



# IGME

120

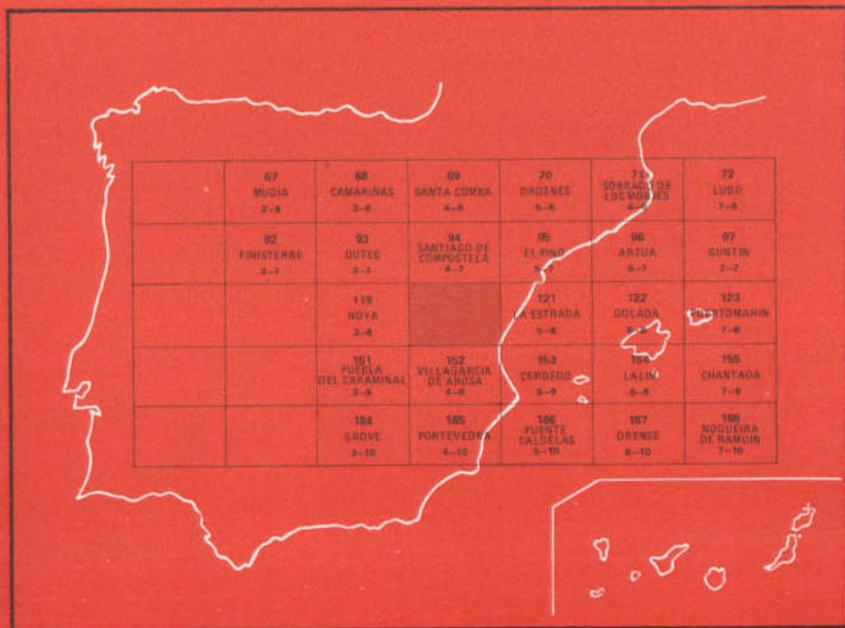
4-8

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# PADRON

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

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

**PADRON**

**Segunda serie - Primera edición**

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

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

*Cartografía:* José Galán Arias, Rafael Fernández Rodríguez Arango, Licenciados en Ciencias Geológicas. Florencio Aldaya Valverde, Doctor en Ciencias Geológicas. Francisco Ruiz Arias (Cuaternario) y Francisco González Lodeiro, Licenciado en Ciencias Geológicas.

*Memoria:* José Galán Arias, Rafael Fernández Rodríguez Arango y Francisco Ruiz Arias (Cuaternario y Geología económica), Licenciados en Ciencias Geológicas.

*Petrología:* Alberto Peón Peláez, Licenciado en Ciencias Geológicas. J.D. Hilgen, Doctor en Ciencias Geológicas y el Departamento de Mineralogía de la E.T.S.M. de Madrid.

*Asesoramiento en campo y memoria:* Florencio Aldaya Valverde, Doctor en Ciencias Geológicas; Francisco González Lodeiro, Licenciado en Ciencias Geológicas; Charles E.S. Arps y J. Dick Hilgen, Doctores en Ciencias Geológicas, Universidad de Leiden (Holanda).

*Supervisión IGME:* Argimiro Huerga Rodríguez. Licenciado en Ciencias Geológicas.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

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

Depósito Legal: M - 41952-1981

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

## 1 INTRODUCCION

La Hoja 04-08, PADRON del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 se encuentra situada en el Noroeste de la Península Ibérica, abarcando parte de las provincias de La Coruña y Pontevedra entre las coordenadas  $8^{\circ}31'10.7''$  y  $8^{\circ}51'10.7''$  de longitud Oeste (Greenwich) y  $42^{\circ}40'04.5''$  y  $42^{\circ}50'04.4''$  de latitud Norte.

Dada la monotonía de las rocas aflorantes no existen grandes variaciones en la morfología de la Hoja. Los relieves no son muy acusados y las variaciones en cotas oscilan desde la orilla del mar (ría de Arosa) hasta la máxima de 674 en Monte Freito, oscilando la media entre los 200-300 metros.

Los materiales representados en la Hoja son:

- Unas tres cuartas partes ocupada por lo que denominaremos Dominio de las rocas graníticas Grupo de Lage (PARGA PONDAL, 1960).
- Una cuarta parte por los paraneises y esquistos del Complejo de Noya.

Dentro del marco geológico general, la Hoja queda situada en la zona Centro Ibérica, según la división del Hercínico de la Península (JULIVERT

FONTBOTE, RIBEIRO y CONDE, 1972) y que se corresponde con la zona V definida por MATTE (1968), Galicia Occidental-NW de Portugal.

Hay que distinguir entre los antecedentes bibliográficos de esta zona, los que corresponden a trabajos antiguos y recientes, considerando el comienzo de estos últimos a partir de la publicación del "Mapa Petrográfico Estructural de Galicia" de PARGA PONDAL en el año 1963.

Los primeros trabajos son los mismos que para toda la parte Noroeste de la Península y tienen por tanto un carácter muy general.

Comienzan con el "Mapa Petrográfico del Reyno de Galicia" de SCHULTZ en 1834 y el Geológico de Galicia a escala 1:400.000 de HERMANDEZ SAMPELAYO en 1942.

Ya en 1945, CARLE presenta un mapa geotectónico del Occidente de Galicia, y a partir de 1946 y bajo la dirección de PARGA PONDAL empieza a funcionar el Laboratorio Geológico de Lage.

Dentro de todo este primer grupo de trabajos, que favorecieron grandemente el conocimiento regional de Galicia que hasta entonces se tenía, son más recientes los de LOTZE (1956 y 1967) y PARGA PONDAL (1956, 1958, 1960 y 1963).

Es a partir del año 1963, y con la publicación del mapa citado anteriormente, cuando comienzan a publicarse trabajos de más detalle, como son los de los holandeses, de la Universidad de Leiden, que desde 1954 venían trabajando en el Noroeste de la Península, bajo la dirección de DE SITTER (1955-1957), DE ROEVER (1956-1958) y DEN TEX (1959-1979) y cuyo resultado fueron unas 60 tesis de licenciatura (no publicadas) y diez tesis doctorales (posteriores a 1964).

Dentro de estos trabajos hay que destacar, por estudiar parte de lo que constituye la superficie de la Hoja de PADRON, los de ARPS (1970) que ocupan parcialmente el área Occidental de la Hoja.

## 2 ESTRATIGRAFIA

### 2.1 PARANEISES Y ESQUISTOS DEL COMPLEJO DE NOYA (PC-CA)

Afloran en el límite Oeste de la Hoja, estando interrumpidos por la intrusión granítica de Confurco, en contacto al Este con los esquistos no migmatizados del Grupo de Lage, por un cabalgamiento, siendo los materiales del Complejo de Noya la parte cabalgante.

En general predominan los paraneises que presentan una textura granolepidoblástica, estando formados principalmente por cuarzo y biotita y plagioclasas (oligoclasa y andesina), presentando como minerales accesorios circón, óxidos de hierro, epidota, apatito, sericita y clorita. Normalmente las biotitas se presentan orientadas y bastante cloritizadas.

La composición de estos paraneises puede indicar un metamorfismo de facies anfibolita (mientras que los esquistos cabalgados del Grupo de Lage presentan un grado de metamorfismo más bajo, esquistos verdes).

Intercalado dentro de esta formación es frecuente la presencia de afloramientos muy localizados de anfibolitas, que se describen en otro apartado.

Dentro de esta formación, existen afloramientos donde se ven las fases de deformación 1 y 2, con predominio de esta última, aunque no se observan en cantidad suficiente como para definir la estructura de la zona.

### 2.1.1 Anfibolitas (ξ A)

Como ya dijimos, es frecuente la presencia de afloramientos muy localizados dentro del Complejo de Noya, predominando sobre todo en los paraneises y esquistos, existiendo también, aunque en mucho menor proporción, en los esquistos de dos micas al Este del Complejo de Noya. Son afloramientos puntuales que en general parecen corresponder a ortoanfíbolitas.

Habitualmente son de grano fino, con tonalidades verdosas, que se convierte en anaranjado-marrón cuando están alteradas.

Existen algunos afloramientos (área de contacto con el Granito de Confurco), cuya composición mineralógica (presencia de cuarzo, escasez de feldspatos, etc.) parece otorgarles un origen derivado de rocas sedimentarias. Esto, unido a la existencia de un cierto bandeado podría indicarnos que estamos ante una paraanfíbolita.

## 2.2 ESQUISTOS Y PARANEISES (PC–Se)

Entendemos el Grupo de Lage como el constituido por una asociación de rocas graníticas, neísicas, glandulares y esquistosas, que en su conjunto se hallan muy tectonizadas y en parte milonitizadas, y que posteriormente han sufrido parcialmente un intenso proceso de migmatización. A este complejo cuadro debe añadirse todavía, pero probablemente en época bastante posterior, una acción metosomática de gran envergadura, que reformó la antigua estructura (PARGA PONDAL, I., 1960).

Pues bien, describiremos aquí la componente “esquistosa” del Grupo.

Con representación importante aflora al O de la Hoja (siendo cabalgada por los materiales del Complejo de Noya) y al E en los que en parte se emplaza el Granitoide Migmatítico.

En la parte O vemos que dentro de estos materiales sedimentarios podemos diferenciar dos tipos de esquistos perfectamente delimitados: unos que se presentan migmatizados y otros no, apareciendo en su tramo superior perfectamente separados por una fractura NNO–SSE, a la que está ligada una banda de granodioritas de gran extensión, descrita en otro apartado de la Memoria. Esta diferencia es sólo en el aspecto metamórfico (migmatítico), puesto que la composición mineralógica de ambos tipos de esquistos es similar.

Parece lógico pensar, al estar puestos en contacto estos materiales, migmatizados y no migmatizados que hayan existido movimientos ascendentes y descendentes relacionados con las fracturas NNO–SSE que atraviesan la zona (el tramo localizado más al Oeste, habría descendido con respecto al otro; de ahí la ausencia de migmatización en el primero de ellos).

En la zona E de la Hoja se observa una banda de paraneises sin migmatizar cuyas características se describen en el apartado del Granitoide Migmatítico al hablar de su intrusión parcial. Más al E de éstos vuelven a aparecer paraneises muy migmatizados y con un grado de metamorfismo más elevado (sillimanita).

En el conjunto de la Hoja estos esquistos y paraneises están formados por series monótonas de origen arcilloso y arcósico, con algunos tramos de metacuarcitas que puntualmente dan relieve acusados.

La paragénesis tipo, salvo en la ya citada zona E de la Hoja, sería:

$Q + Bi + Ms + (Cl \text{ por retrogradación})$  que corresponde a un metamorfismo regional de bajo grado.

El cuarzo se presenta frecuentemente recristalizado.

En general estos esquistos micáceos presentan una textura de tipo lepidoblástico.

En las zonas próximas a la banda de granodiorita NW–SE, los esquistos se presentan fundamentalmente migmatizados con abundancia de turmalinas (también más al O, pero en menor proporción) así como granates, andalucita y sillimanita.

### 2.3 TERCIARIO (T)

Se halla representado muy reducidamente en la parte central Norte de la Hoja, constituyendo el extremo Sur de la cuenca de Los Angeles.

En la parte basal, y con carácter discontinuo, presenta un nivel conglomerático delgado, con cantos subredondeados a redondeados, englobados en matriz arenoso-arcillosa mal clasificada, amarillenta u ocre. Debido a los reducidos afloramientos existentes, no puede confirmarse si ese carácter discontinuo es deposicional o por falta de puntos de observación.

Sobre este término se apoya una serie detrítica arenosa, con pasadas microconglomeráticas finas, mal clasificada, a veces ligeramente arcillosa, de color amarillo, ocre o ligeramente rosada.

El tramo más alto observable es arcilloso-arenoso, blanco o ligeramente rosado, que fue parcialmente explotado para tejera.

La potencia del conjunto visible es del orden de 25-30 m, con desmantelamiento de los términos superiores a los descritos, por lo que se desconoce la potencia total original.

## 2.4 HOLOCENO (Q<sub>2</sub>Al, Q<sub>2</sub>I, Q<sub>2</sub>M, Q<sub>2</sub>Ar)

La existencia de una intensa red de drenaje con estructura dendrítica, condiciona el relieve y la constitución de depósitos cuaternarios principalmente de carácter aluvial o fluvio-marino.

La cuenca hidrográfica principal es la del río Ulla, que constituye hacia el Sur la ría de Arosa. En la parte baja de su curso, desde Padrón, conforma una amplia llanura aluvial, mientras que aguas arriba se encaja fuertemente en un relieve de hasta 400 m de altura, con unas características que hacen pensar en una sobreimposición.

Es en su parte baja donde se presenta la mayor variedad de depósitos cuaternarios. En el cauce del río se produce deposición de términos arenosos-gruesos, mal calibrados que hacia la desembocadura adquieren gradualmente una mayor madurez a causa de la interacción de las mareas con la corriente fluvial (Q<sub>2</sub>Ar). Se constituyen así pequeñas islas de arena, originadas por el desarrollo de bancos en el curso que llegan a emerger permanentemente, dividiendo el canal del río en varios canales secundarios. Por ser un proceso continuo la formación de bancos sobre el fondo, y su desarrollo longitudinal y vertical, se producen progresivas y lentas modificaciones en las corrientes, que condicionan las variaciones en el tiempo de la posición de canales e islas.

Flanqueando el canal del río se forman asimismo barras de arena laterales.

Zonalmente, y en la parte más baja del curso, afectada ya por las mareas, se establecen marismas parcialmente inundadas en pleamar. Constituidas por

depósitos arenoso-limosos ( $Q_2M$ ), son colonizadas por la vegetación que aporta al sedimento un alto contenido en materia orgánica.

De los antiguos depósitos laterales, de uno u otro carácter, se ha establecido una amplia llanura aluvial ( $Q_2Al$ ), estabilizada y colonizada en su totalidad.

Esta llanura aluvial se continúa hacia el Norte siguiendo el curso del río Sar, afluente del Ulla, y de sus subsidiarios.

El resto de la red hidrográfica presenta localmente pequeños depósitos aluviales y/o de fondo de vaguada.

En algunos puntos existen depósitos cuaternarios de carácter variado, ( $Q_2I$ ) y de distinto origen.

### 3 PETROLOGIA

#### 3.1 ROCAS PLUTONICAS

##### 3.1.1 Rocas graníticas (s.l.)

Aceptando como válida la definición de PARGA PONDAL (1960) del Dominio Migmatítico y de las rocas graníticas-Grupo de Lage, expresada en el apartado 2.2, describiremos las rocas graníticas del mismo que son:

Ortoneis glandular.

Granodiorita precoz con megacristales.

Inclusiones cognáticas.

Granitoide migmatítico.

Granito de dos micas de grano medio-grueso con megacristales.

Granito de dos micas de grano fino-medio con megacristales.

Asimismo describiremos la única roca granítica (s.l.) del Complejo de Noya.

Ortoneis blastomilonítico.

y el granito de dos micas de grano medio-grueso con megacristales tardihercínico (Tipo de Confurco).

##### 3.1.1.1 *Ortoneis glandular* ( ${}_{NG}\gamma^1_{mb}$ )

A modo de grandes enclaves, con estructuras de antifirma de  $F_2$ , aparecen en la Hoja cuerpos de esta roca de considerables dimensiones así como otros de reducido tamaño.

Se trata de una roca con textura antiguamente porfiroblástica caracterizada por la presencia de grandes "ojos" (1 a 8 cms) blásticos de feldespatos cuyo eje mayor es paralelo a la foliación. El contorno de los fenocristales es irregular debido a fenómenos de rotación, fracturación y posterior recristalización. Normalmente se trata de microclinas, a veces en maclas de Carlsbad, conteniendo pequeños cristales de plagioclasa rodeados por una corona albitica (GIL IBARGUCHI, I., 1979).

En cuanto a su edad, VAN CALSTEREN et al. (1977), por la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , les otorgan 462 m.a.

La relación genética de esta textura con las fases de deformación queda muy clara en el corte entre Monte Lomba y Monte Salgueiro, en el cuadrante SE de la Hoja, donde se han observado pliegues agudos en la foliación de escala centimétrica, con desarrollo de esquistosidad de plano axial, aparentemente concordante con la observada en el Granitoide Migmatítico de su entorno y que sabemos es de  $F_2$ .

Por otro lado, en los citados cuerpos de ortoneis glandular se observan pliegues, difícilmente dimensionables, pero que se repiten en todos los casos dando idea general de antiforma. Teniendo en cuenta que las estructuras de  $F_3$  no parecen alcanzar un desarrollo apreciable en esta región, pensamos que estos pliegues tienen su origen en la  $F_2$ .

Enlazando estas dos observaciones concluimos que la laminación del ortoneis glandular tiene su origen en la  $F_1$ , siendo plegada posteriormente por la  $F_2$ , y con desarrollo de  $S_2$ , al menos en algunas zonas.

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

Los afloramientos más importantes en la Hoja se localizan en la zona NW, formando generalmente bandeados subparalelos que bordean el Complejo de Noya por el Este, con una gran corrida longitudinal y anchuras que normalmente no sobrepasan los 200 metros.

Existen otros afloramientos dentro de la Hoja como el localizado en los alrededores del pueblo de Castro (zona Norcentral) y en las proximidades de Pedrouzos, así como numerosos bolos aislados, generalmente no "in situ", de composición granodiorítica y diorítica.

Estas granodioritas del borde del Complejo de Noya presentan megacristales orientados de feldespato potásico obedeciendo a orientaciones de flujo que se adaptan a la deformación.

Son rocas intrusivas estando probablemente ligado su emplazamiento a fallas NNO-SSE. Esta intrusión tuvo lugar durante la culminación del proceso de migmatización, antes de la  $F_2$ , continuando después de la intrusión

el proceso migmatítico, que no afecta a las granodioritas por ser necesario, para que esto ocurriera, unas condiciones de presión y temperaturas superiores. Posteriormente son deformadas intensamente por la fase 2.

Los afloramientos localizados en el área norcentral de la Hoja presentan menos proporción de megacrystales de feldespato potásico, así como una menor orientación.

En general las granodioritas con megacrystales tienen una textura granuda alotriomórfica con orientación.

La biotita es bastante abundante, estando formados normalmente los afloramientos porfídicos, en su mayor parte, por microclina, aunque en el conjunto de la roca la proporción de ésta es muy similar a la de plagioclasa. La proporción de moscovita es pequeña y normalmente secundaria, existiendo fenómenos de moscovitización de las biotitas. Las micas, en general, se presentan orientadas.

Con frecuencia aparecen asociados a las granodioritas, enclaves de composición diorítica, monzoníticos y cuarzodioríticas que formarían las denominadas inclusiones cognáticas.

### 3.1.1.3 *Inclusiones cognáticas* ( $\gamma\eta^2-\eta^2$ )

Destaca en la Hoja fundamentalmente el afloramiento localizado en la zona de Lesende, con una disposición alargada NW-SE, extendiéndose aproximadamente 2,5 Kms y con anchuras de afloramiento superiores a los 200 metros.

Como ocurría con las granodioritas precoces, el emplazamiento de estas masas intrusivas, está ligado normalmente a fracturas (NW-SE, en este caso).

Las inclusiones cognáticas tienen un contenido fundamentalmente granodiorítico con biotita en finos tramos, presentando en otros, además, hornblenda. Asimismo contienen numerosos enclaves dioríticos, monzoníticos y cuarzodioríticos muy ricos en biotita y anfíbol.

En estas inclusiones los materiales más densos (los más oscuros), en este caso las dioritas con grandes engrosamientos biotíticos, se distribuyen generalmente en las zonas más profundas.

Las dioritas son comagmáticas, siendo necesario normalmente para que afloren la existencia de fracturas muy profundas.

Los enclaves dioríticos presentan en general una textura granuda hipidiomórfica, estando formados fundamentalmente por plagioclasa, anfíbol y biotita; esta última se presenta frecuentemente cloritizadas. Como minerales accesorios presentan circón, clorita, esfena, cuarzo y apatito.

Las cuarzodioritas que forman parte de estas inclusiones están constituidas fundamentalmente por cuarzo, plagioclasas y biotita.

Normalmente aflora la granodiorita biotítica englobando a los enclaves dioríticos, llegando a alcanzar los cristales de biotita (cloritizados) un gran desarrollo.

Las inclusiones cognáticas no presentan normalmente orientación de flujo como las granodioritas precoces.

Dentro de este conjunto cognático existen frecuentes penetraciones de pegmatitas, aplitas y venas de cuarzo, así como cuerpos graníticos de dos micas.

#### 3.1.1.4 *Granitoide migmatítico ( $\gamma\psi^2$ )*

Esta roca ocupa más de la mitad de la superficie de la Hoja. Se trata de un granito de anatexia parautóctono migmatizