientes. En ella se dan unas condiciones de extrema dificultad en el reconocimiento de afloramientos, hecho que se hace notar con mayor intensidad, si cabe, en la zona central-norte, municipio de Cambre, atravesada de Oeste a Este por la Carretera Nacional VI, desde la Ría del Burgo a Guisamo, y en toda la zona central de la Hoja en las que las escasas variaciones en cota, el recubrimiento y la elevada alteración de los materiales impiden el reconocimiento normal de los mismos.

El sector Oeste, ocupado por el macizo granítico, es en el que se dan los relieves más acusados, debido, lógicamente, a la propia naturaleza del substrato de relieve que está netamente controlado por la red de fallas de direcciones NO-SE y NE-SO, a las que se adaptan los cauces fluviales.

Geológicamente, la Hoja de Betanzos se sitúa en la Zona Centro-Ibérica (C. de Ordenes) establecida por LOTZE (1945), y posteriormente revisada por MATTE (1968a), al que denomina Zona IV, Galicia Media-Tras os Montes. Más recientemente JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO y CONDE (1972) adoptan la división y terminología de LOTZE al establecer la división en zonas de la Península Ibérica.

Los materiales aflorantes son, como ya se ha esbozado, netamente distintos y diferenciables. Así, existe un macizo granodiorítico que ocupa la región oeste de la Hoja en contacto al E y O con esquistos y grauvacas de la Serie de Ordenes, de características bien distintas a uno y otro lado, ya que mientras al E del granito se trata de esquistos, neises y grauvacas afectados por el metamorfismo regional, al Oeste esta misma serie está afectada por un metamorfismo de contacto del granito, que suponemos muy próximo a la superficie actual.

A escala regional, la Hoja está comprendida en los trabajos de PARGA-PONDAL (1956-1966), CAPDEVILA (1965) y MATTE Ph. (1968).

Particularmente referido a esta Hoja, existe un trabajo inédito de PRADE (1964) presentado como tesis de licenciatura en la Universidad de Leiden (Holanda).

## **2 ESTRATIGRAFIA**

### **2.1 INTRODUCCION**

Los únicos materiales susceptibles de ser analizados en este capítulo son los relativos a la denominada Serie de Ordenes (PARGA-PONDAL y Escuela de Leiden), cuya edad es problemática, y de la que nos ocuparemos más adelante; los recubrimientos Terciarios que existen en la Cuenca de Meirama, los Pliocuaternarios visibles a lo largo del trazado de la Autopista Madrid-La Coruña, entre Cambre y el sur de Guísamo, y los rellenos Cuaternarios visibles en los cauces fluviales, Rías del Burgo y Betanzos y las arenas de la playa de Sabón (esquina NO de la Hoja).

En grandes extensiones de la Hoja existe un recubrimiento de suelo cuyo espesor evaluamos por término medio en 1-2 metros, llegando a alcanzar en algunos casos 15 m., los cuales impiden, a veces totalmente, el reconocimiento y análisis de los materiales subyacentes.

## 2.2 SERIE DE ORDENES (PC-CA)

Representan más del 65 por 100 del total de la Hoja, pudiendo establecerse dos sectores o dominios netamente distintos al E y al O de las granodioritas.

En líneas generales componen esta serie detrítica esquistos (en los que se pueden distinguir varios tipos), cuarzo-esquistos y metagrauvascas en una sucesión rítmica con niveles turbidíticos, habiéndose observado en varios puntos estratificación gradada, si bien la secuencia completa de gradación, con el consiguiente criterio preciso de polaridad, ha podido constatarse sólo en unos pocos afloramientos.

No se han visto otras estructuras sedimentarias, como estratificación cruzada, etc. No se dan mayores precisiones de tipo estratigráfico, por estar toda la zona bajo la isograda de la biotita y habiendo sufrido al menos dos deformaciones.

### 2.2.1 SERIE DE ORDENES, AL OESTE DE LAS GRANODIORITAS

La zona donde mejor afloran estos materiales es en la costera, NO de la Hoja, en la que existen predominantemente paraneises, pegmatitas, apilitas y granitos de dos micas orientados en estrechos filones, presentando en ocasiones enclaves biotíticos de hasta 6 ó 7 cm., y localmente cuarcitas. Se trata de una zona afectada por productos de una migmatización a mayor profundidad, granitoides, pegmatoides, etc.

Al sur de esta zona existe otra, también ocupada por esquistos muy metamorfizados, asimilable a la anterior, no habiéndose visto en ningún caso filones pegmatíticos, aplíticos o de granito.

En su contacto con la granodiorita se aprecia una zona de un kilómetro de ancho, aproximadamente, de roca compacta en facies corneana, en la cual se pueden distinguir unos niveles de calcosilicatos con piroxenos, anfíboles, granates y algunos carbonatos.

En ambas zonas, si bien más en la segunda, se observa un grado de metamorfismo de contacto superior al que puede apreciarse en la zona de la Serie de Ordenes, al E de las granodioritas. Ello lo suponemos debido a un contacto granito-esquistos muy tendido, de tal modo que la influencia del granito puede hacerse sentir en una superficie actual muy superior a lo que lo hace al E del granito, en el que el metamorfismo de contacto ocupa una zona de anchura inferior a la que nos estamos refiriendo.

### 2.2.2 SERIE DE ORDENES, AL ESTE DE LAS GRANODIORITAS

Ocupando una superficie superior al resto de los materiales existentes en la Hoja, afloran los esquistos y grauvascas que componen la llamada Serie de Ordenes.

En el ámbito de la Hoja estas rocas están en contacto intrusivo, al Oeste, con las granodioritas, las cuales originan una zona de metamorfismo de contacto de reducida potencia, si bien al Sur es un tanto más ancha.

Fuera de la Hoja, a poca distancia del borde oriental, ya en la Hoja colindante de Oza de los Ríos 46 (06-05), la Serie de Ordenes vuelve a contactar con el granito de dos micas post-F<sub>1</sub>, siendo dicho contacto muy verticalizado dado el escaso metamorfismo de contacto apreciado.

A la Fase 1 de deformación que ha afectado a esta Serie se superpone de modo regional la Fase 2, la cual origina todas las estructuras visibles, borrando totalmente en muchos momentos a aquélla.

Habida cuenta de las deformaciones sucesivas que han afectado a los materiales, la inexistencia de cortes continuos y la ausencia de niveles guía en la Hoja, no estamos en condiciones de llegar a una precisión correcta en cuanto a potencia de la Serie. No obstante, estimamos como bueno el dato de unos 3.000 metros que se da en la Hoja de La Coruña de 2.000-3.000 metros, MATTE y CAPDEVILA (1978).

La edad de esta formación es dudosa, pues no se han encontrado restos fósiles que permitan datarla con exactitud.

Para DEN TEX (1966) y FLOOR (1966) sería precámbrica. Sin embargo, el carácter intrusivo del ortogneis de Mellid en esta serie, hecho comprobado en la Hoja 06-06, Sobrado, que según las últimas dataciones (VAN CALSTERES, 1977) tendría una edad de  $409 \pm 24$  M. A., lo que le situaría en el silúrico, nos permite pensar que su techo alcanzaría como máximo el ordovícico.

No obstante, el ortogneis sería una intrusión mesocrustal, y por tanto debía tener por encima de donde se emplazó una potente serie sedimentaria.

Basándonos en eso y además por la similitud de facies con series parecidas del precámbrico alto de la península (Complejo esquistos-grauváquico, Serie de Villalba y Pizarras del Narcea) se le puede suponer una edad precámbrico alto, llegando a alcanzar el cámbrico.

Las rocas que constituyen el complejo de Ordenes en esta Hoja son predominantemente de naturaleza areno-pelítica, con algunas intercalaciones de niveles margosos o calcosilicatados.

Al haber sido afectados por un metamorfismo regional de bajo a medio grado hay un predominio de filitas y esquistos, por lo general bastante cuarcíticos, a veces micacitas, con intercalaciones de metasamitas-esquistos, feldespáticos-paraneises y de esquistos anfibólicos-paraanfíbolitas que representarían los equivalentes metamórficos de las capas grauváquicas y margosas de la Serie original. Aparte de éstas, se encuentran otras intercalaciones de metacuarcitas, esquistos grafitosos y rocas masivas con texturas granoblásticas que corresponderían a las denominadas «fels» por WINKLER (1970).

Los análisis químicos de dos muestras de la Serie (\*, \*\*) muestran un contenido en  $Al_2O_3$  bastante alto en comparación con los valores medios de grauvacas (PETTIJOHN, 1957) y de pizarras (CLARKE, 1924), así como valores muy similares para el  $K_2O$  y  $Na_2O$ . Teniendo en cuenta estos valores, según el diagrama de MEHNERT (1968), ambas rocas caen en el campo correspondiente a las grauvacas en el límite próximo al de las Filitas-Esquistos.

De una forma generalizada las rocas de naturaleza pelítica muestran una esquistosidad de flujo bien desarrollada ( $S_1$ ) subparalela al bandeo composicional que aparece microplegada por la segunda fase de deformación, más visible en las capas micáceas, que va acompañada por una esquistosidad de crenulación subvertical, definida en algunos casos por una recristalización importante de moscovita, clorita y a veces de biotita, paralelamente a las superficies axiales de los micropliegues.

Teniendo en cuenta las asociaciones minerales y las texturas, distinguimos dentro de los metasedimentos de Ordenes los tipos siguientes:

Filitas.

Esquistos.

Metasamitas-Metagrauvacas-Paraneises.

Granofels.

Esquistos verdes.

Cuarcitas y Esquistos grafitosos.

Anfibolitas (Esquistos anfibólicos-Paraanfibolitas).

### 2.2.2.1 Filitas

Corresponden a las zonas de metamorfismo más bajo, predominantemente a la de la clorita y biotita. Se caracterizan por paragénesis del tipo:



Como accesorios aparecen opacos, turmalina, circón, esfena, apatito, grafito y minerales del grupo epidota-(clino)zoisita. Estos últimos son a veces muy abundantes en algunos niveles que probablemente correspondan a los de naturaleza margosa.

Se trata por lo general de filitas cuarcíferas que presentan un microbandeado muy frecuente debido a la alternancia de niveles cuarcítico grano-blásticos. Existen además otras venillas o filoncillos discordantes con las estructuras. Cloritas y biotitas de tamaño considerable aparecen en las salvandas de estas bandas o venas de cuarzo.

---

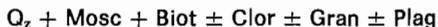
\* GA-251.

\*\* GA-267.

### 2.2.2.2 Esquistos

Por lo general corresponden a zonas de metamorfismo más alto o a niveles más profundos que las filitas; aparecen siempre por debajo de la isograda Biotita y se distinguen de aquéllas sobre todo por el grado de recristalización.

Las paragénesis más frecuentes son:



apareciendo como accesorios: turmalina, circón, opacos, rutilo, apatito, esfena y epidota-(clino)zoisita.

Generalmente son bastante cuarcíticos, con frecuentes y finos lechos o lentejones de cuarzo caracterizados por fábricas isótropas de tendencia granoblástica. Asociada a estas venas o lentículas de cuarzo de exudación puede haber una recristalización importante de clorita y biotita en fenoblastos de tamaño muy superior al de los filosilicatos, que definen la esquistosidad predominante. La abundancia de estos fenómenos en muchos esquistos indicaría la existencia de una fase fluida importante durante el metamorfismo regional. El granate, cuando existe, es porfiroblástico; aparece englobado por  $S_2$  y frecuentemente aparece sustituido en bordes y a lo largo de fracturas por clorita y opacos o por biotita.

### 2.2.2.3 Metasamitas-Metagrauvascas-Paraneises

Corresponden a los niveles de composición grauváquica más o menos ricos en feldespatos. El grado de recristalización condiciona el que pertenezcan a uno u otro tipo. Los primeros son característicos de zonas de más bajo grado, mientras que los paraneises corresponden a niveles que han sufrido metamorfismo más elevado.

La composición mineralógica es similar a la de los esquistos, aunque con mayor proporción de feldespatos y cuarzo.

Las paragénesis más frecuentes se pueden resumir en la siguiente:



apareciendo como accesorios circón, opacos, apatito, turmalina, esfena y epidota-(clino)zoisita.

La plagioclasa presenta caracteres típicamente detríticos en metagrauvascas y metasamitas, siendo frecuente que aparezca albitizada en parte. En los neises, por el contrario, aparece totalmente recristalizado, predominando las paragénesis sin moscovita y siendo el feldespato K bastante frecuente.

#### 2.2.2.4 «Granofels» (M<sub>q</sub>)

Se trata de un tipo de roca de gran compacidad, con entidad suficiente para ser representada en la cartografía y con una presentación claramente lentejona.

Su composición mineralógica es muy similar a las metasamitas o meta-grauvacas, pero son más masivas y más recristalizadas. Son generalmente de grano fino y no presentan esquistosidad alguna, siendo su textura granoblástica de tendencia generalmente porfiroblástica, y en algunos casos recuerdan tipos blastomiloníticos.

Las asociaciones mineralógicas más frecuentes se pueden sintetizar en las siguientes:



como accesorios frecuentes aparecen opacos, oligisto, circón, rutilo y minerales del grupo epidota-(clino)zoisita.

Los tipos más frecuentes son «cuarzo-biotita Fels» y «cuarzo-plagioclasa Fels», según la nomenclatura de WINKLER (1970). Contienen porfiroblastos de cuarzo, biotita bastante poiquilítica y plagioclasas que a veces muestran señales de deformación con planos de macla curvados en una matriz granoblástica de fina a muy fina, de carácter leucocrático y con micas muy finas. La turmalina, rica en inclusiones submicroscópicas, es un constituyente muy frecuente.

#### 2.2.2.5 Esquistos verdes (f)

Con este nombre se distinguen unos esquistos de grano fino, de bajo grado de metamorfismo (epizona), ricos en clorita, la cual hace que el color verde, a veces muy intenso, los singularicen.

Se localizan en el cuadrante SE de la Hoja y sus potencias no sobrepasan en ningún caso los cien metros, como máximo, pudiendo aflorar también sólo unas pocas decenas de metros.

Llevan asociados, en algunos puntos, capas de grauvacas casi siempre alteradas, de grano grueso y con aplastamiento ocasional de feldespatos según S<sub>2</sub>.

En contacto con los esquistos verdes propiamente dichos, existen niveles de potencia similar, o en algunos casos superior a la de aquéllos, de cuarcitas y filitas, también con intercalaciones grauváquicas, en las que predomina el color verde sin ser, no obstante, tan ostensible e incluso en ocasiones de difícil apreciación.

Así como en la Hoja colindante del Sur, Ordenes, núm. 70 (05-06), estos esquistos son de fácil reconocimiento y posterior seguimiento, dando idea clara de algunas estructuras de F<sub>2</sub>; en esta Hoja sólo se han podido seguir

dos franjas, que por estar en flancos de pliegues sin terminaciones periclinales no dan más que la dirección habitual de las estructuras de la F<sub>2</sub>.

Una característica que se ha apreciado es la de que suelen ser materiales de considerable resistencia, frente a los de su entorno, ocupando frecuentemente zonas altas.

Mineralógicamente estas filitas tienen un contenido elevado en cuarzo y son ricas en clorita, de color verde intenso y fuerte pleocroísmo, y moscovita, contando como accesorios óxidos de hierro, calcita, apatito, turmalina, circón y biotita.

#### **2.2.2.6 Cuarzitas grafitosas ( $\gamma$ ) y Esquistos grafitosos (e)**

Se han visto dos pequeños afloramientos de estos materiales, en la esquina NE los primeros, y en el kilómetro 9,180 de la autopista Madrid-La Coruña los segundos.

De composición muy distinta, cuarcítica los unos y pizarrosa los otros, tienen como elemento común la materia orgánica, que no presenta ningún rastro de organismos, indicando episodios reductores en la diagénesis.

Según MATTE y CAPDEVILA (1978) las cuarcitas grafitosas se situarían hacia la base de la serie.

#### **2.2.2.7 Anfibolitas ( $\xi A_1$ )**

Salvo un afloramiento localizado en la margen izquierda de la Ría del Burgo, la totalidad de ellos se ubican en la zona E de la Hoja, proximidades de Betanzos.

No se ha podido precisar con exactitud si se trata de cuerpos interestratificados o filones oblicuos a la estratificación. No obstante, el segundo supuesto, dada la forma cartográfica de estas rocas y su evidente elongación en el sentido de la F<sub>2</sub> hace que se descarte, en principio, en esta Hoja.

Parece tratarse, pues, de alternancias de filones capa o diques subparalelos a los esquistos, dando tramos de pocas decenas de metros de potencia muy ricos en anfibolita. Sólo en una ocasión se ha visto que una de estas franjas supera los cien metros. En otras ocasiones, por el contrario, parece tratarse de intrusiones aisladas, las cuales, con objeto de resaltar su localización sobre el mapa, se ha ampliado ligeramente su potencia.

Con objeto de comprobar las relaciones de las anfibolitas con la estratificación, se han realizado unos reconocimientos en la zona litoral de Sada, a tan sólo dos kilómetros del límite norte de la Hoja, donde se han visto varios casos de escala métrica, en el que la forma de sill es evidente (fig. 1).

Este hecho también ha sido comprobado en la esquina NO de la Hoja.

Desde un punto de vista estrictamente petrográfico se clasifican como

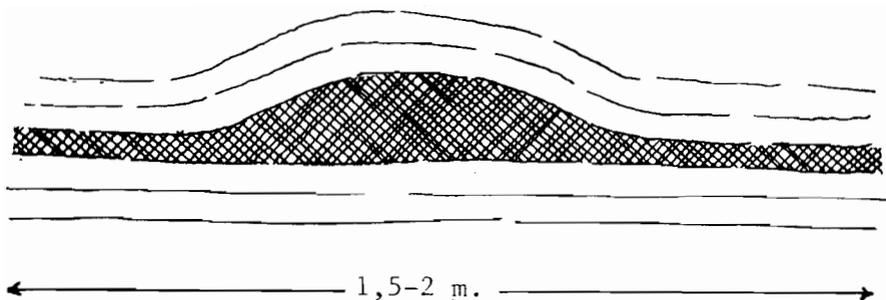


Figura 1.—Sill de Anfibolita, Puerto de Sada.

Esquistos anfibólicos-Paraanfibolitas. Corresponden a niveles de composición margosa o calcosilicatada que han sufrido metamorfismo de grado medio. Los tipos más frecuentes son bastante ricos en cuarzo, y se caracterizan por la siguiente paragénesis:



conteniendo como accesorios frecuentes opacos, leucoxeno, epidota-(clino) zoisita y esfena. El anfíbol se presenta en formas fibrosas radiales dentro de una masa leucocrática y granoblástica o en grandes cristales algo poiquilíticos a veces.

Anfibolitas de textura nematoblástica son mucho más raras y se caracterizan por la paragénesis:



siendo los anfíboles de tipo hornblenda y bastante poiquiloblásticos.

### 2.2.3 CONCLUSIONES SOBRE LA SERIE DE ORDENES

La diferenciación que hemos indicado de estos materiales al Oeste y Este del macizo granodiorítico presenta algún problema a la hora de asimilar aquéllos a éstos, ya que al Oeste el elevado metamorfismo predominante ha borrado notablemente los puntos base de comparación de esa zona con la que entendemos como Serie de Ordenes s.s. al E del granito. Ello, no obstante, nos inclinamos por incluir la zona occidental en la Serie de Ordenes, considerándola también de la misma edad.

Se trata, pues, de una serie sedimentaria detrítica formada esencialmente por grauvacas y pelitas en secuencias rítmicas con velocidades de sedimentación constantes en ocasiones, ya que las granoclasificaciones ob-

servadas presentan una distribución regular y simétrica de los diferentes tamaños de granos.

En otras ocasiones, las más frecuentes, los ciclos de sedimentación en los que pudiera observarse la granoclasificación están truncados, impidiendo extraer el criterio de polaridad correcto.

En su conjunto, puede considerarse como una serie flyschoides, donde probablemente existan facies proximales (espesor de estratos entre 10 y 40 cm., paralelismo entre las capas, presencia acusada de capas ricas en cuarzo, granoclasificaciones, etc.), alternando con términos no turbidíticos en especial hacia la base (esquistos, cuarcitas grafitosas).

### 2.3 Terciario ( $T_{C1-2}^B$ )

Los materiales terciarios se encuentran en la cuenca de Meirama, al sudoeste de la Hoja, en las estribaciones de los Montes de Xalo. Esta cuenca, de carácter netamente morfotectónico, se halla asociada a la falla de Meirama-Boimil, de dirección nordeste-sudeste, constituyendo este accidente el borde nordeste de la cuenca en todo su desarrollo.

En superficie se dispone paralelamente a la fractura que la condiciona, con un desarrollo de tres kilómetros de longitud, con una anchura máxima de 750-800 m.

La disposición del fondo no es homogénea, con un mínimo al Nordeste, en la zona de Pazo, de 20-40 m., coincidiendo con la parte de mayor amplitud; hacia el Sudeste aumenta progresivamente la profundidad, alcanzando un máximo hacia Avieira y Francelos de 350 m. reconocidos. Se tiene así disposición geométrica de la cuenca, en la que a mayor desarrollo vertical corresponde un menor desarrollo horizontal, siempre manteniendo un eje de dirección constante (fig. 2).

Debido a las condiciones geomorfológicas locales derivadas de la propia existencia de los depósitos terciarios, y al intenso desarrollo de suelos voluvionares y aluviales, el número de afloramientos de los materiales terciarios es muy escaso y éstos son de reducidas dimensiones, lo que dificulta la observación directa de la serie. No obstante, la realización de sondeos de investigación minera permite hacer una descripción de los materiales no aflorantes.

Las características petrológicas del entorno de la cuenca son el primer elemento influyente en la sedimentación de las series terciarias, salvo en el borde Sur, en que los materiales circundantes corresponden a la Serie de Ordenes, y se hallan constituidos fundamentalmente por esquistos y facies de corneanas de metamorfismo de contacto; el resto del perímetro se halla ocupado por granodioritas. Se tiene así dos tipos distintos de áreas fuente por los sedimentos que van a aportar. De otro lado, la fuerte subsidencia del fondo de la cuenca, acentuada progresivamente hacia el Sudeste,

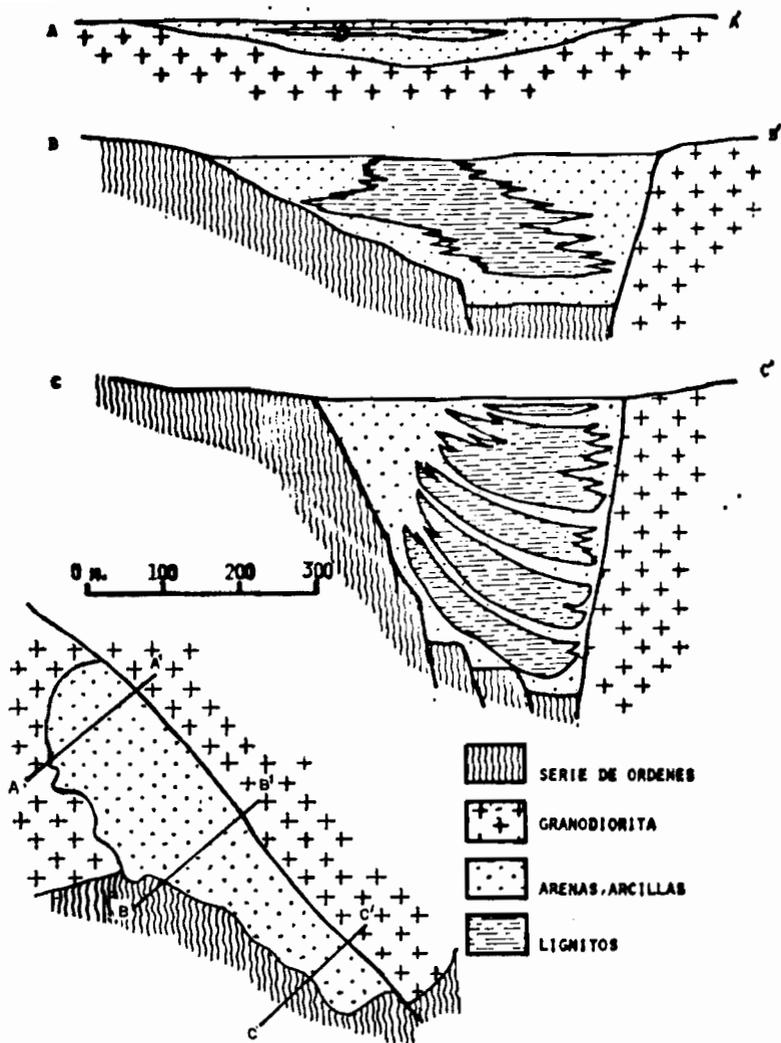


Figura 2.—Esquema y cortes sintéticos de la Cuenca de Meirama.

va a inducir un recorrido extremadamente corto a los detríticos a depositar, así como una elevada rapidez de sedimentación, lo que va a conducir a la constitución de sedimentos poco evolucionados, con una disposición espacial de continuos cambios de facies tanto en horizontal como en vertical. El borde Nordeste, limitado por la falla, actúa como un escarpe o acantilado reducido de paredes casi verticales; en tanto el Sudeste, ocupado por la Serie de Ordenes, presentaría una superficie topográfica de débil pendiente, acentuada a través del tiempo por el desarrollo de nuevas fracturas de fondo. Esta zona aportaría a la cuenca sedimentos fundamentalmente arcillosos y, en algunos casos, fanglomerados de cantos de pizarra.

Los materiales presentes son, básicamente:

— Arenas gravosas, blancas o ligeramente amarillentas, sin ningún redondeamiento de los granos; mal seleccionadas tienen tamaños desde superiores a 4 mm. hasta fracción limo-arcilla, esta última constituida fundamentalmente por caolinita de alteración de feldespatos.

En los términos más altos de la serie los cantos de cuarzo pueden hallarse sobredondeados, correspondiendo a una estabilización de la subsidencia de la cuenca.

— Arcillas y limos, constituidos principalmente por clorita, caolinita e illita.

— Lignitos, que ocupan la parte central de la cuenca.

En términos generales, las arenas ocupan las zonas más próximas a los bordes granodioríticos, en tanto que las arcillas se asocian al borde limitado por la Serie de Ordenes. No obstante, existen todos los términos de transición entre arenas, arcillas y lignitos hacia la parte central de la cuenca y en los términos superiores de los depósitos terciarios.

Esta cuenca ha sido datada palinológicamente, primero por MEDUS (1965), que atribuye una edad Mioceno Superior al techo del yacimiento. Posteriormente, MALDONADO (1977) da una edad miocénica completa a toda la serie, pudiendo llegar el muro a corresponder a un Oligoceno Superior.

#### 2.4 PLIOCUATERNARIO (T<sub>2</sub><sup>B</sup>-Q)

Sobre los materiales miocénicos de Meirama se apoya una serie de 15-20 m. de potencia constituida por microconglomerados, arenas y arenas arcillosas en bancos de 2-3 m., cuya superficie de deposición basal es de tipo canal o superficie erosiva. Los cantos son de subredondeados a redondeados y las arenas presentan una buena selección, con tamaños inferiores a 1 mm. en la mayor parte de los casos. Existe ligera gradación de los términos y tránsito gradual de unos a otros.

En las proximidades del Río Mero encuentran una serie de manchones de materiales gravosos y gravoso-arenos, mal clasificados, con alto índice de redondeamiento de los cantos y gradación vertical en los términos de cada banco. Al igual que en los anteriores, las superficies de deposición son erosivas.

A todos estos materiales se les atribuye edad Plioceno-Pleistoceno por asimilación a los de Meirama, que se encuentran encima del Mioceno Superior.

## **2.5 CUATERNARIO (Q<sub>2</sub>C, Q<sub>2</sub>Al, QM y QC1-P)**

Los depósitos cuaternarios más desarrollados en el ámbito de la Hoja son los correspondientes a las formaciones aluviales (Q<sub>2</sub>Al), ya sean éstos abandonados o correspondan a llanuras de inundación actuales. Cabe destacar aquí los correspondientes al Río Mero y sus afluentes, por ser los de mayor desarrollo, que alcanzan en diferentes niveles descendentes de la cota de más noventa a la cota cero (de pleamar).

En relación con la desembocadura de los ríos se desarrollan rías en las que se constituyen depósitos limo-fangosos de marismas (QM), así como bancos y barras de arena en las zonas de influencia mareal que enlazan con los sedimentos arenosos costeros (QC1 y OP). Todos éstos son inestables en cuanto a su posición, con frecuentes cambios debidos a la influencia estacional.

En algunos lugares se constituyen depósitos coluvionares (O<sub>2</sub>C) de arcillas, arenas y gravas, englobando cantos de hasta 30-50 cm. del material suprayacente.

En toda la Hoja destaca asimismo el fuerte recubrimiento de suelos de alteración, con una capa superior de 20-40 cm. de alto contenido en materia orgánica o vegetal, pasando hacia abajo a arcillas arenosas y gravas en la parte más próxima al sustrato. En algunos casos, como en Espíritu Santo, Guísamo y Piadela, la zona de alteración se prolonga en profundidad, produciéndose un gran desarrollo en potencia del miembro arcilloso medio, que alcanza los 15-20 m., si bien conservando sombras de las estructuras preexistentes.

## **3 PETROLOGIA**

### **3.1 METAMORFISMO**

#### **3.1.1 METAMORFISMO REGIONAL**

El metamorfismo regional en la Hoja de Betanzos se caracteriza por ser de bajo grado, correspondiendo en general a la facies de los esquistos

verdes. Las asociaciones minerales encontradas indican un tránsito progresivo de la zona de la clorita a la del granate como máximo, ya que no se ha encontrado estauroilita, correspondiendo a la zona de la biotita el área más amplia. La intensidad metamórfica crece hacia el macizo granodiorítico de una forma progresiva, si bien en la parte Este de la Hoja parece existir un incremento del grado metamórfico que se manifiesta tanto en las paragénesis como en el grado de recristalización.

Los minerales índice del metamorfismo regional son únicamente clorita-biotita y almandino, ya que la andalucita, frecuente en algunas paragénesis, está restringida a las zonas próximas con el granito, por lo que se considera originada por la intrusión. No aparecen ni estauroilita ni cloritoide, la primera sin duda por no alcanzarse las condiciones precisas, y el cloritoide debido a que la composición original de las rocas no fuese apropiada, ya que es éste el factor determinante para la aparición de este mineral (HOSCHECK, 1969). Este hecho no es raro en la Serie de Ordenes, pues en la Hoja de Puente deume, núm. 22 (06-04), se cita también la falta de cloritoide en los materiales de esta formación, mientras que aparece en otros dentro de la mencionada Hoja.

Las paragénesis más frecuentes en las rocas de la serie pelítica (filitas, esquistos, paraneises) son las siguientes:

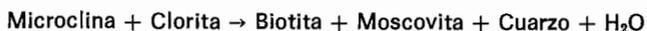
- Q + Mosc
- Q + Mosc + Clor
- Q + Mosc + Clor + Feld K
- Q + Mosc + Biot + Clor
- Q + Biot + Clor + Turm
- Q + Mosc + Biot + Plag
- Q + Mosc + Clor + Gran
- Q + Mosc + Biot + Gran ± Plag
- Q + Biot + Gran + Plag
- A + Biot + Mosc + Plag + Micro

En los esquistos anfíbólicos y anfibolitas las asociaciones más características son:

- Q + Anf + Plag + Clorita + Epidota
- Q + Anf + Plag ± Biotita
- Anf + Plag ± Clorita ± Biotita

Asociaciones todas ellas que se pueden encuadrar dentro de las subfacies de los esquistos verdes del metamorfismo tipo Barrowinse (WINKLER, 1967) o intermedio de presión más baja, y que corresponden también al denominado estadio de grado bajo (WINKLER, 1974). La presencia de feldespato potásico en algunas filitas y esquistos más ricos en clorita es típica de la subfacies de más bajo grado, y la falta de la misma en rocas muy simi-

lares, pero con biotita parece ser indicativa de que la aparición de la biotita tenga lugar según



La aparición de biotita es muy aparente en algunas zonas, ya que esta biotita incipiente suele ser de color algo verdoso, tono que desaparece cuando la biotita es un mineral más abundante y mejor cristalizado.

La zona del almandino ocupa una amplia banda en las proximidades del contacto con el granito, aunque esporádicamente puede aparecer en otras áreas y en parte de aquélla está representada la zona almandino-clorita-moscovita, característica de los niveles de más alta temperatura de estado de bajo grado en metamorfismos báricos con presiones relativamente altas (WINKLER, 1974). De la ausencia de estaurilita se deduce que las condiciones de T y P reinantes durante el metamorfismo fueron en este área inferiores a  $540 \pm 30^\circ$  y 4.000 bars, establecidas experimentalmente por GANGLY (1969) para la reacción:



Con posterioridad ha existido un retrometamorfismo bastante importante que se manifiesta sobre todo en la cloritización de parte de la biotita y pseudomorfosis del granate por biotita, clorita y/o limonita.

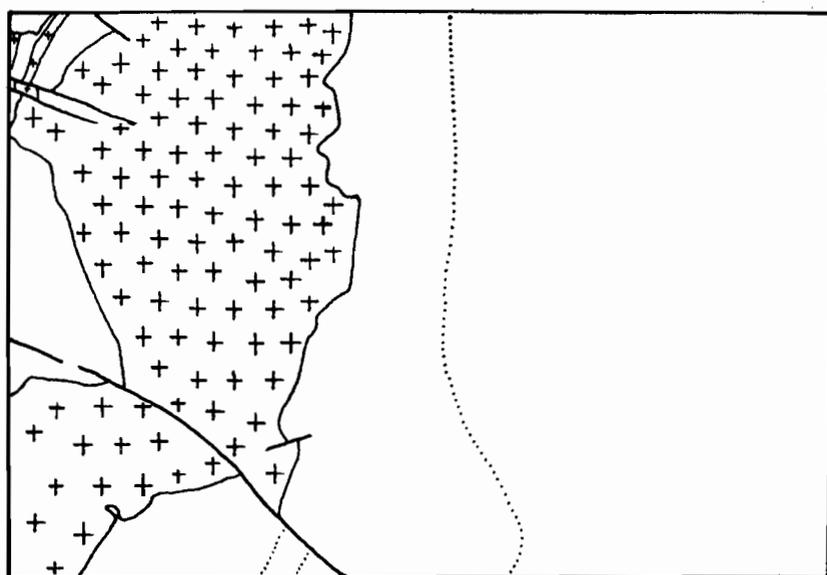
### 3.1.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

El complejo granodiorítico origina en las rocas del complejo de Ordenes un metamorfismo de contacto bastante importante, que tiene un desarrollo muy diferente en cuanto a la extensión de la aureola en los bordes, como se ha descrito anteriormente. Por efecto de la intrusión los esquistos se vuelven nodulosos, y esto, unido a la aparición de la quistolita y a un gran desarrollo de micas con texturas diablásticas y a una turmalinización relativamente frecuente, son las características más representativas. El metamorfismo de contacto se caracteriza por la asociación:



perteneciente a facies de las corneanas hornbléndicas (FYSE et al, 1958).

En la parte Suroeste y Oeste la intensidad del metamorfismo es mayor y las rocas del encajante están mucho más transformadas y apenas se reconoce su textura original, si bien las asociaciones minerales son las mismas, con la única diferencia de formación de plagioclasas de tamaño grande, es decir, que las rocas de esta aureola parecen tender al mismo tipo de equilibrio mineralógico, hecho frecuente en muchos metamorfismos de contacto (AUBOUIN, BROUSSE, LEHMAN, 1970).



ESCALA 0 1 2 3 4 5 Kms.



Figura 3.—Desarrollo de las isogradas en la Hoja de Betanzos.

### 3.1.3 RELACIONES BLASTESIS-DEFORMACION

Con relación a las dos fases principales de deformación, los períodos de recrystalización de los tres minerales índice de metamorfismo son muy amplios. Aparecen clorita y biotita pre- $F_1$ , con sombras de presión más desarrolladas en el caso de la clorita. La biotita se presenta con la exfoliación oblicua a la esquistosidad, con caracteres similares a otras que han sido consideradas por diversos autores como sincinemáticas precoces. Hay blastesis importante de clorita y moscovita y menor de la biotita durante la  $F_2$ , orientándose estos filosilicatos en estas  $S_2$ , originando en algunos casos que esta esquistosidad sea la más aparente. La biotita de mayor desarrollo en porfiroblastos poiquilíticos es interfase, formándose sobre las  $S_1$  y apareciendo englobada por las  $S_2$ .

El crecimiento más importante del granate parece corresponder a un

período interfase, siendo generalmente su carácter pre-F<sub>2</sub>. Con respecto a S<sub>1</sub>, parece estar englobado por ésta en algunos casos, pero debido a la retrometamorfosis frecuente las relaciones no son nada claras y sólo en casos aislados aparecen granates pre-F<sub>1</sub>.

## 3.2 ROCAS PLUTONICAS

### 3.2.1 ROCAS GRANITICAS (s.l.)

Ocupan la parte oeste de la Hoja y en ella, por orden de antigüedad, encontramos los siguientes tipos de roca:

- Granodiorita precoz.
- Granito de dos micas deformado.
- Granodiorita tardía.

#### 3.2.1.1 Granodiorita precoz ( $x\gamma\eta^2$ )

De textura porfiroide, su tamaño de grano es grueso con existencia de megacristales normalmente maclados de feldespato potásico de hasta 12 cm. de longitud, lo cual es una de sus características más notorias junto a la de que la moscovita no es muy visible a simple vista. En fractura reciente es de color gris claro, siendo de un rosáceo muy típico cuando está alterada.

En la zona de contacto con los esquistos, y de un modo más notorio al Oeste, existen afloramientos a lo largo de una franja de 20-30 metros de ancho, y de problemática continuidad, de fenómenos de asimilación del encajante en el encajado con schlieren de biotita.

En algunas zonas de diaclasas hay procesos de caolinitización.

Se observa deformación tectónica con micas plegadas en algunos puntos del contacto granodiorita-esquistos, como en las proximidades de Santa Leocadia, zona Oeste de la Hoja.

Normalmente los planos de esquistosidad de los esquistos son oblicuos al contacto con esta roca, salvo en las proximidades de Arteixo.

Las observaciones del flujo no son constantes en todo el entorno, lo que habla de varias apófisis en la intrusión.

La característica antes citada de la deformación de las micas por la fase 2 les da claramente una edad pre-F<sub>2</sub>.

Microscópicamente presenta texturas hipidiomórficas o alotriomórficas algo microporfídicas, que generalmente están bastante deformadas, siendo en algunos casos también orientadas apareciendo como de tipo neísico. El carácter alotriomórfico es consecuencia del desarrollo de frecuentes zonas de microgranulación intergranular.

Los minerales esenciales son cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita y

a veces también moscovita, que en otros casos es accesoria junto al circón, apatito, opacos, allanita [zonada e isótropa debido a la alteración metamórfica], esfena, rutilo, xenotima. Más ocasionalmente aparecen turmalina, granate y berilo, minerales que han sido citados como característicos para las facies tardías de carácter más ácido por CAPDEVILA y FLOOR (1970).

Las plagioclasas se presentan zonadas, a veces asociadas en sineusis, con frecuente sericitización o moscovitización, sobre todo en los núcleos. Es frecuente la existencia de zonas albitizadas con maclado en damero y de bordes de corrosión en contacto con la microclina, apareciendo restos de plagioclasa parcialmente reabsorvidos en ella, que suelen presentar coronas de decalcificación. Los planos de macla aparecen curvados y existen formas en huso así como cierta fisuración en las rocas más deformadas.

La microclina, sobre todo en megacrístales, suele tener una estructura zonada debido a la orientación de las frecuentes inclusiones que de cuarzo, plagioclasa y micas contiene. Son abundantes las perfitas tipo «rods», «strings» o «beads», las primeras muy desarrolladas y algo anastomosadas.

El cuarzo xenomorfo y policristalino suele presentar extinción ondulante más o menos marcada, según los casos, apareciendo a veces láminas y fibras de deformación y granulaciones orientadas. Más frecuente, de tamaño más fino, aparece en zonas de microgranulación bastante recrystalizado. En estas zonas son abundantes mirmequitas bien desarrolladas.

La biotita es la mica dominante o incluso la única, de color generalmente castaño rojizo, es muy rica en inclusiones de circón y abundantes halos pleocroicos. Lo mismo que la moscovita, suele aparecer bastante deformada y a veces ambas están orientadas. En parte está sustituida por clorita asociada a opacos dispuestos predominantemente según planos de exfoliación. La moscovita es a menudo simplectítica sobre los feldespatos, alcanzando gran desarrollo en algunos casos.

### 3.2.1.2 Granito de dos micas deformado (NX3 $\gamma^2$ )

En el ámbito de esta Hoja aparece una pequeña cuña en el NO, con apreciable continuidad en la Hoja colindante al Oeste, núm. 44 (04-05) Carballo, de un granito de dos micas de grano medio-grueso con una fuerte deformación de  $F_2$ . En algunos puntos es rico en biotita verde y clorita. Localmente se ven megacrístales de feldespato. El contacto con los para-neises de Ordenes es muy neto.

En cuanto a su edad, MATTE (1968) y CAPDEVILA (1969) le otorgan una de post- $F_1$ -pre- $F_2$  a sincinemáticos de  $F_2$ , aunque posterior a la Granodiorita precoz, ya que en el granito de iguales características a éste en la Hoja de Oza de los Ríos 46 (06-05) existen numerosas intrusiones de Granito deformado en la Granodiorita precoz, a la que moscovitizan, como ocurre también en otros puntos de la cadena.

Otras manifestaciones de este granito son los cuerpos laminares sub-paralelos a la  $S_2$  que aparecen también en el borde NO de la Hoja entre los paraneises de Ordenes. De ellos la franja de mayor importancia es la que tiene una dirección NE-SO y una potencia de unos cuatrocientos metros.

En campo muestra una apreciable compacidad, poco alterado, de grano medio y color blanquecino amarillento. Está fuertemente afectado por la  $F_2$ , guardando paralelismo los planos de deformación del granito con los de  $S_2$  de los paraneises.

En esta zona son frecuentes las inclusiones de paraneises y pegmatitas muy deformadas, así como de rocas filonianas ácidas en el granito.

Por último, otro pequeño afloramiento de este granito es el situado al NO de Arteixo, en la zona teórica de confluencia de varias fallas tardi-hercínicas, hecho que origina una cataclasis muy marcada en las plagioclasas y cuarzo. Igualmente se observan fisuras rellenas de hematites.

### 3.2.1.3 Granodiorita tardía ( $b\gamma\eta^2$ )

Emplazada en la Granodiorita precoz, ocupa en la Hoja una superficie aproximada de 35 Km<sup>2</sup>.

En campo sus características fundamentales son la presencia ostensible de moscovita y la menor cantidad de megacristales de feldespatos potásico.

En corte reciente presenta un color gris menos lechoso que el de la precoz. El tamaño de grano es grueso, si bien los megacristales de feldespatos potásico son menos abundantes y más pequeños.

Existen filones de granito porfiroide y de cuarzo, siendo los más numerosos los primeros.

En el contacto con la granodiorita tardía muestra zonas de grano más fino y porfídico producto del enfriamiento más rápido en los bordes que en el centro. En estas zonas la matriz es de grano más fino, existiendo también fenocristales de cuarzo.

Microscópicamente se caracteriza por texturas de tipo alotriomórfico o hipidiomórfico de grano grueso, y frecuentemente algo cataclásicas y muy raramente orientadas.

Mineralógicamente no presenta grandes diferencias con la denominada Granodiorita precoz; sus componentes esenciales son cuarzo, microclina, plagioclasa y micas, predominando la moscovita sobre la biotita, que a veces tiene un carácter muy accesorio. Aparecen con este mismo carácter apatito, circón, opacos, oligisto, allanita, epidota, claramente secundaria y de formas granulares asociada a plagioclasas alteradas a cloritas. Con carácter más ocasional, granate y turmalina.

Las plagioclasas suelen estar zonadas y presentar sericitización fina más acusada en el núcleo. La microclina suele incluir abundantes plagioclasas, a veces orientadas y que junto con granos de cuarzo pueden tener una

distribución zonada en los bordes del cristal. Contiene algunas pertitas, sobre todo de tipo «fringe». En el cuarzo son frecuentes las texturas de recristalización tipo mosaico, sobre todo en zonas de microgranulación, donde abundan las mirmequitas menos desarrolladas que en la Granodiorita precoz. Los contactos entre feldespatos son típicos de corrosión y reacción, observándose sustitución de plagioclasa por microclina en estas zonas.

La moscovita aparece en láminas de gran desarrollo; en muchos casos es simplectítica y aparece formada sobre feldespatos, siendo a veces muy rica en finísimas inclusiones y con aspecto de mal cristalizada. Puede presentarse también en asociaciones fibrosas. La biotita de menor tamaño

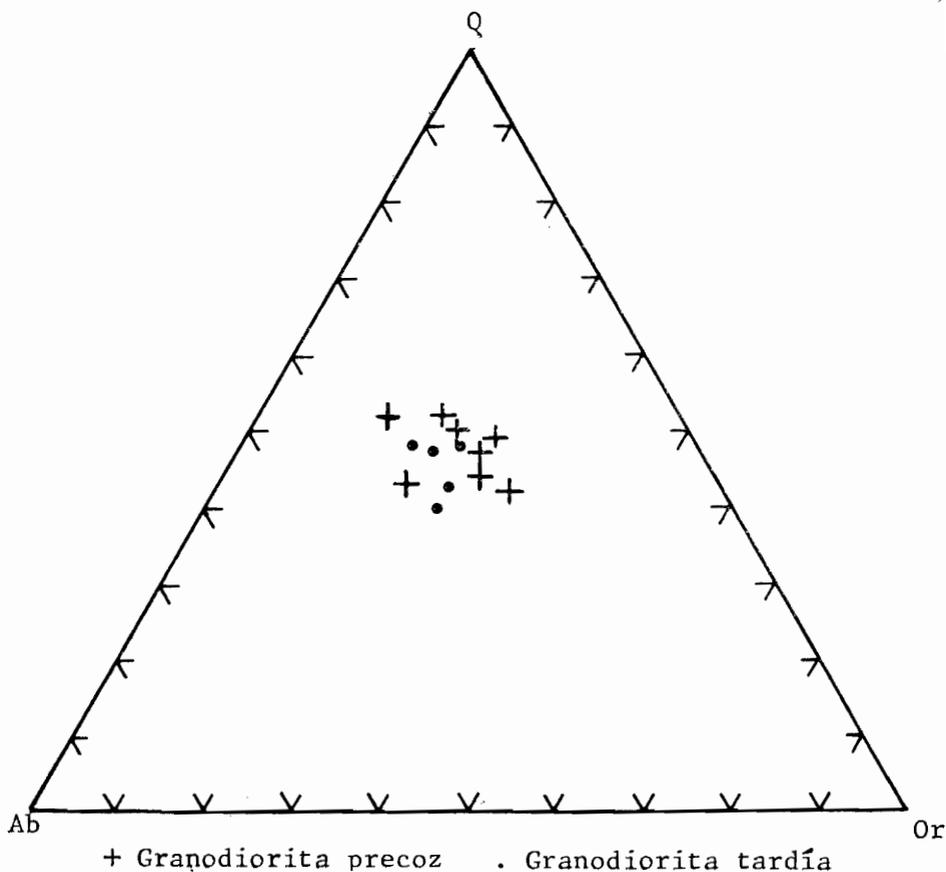


Figura 4.—Diagrama Q-Ab-Or.

TABLA I

GRANODIORITA PRECOZ

	NB-1040	NB-1124	NB-1125	NB-1127	NB-1130	GA-97	GA-141	GA-165
SiO <sub>2</sub>	73,23	72,43	71,69	71,08	72,72	74,43	75,69	74,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,87	14,35	15,22	15,55	14,39	14,25	14,01	13,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,99	3,21	2,85	2,33	2,66	1,24	1,25	1,98
FeO								
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,57	0,53	0,35	0,38	0,21	0,27	0,19
CaO	0,32	0,74	1,00	0,97	1,13	0,76	0,20	0,38
MgO	0,41	0,79	0,68	0,60	0,47	0,31	0,30	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,13	0,16	0,13	0,14	0,22	0,13	0,13
MnO	0,018	0,041	0,042	0,02	0,030	0,027	0,019	0,035
Na <sub>2</sub> O	2,57	2,65	2,32	2,10	2,79	3,04	1,48	2,34
K <sub>2</sub> O	5,29	3,01	3,72	5,08	3,47	3,48	5,25	5,19
H <sub>2</sub> O	1,64	1,81	1,39	1,57	1,66	1,86	1,09	1,49
TOTAL	99,77	99,76	99,62	99,78	99,85	99,84	99,76	99,76
Q	37,10	43,1	41,2	36,8	40,5	41,9	46,4	39,7
Or	31,3	17,8	22,0	30,0	20,5	20,6	31,1	30,7
Ab	21,7	22,4	19,6	17,8	23,6	25,7	12,5	19,8
An	0,7	2,9	4,1	4,1	4,8	2,5	0,3	1,1
Cor	3,7	5,7	5,9	5,1	4,3	4,5	5,8	3,7
Hy	1,0	2,0	1,7	1,5	1,2	0,8	0,7	0,8
Hm	2,0	3,2	2,8	2,3	2,7	1,2	1,2	2,0
Ap	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3
Ru	0,3	0,6	0,5	0,4	0,4	0,2	0,3	0,2

TABLA II  
GRANODIORITA TARDIA

	NB-1042	NB-1080	NB-1087	GA-0108	GA-0125
SiO <sub>2</sub>	73,35	74,30	72,89	73,60	73,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	13,45	14,71	15,05	15,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO	1,10	1,89	1,49	1,15	1,00
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,26	0,20	0,14	0,23
CaO	0,51	0,96	0,72	0,91	0,40
MgO	0,26	0,42	0,33	0,34	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,16	0,21	0,11	0,22
MnO	0,002	0,027	0,019	0,03	0,009
Na <sub>2</sub> O	2,74	2,28	2,78	2,62	1,97
K <sub>2</sub> O	5,29	4,48	4,52	3,91	4,91
H <sub>2</sub> O	1,60	1,59	1,70	1,84	1,60
TOTAL	99,68	99,82	99,58	99,73	99,65
Q	36,0	41,6	37,9	41,3	41,9
Or	31,3	26,5	26,7	23,1	29,0
Ab	23,2	19,3	23,5	22,2	16,7
An	1,7	3,8	2,3	3,8	0,7
Cor	3,6	3,4	4,4	5,1	7,1
Hy	0,6	1,0	0,8	0,8	0,75
Hm	1,1	1,9	1,5	1,2	1,0
Ap	0,3	0,4	0,5	0,3	0,5
Ru	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2

aparece cloritizada en parte con opacos, epidota y rutilo asociados, presentando a veces texturas saageníticas con este último.

Esporádicamente en zonas de contacto contiene andalucita muy desestabilizada y sustituida por moscovita.

### 3.2.2 ROCAS FILONIANAS POSTECTONICAS (q)

Se han visto dos filones de cuarzo que cortan con bajo grado de oblicuidad a las estructuras. De cuatrocientos metros de longitud uno y ochocientos el otro, ambos tienen una potencia no superior a los 50 m.

Presentan xenolitos de esquistos muy deformados. Los cristales de cuarzo son grandes e idiomórficos de hábito hexagonal con fisuras y granulaciones muy finas.

### 3.2.3 GEOQUIMICA DE LAS ROCAS GRANITICAS

Se han realizado trece análisis químicos de las rocas ígneas del macizo que ocupa la parte E de la Hoja, que petrográficamente corresponden tanto a granitos como a granodioritas. Del total, ocho corresponden a la denominada Granodiorita precoz y cinco a la Granodiorita tardía.

Los valores correspondientes a estos análisis aparecen en las tablas I y II, así como los respectivos datos de la norma C.I.P.W., y en el triángulo de la figura 4 aparecen proyectadas las proporciones normativas Q-Ab-Or.

En conjunto, se observa que los dos grupos son muy similares químicamente, caracterizándose por un bajo contenido en calcio, siempre inferior al 1 por 100 de CaO y que contrasta con los granitoides de la serie calcoalcalina, superior a este valor (CAPDEVILA y FLOOR, 1970).

Las muestras con valores más altos de  $Al_2O_3$  corresponden a variedades más ricas en moscovita. En cuanto a los álcalis predomina netamente el  $K_2O$  sobre el  $Na_2O$ .

La relación Ab/An da valores muy dispares de unas muestras a otras en ambos grupos, aunque abundan más los inferiores a 10. Los valores más altos parecen correlacionarse con muestras más deformadas, donde es frecuente una feldespatización bastante importante.

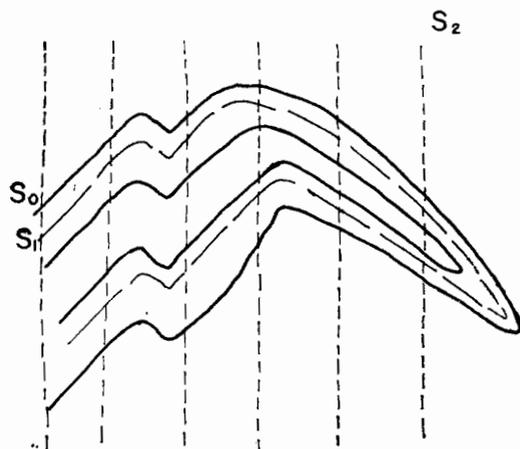
## 4 TECTONICA

### 4.1 FASE I ( $F_1$ )

Se caracteriza por una esquistosidad de flujo, que origina una orientación generalizada de micas en dirección paralela, normalmente, a la estratificación.

En lámina delgada y en muestra se han podido observar algunos ejemplos, no muy numerosos por cierto, de micropliegues de  $F_1$  plegados por la  $F_2$  (fig. 5).

Habida cuenta del gran pliegue tumbado correspondiente a esta fase que se cita en la Hoja norte, número 21 (05-04) La Coruña, y que dada su magnitud de 7-11 Km. y que la zona donde se ha reconocido, proximidades de Ares y proximidades de Sada, están a 10 y 4 Km., respectivamente, del límite norte de la Hoja, se puede suponer en principio que la citada megaestructura de  $F_1$  puede afectar también a materiales correspondientes a esta Hoja.



E 1:1

Figura 5.—Esquema de un pliegue plegado, de  $F_1$  por la  $F_2$  en la serie de Ordenes. Carretera de Meirama a Carral.

Con esta idea se han constatado, in situ, las distintas características tales como criterios  $S_0$ - $S_2$ , granclasificaciones, estratificaciones y laminaciones cruzadas, etc., que permiten hablar, efectivamente, de un gran pliegue de  $F_1$ , plegado a su vez por la  $F_2$ .

Pues bien, con estas premisas se ha realizado un corte detallado de O a E en los tramos que descubre la autopista La Coruña-Madrid desde el mismo contacto con el granito, en Vilaboa, hasta los alrededores de Guísamo, en que el corte deja de ser tal, al ir el trazado semi-paralelo a las estructuras. En algunos puntos de la bifurcación La Coruña-Santiago y La Coruña-

Ferrol se han observado criterios de flanco inverso, y en el punto kilométrico 31,600, La Coruña-Santiago, y en la margen derecha se han apreciado con toda claridad, en forma repetida a lo largo de unos metros, el criterio que se esquematiza en la figura 6.

Lamentablemente, debido a la escasez de buenos afloramientos, estos criterios sólo se han podido verificar en el punto citado, e indicios serios en sus alrededores, por tanto no se pueden extrapolar a todo lo ancho de la Serie de Ordenes. No obstante, teniendo en cuenta la relativa proximidad, dada la magnitud del pliegue, con los lugares donde se ha definido y los indicios de mantenerse la misma estructura en el norte de esta Hoja, pensamos que el área de la Hoja de Betanzos está afectada por pliegues de semejante magnitud y estilo.

En comparación a lo descrito en la Hoja de La Coruña, núm. 25, pensamos que sí se puede hablar de una ligera inclinación axial al N. En efecto,

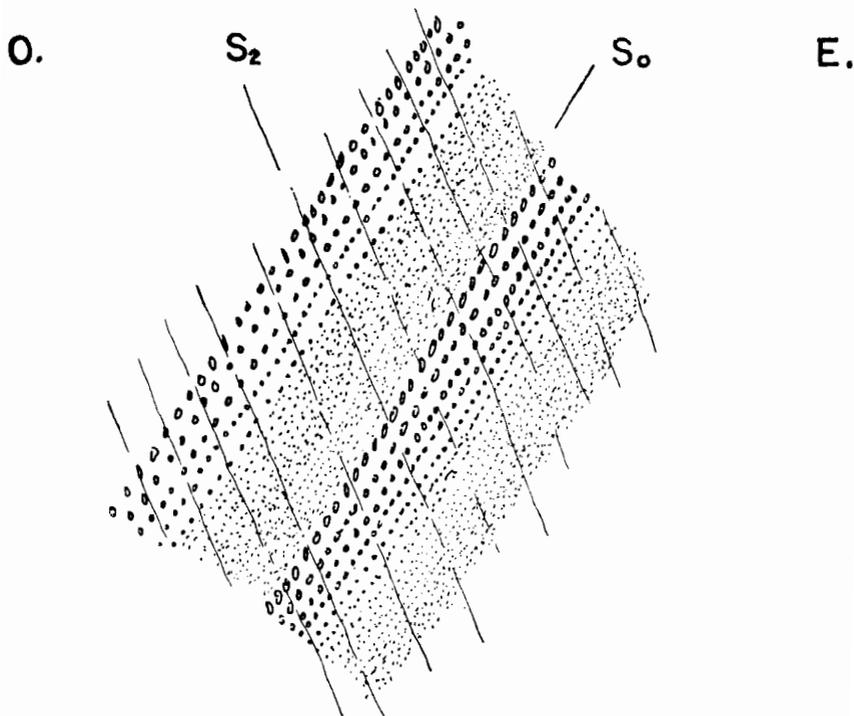


Figura 6.—Punto kilométrico 31,600 de la autopista La Coruña-Santiago. Criterios de polaridad opuestos de  $S_0$ - $S_2$  frente al de  $S_0$ - $S_2$ -granoclasificación, indicando flanco inverso de un pliegue de  $F_1$  plegado por una  $F_2$ .

por una parte MATTE y CAPDEVILA (1978) sitúan los materiales que afloran en el sector de Sada (La Coruña) en la anquizona y afirman que allí el plegamiento se ha producido en el límite superior de la esquistosidad de flujo. Tras una visita a este sector y a la zona de Ares estamos de acuerdo con las afirmaciones de estos autores.

Todo el dominio de la Serie de Ordenes está situado por debajo de la isograda de la biotita (salvo, quizá, una estrecha banda situada en el centro de la Hoja que no presenta este mineral), y desde luego por debajo del frente superior de la esquistosidad de flujo. Así es que parece verosímil situar los pliegues de  $F_1$ , que afectan a nuestra área a un nivel estructural algo más bajo que el descrito por los autores citados, lo que es congruente con una inclinación axial al N de los pliegues de  $F_1$ .

#### 4.2 FASE II ( $F_2$ )

Ha originado la deformación en todos los materiales plutónicos, salvo lógicamente la granodiorita tardía, y la del dominio sedimentario de Ordenes. La esquistosidad ( $S_2$ ) es de crenulación y acompaña a pliegues de tipo similar, a veces de flancos muy apretados subparalelos y otras no tanto. La dirección de los ejes de estos pliegues es la de N 10-30 E aproximadamente y vergencia al Este. En ocasiones el flanco oriental de los pliegues está invertido, es decir, buzando al O.

Desde un punto de vista geométrico los pliegues no presentan una gran continuidad longitudinal, de modo que una antiforma y una sinforma pueden aparecer prácticamente alineados.

En cualquier caso pensamos que no se trata de pliegues cilíndricos.

La esquistosidad que acompaña a esta fase es de crenulación, viéndose en lámina subparalela a los planos axiales de los micropliegues.

Provoca una reorientación de los minerales, que en muchos casos llega a ser total, borrando por completo los planos anteriores. Así es frecuente comprobar la existencia de tectonic-banding en el que los planos de  $S_1$  se ven formando charnelas de micropliegues y en el que es notoria una disolución por presión a lo largo de los planos de  $S_2$ .

La disposición regional de la  $S_2$  varía de subvertical a presentar fuertes pendientes al O.

La intersección de los planos  $S_2$  con los  $S_0$  produce unas lineaciones de fácil observación en el campo con direcciones muy próximas a la N-S y buzamiento de 10-35' al Norte. Con igual dirección y buzamiento se han medido también micropliegues de  $F_2$ , que lo mismo que las lineaciones en algunas ocasiones, las menos, inclinan el eje al Sur, hecho debido al cabeceo de algunos pliegues.

Durante esta fase hay neoformación de biotita recristalizando en los planos de  $S_2$ .

#### 4.3 DEFORMACIONES POST-F<sub>2</sub>

En zonas aisladas y de forma casi puntual se han observado esquistosidades de crenulación de poca intensidad, que deforman los planos de S<sub>2</sub>. Normalmente estas superficies tienen un buzamiento al E.

Además hemos observado, tanto en el área de esta Hoja como en las adyacentes, esquistosidades de crenulación de carácter muy local que también afectan a las S<sub>2</sub> y con otras direcciones y buzamiento, pero nunca de modo que no pueda establecerse un orden cronológico relativo de las mismas.

La que tiene mayor importancia de estas deformaciones es la que hemos mencionado que buza al E. Provisionalmente la hemos denominado S<sub>3</sub>, y así la hemos representado en el mapa. Pensamos que para las restantes puede admitirse que no representen una fase de deformación propiamente dicha y que puedan deberse a anomalías locales.

Al O de la playa de Sabón se aprecia claramente una deformación pos-

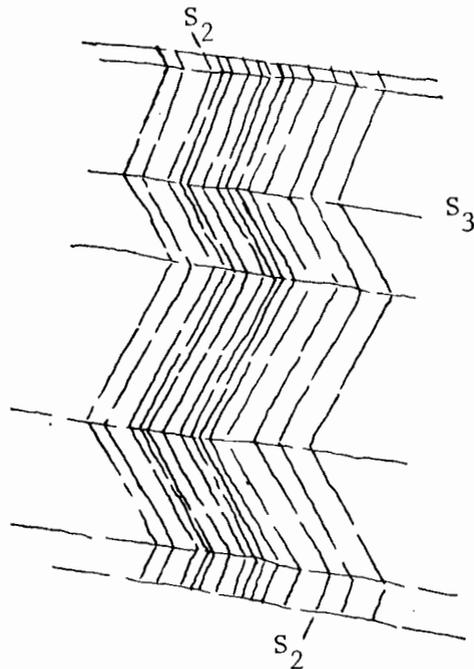


Figura 7.—Oscilaciones de la S<sub>2</sub> debidas a una S<sub>3</sub> poco penetrativa. Zona de la Playa de Sabón. NO de la Hoja.

terior a la de Fase 2, ya que en los planos  $S_2$  de los paraneises de dicha zona se observan unas oscilaciones de unos 20 grados al E y O de la vertical, debidas a la existencia de una deformación de  $F_3$  de plano axial sub-horizontal al E (fig. 7).

Esta  $F_3$  no es de gran intensidad, ya que en ningún momento llega a borrar a la  $F_2$ , pero sí lo suficiente para producir la citada deformación. Por otro lado, puede consignarse que su grado de penetratividad es mucho menor al de la  $F_2$ .

Se han visto óxidos de Fe asociadas a los planos de  $S_3$ , y en ningún caso biotitas.

También en forma muy local, aunque sí de un modo regional, se aprecia una deformación que afecta a los planos de  $F_2$ , originando pliegues de tipo Kink-bands nunca superiores a un metro y de plano axial subhorizontal.

#### 4.4 DEFORMACIONES TARDIHERCINICAS

Afectando netamente a las fases anteexpuestas, existe una red de fallas del tipo «décrochement» con direcciones ESE-ONO y desplazamientos máximos de dos kilómetros. Es de notar que alguna de estas fallas, como la que llamamos de Meirama, ha sufrido un rejuego muy posterior en vertical en el Terciario, dando lugar a la aparición de pequeñas fosas como la lignitifera de Meirama.

### 5 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de las rocas de esta Hoja comienza en el Precámbrico con el inicio de la sedimentación turbidítica con intercalaciones no turbidíticas de las rocas que componen la Serie de Ordenes, período que posiblemente dura hasta el Cámbrico, admitiendo la posibilidad de que el ámbito de su depósito ocupase una posición diferente a la actual. Hacia esta época se produce la intrusión de las rocas básicas.

Con la deformación de la  $F_1$  se produce una esquistosidad de flujo con reorientación mineralógica en el sentido de los planos de estratificación y con desarrollo de pliegues de plano axial horizontal y ejes N-S. La  $F_1$  está acompañada de un metamorfismo regional que al parecer persiste hasta después de la  $F_2$ .

Tras este máximo durante la interfase 1-2 tiene lugar el emplazamiento de la mayor parte de los granitoides (Granodiorita precoz y Granito de dos micas deformado), con el consiguiente desarrollo de un metamorfismo de contacto en los esquistos de Ordenes.

Durante la  $F_2$  tiene lugar el desarrollo de una esquistosidad de crenu-

lación, afectando todas las estructuras de  $F_1$ , y un plegamiento de tipo similar de ejes N-S o NNE-SSO con vergencias Este.

Con posterioridad a la  $F_2$ , quizá en las postrimerías del período hercínico, tiene lugar el emplazamiento de la Granodiorita tardía en la precoz.

Posterior a la  $F_2$  se registra una tercera esquistosidad de intensidad débil, pero suficiente para afectar, de una forma muy local, a los  $S_2$ .

Posteriormente tiene lugar un desarrollo de pliegues tipo Kink-band de plano axial horizontal.

Como final de la orogénesis hercínica tiene lugar el desarrollo de una red de fallas del tipo «decrochement» dextrógiras.

Algunas de estas fallas han sufrido un rejuego posterior alpino, como lo demuestra la removilización existente en la cuenca terciaria de Meirama.

Durante el Terciario se ha depositado en la citada cuenca morfotectónica una serie de materiales arcillosos y ligníferos, en la actualidad de notable interés económico.

En el Pliocuatnario se ha depositado una serie no muy potente de materiales conglomeráticos mal clasificados.

En el Cuaternario y dentro del ámbito de toda Galicia ha tenido lugar una remodelación general del relieve, con posteriores recubrimientos y rellenos fluviales.

## **6 GEOLOGIA ECONOMICA**

### **6.1 MINERIA**

La única actividad minera en la zona es la que se realiza en Meirama. En este punto se están ejecutando los trabajos preparatorios para la puesta en marcha de la explotación de los lignitos existentes en los depósitos terciarios, por medio de la empresa Lignitos de Meirama, S. A. Las reservas allí existentes son del orden de los  $80.10^6$  t., con un poder calorífico medio de 1.700-1.750 kcal/kg., humedad del 45-50 por 100, cenizas 16 por 100 y volátiles 20 por 100.

Se espera alcanzar una producción, en explotación a cielo abierto, del orden de los  $4.10^6$  t/año, con un elevado índice de mecanización. El mineral extraído alimentará una central termoeléctrica de Fenosa, instalada a 3 km. de la cuenca de Meirama.

No existe minería de ningún otro tipo.

### **6.2 CANTERAS**

La actividad explotadora de materiales para la construcción, bien para utilización directa o elaboración, es significativa en esta zona.

La granodiorita es objeto de explotación en cantera en varios puntos, destinándose la producción a obras públicas y edificación, habiéndose alcanzado durante 1977 una producción del orden de las 400.000 t.

Antiguas explotaciones artesanales para obtención de bloquerío de la granodiorita se hallan en franca regresión, con laboreo esporádico.

Asimismo, existen canteras para obtención de áridos para su uso en obras públicas dentro de las pizarras y grauvacas, sobre aquellos niveles más compactos.

Los depósitos pliocuaternarios son objeto de laboreo para separación de los cantos de las graveras y obtención de arenas, destinándose, asimismo, a obras públicas.

Una actividad singular es la que se realiza sobre los niveles de arcillas de alteración de las pizarras y esquistos, extrayéndose éstas para su elaboración en fábricas de cerámica para edificación. No obstante, dada la irregularidad del horizonte de alteración, se está procediendo a su sustitución progresiva por arcillas procedentes de cuencas terciarias situadas más al sur.

### 6.3 HIDROGEOLOGIA

Las características hidrogeológicas están fuertemente condicionadas por la litología y tectónica de los materiales existentes. Debido a la poca porosidad de los mismos, la viabilidad de aguas profundas es escasa y la surgencia de aguas superficiales es debida a los numerosos planos de esquistosidad y fracturas que captan gran parte del agua de lluvia.

En los granitos las posibilidades de acumulación de agua se reducen a las zonas de fractura.

Para el uso doméstico el alumbramiento de aguas es mucho más factible, ya que teniendo en cuenta la elevada precipitación anual y el desarrollo de los suelos, en algunos puntos de estimable potencia, ello es posible aunque de forma estacional.

## 7 BIBLIOGRAFIA

ANTHONIOZ et alt. (1978).—«Geología de la parte norte del macizo ibérico». Edición homenaje a I. Parga Pondal. *Cuad. Sem. de Est. Cerám. de Sargadelos*, núm. 27. Ediciones del Castro. Sada, La Coruña.

AUBOIN, J.; BROUSSE, R., y LEHMAN, J. P. (1968).—«Petrologie Dunod, Université». París, 712 págs.

CAPDEVILA, R. (1965).—«La geologie du precambrien et du paleozoique dans la region de Lugo». *Not. y Com. del IGME*, pp. 157-174, vol. 80.

— (1969).—«Metamorphisme regional progressif et les granites dans le seg-

- ment hercynien de Galice Nord-Oriental (NOW de l'Espagne). Université de Montpellier, These doctoral, pp. 1-426.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les différents types de granites hercyniens et leur distribution NW de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 2, pp. 101-111.
- CLARKE, F. W. (1924).—«Data of geochemistry». *US Geol. Surv. Bull.*, 770, 140.
- DEN TEX, E. (1966).—«Aperçu pétrologique et structural de la Galice Cristalline». *Leidse Geologische Mededelingen*, vol. 36, pp. 223-234.
- FLOOR, P. (1970).—«Subdivision des roches granitiques dans le NW péninsulaire». *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 36, pp. 131-134.
- (1970).—«Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest péninsulaire». *Bol. Geol. y Min.* t. LXXXI-II-III, pp. 245-248.
- FYFE, W. S.; TURNER, F. J., y VERHOOGEN, J. (1958).—«Metamorphic reactions and metamorphic facies». *Geol. Sor. Am. Mem.*, 73: 259 pp.
- GANGULY, J (1969).—«Chloritoid stability and related paragenesis; theory, experiments and applications». *Amer. Jour. of Sc.*, 267, pp. 910-944.
- HERNANDEZ URROZ, J. et alt. (1978) (In litt.).—«Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 70 (05-06). Ordenes». Publicaciones del IGME.
- HOSCHEK, G. (1969).—«The Stability of Staurolite and Chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks». *Contr. Min. Petrol.*, 22, pp. 208-232.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». *Inst. Geol. y Min Esp.*, Madrid.
- MALDONADO ZAMORA, A. (1977).—«Estudio Geológico-Geofísico del surco Baldayo-Meirama-Boimil». Tesis Doctoral. ETSIM de Madrid.
- MATTE, P., y CAPDEVILA, R. (1978).—«Tectonique en grand plis couchés et plissement superposés d'âge hercynien dans la Serie de Ordenes-Betanzos (Galice Occidental)». Edición homenaje a I. Parga Pondal. *Cuad. Sem. Est. Cerám. Sargadelos*, núm. 27. Ed. del Castro. Sada, La Coruña.
- MEDUS, J. (1965).—«Contribution palynologique á la connaissance de la flore et de la végétation néogène de l'Ouest de l'Espagne: étude des sédiments récents de Galice». Thèse 3ième cycle. Univ. de Montpellier, 92 p.
- MEHNERT, K. R. (1968).—«Migmatites and the origin of granitic rocks». *Elsevier Pub. Co.*, Amsterdam.
- MONTESERIN LOPEZ, V., y FERNANDEZ POMPA, F. (1973).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 21 (05-04), La Coruña». Publicaciones del IGME.
- NAVAL BALBIN, A., e IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1978) (In litt.).—«Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 46 (06-05), Oza de los Ríos». Publicaciones del IGME.

- PARGA PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa Mapa Geológico parte NO de la provincia de La Coruña». *Leidse Geologische Mededelingen*. III, número 2, fasc. 21, pp. 469-484.
- (1960).—«Mapa geológico E. 1:50.000, Hoja núm. 45, Betanzos». *IGME*.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, P., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Geología del Ojillo de Sapo. Formación porfiroide antesiluriana de NO». *Not. y Com. del IGME*, t. 76, pp. 119-154.
- PETTIJOHN, F. J. (1957).—«Sedimentary rocks». Ed Harper and Bro. New York.
- PRADE, H. O. (1964).—«Het La Coruña granietkomplex en omliggende gesteenten». *Geol. Inst. Leiden*. Tesis de Licenciatura. Inédito.
- WINKLER, H. G. F. (1967).—«Petrogenesis of metamorphic rocks». Springer-Verlag. Ed.
- (1970).—«Abolition of metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage and of a Classification based on Isograds in Common Rocks». *N. Jb. Miner. Mh. Jg.*, 1970, pp. 189-248.
- (1974).—«Petrogenesis of Metamorphic rocks». Springer Verlag Ed.

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

I.S.S.N. 0373-2096



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA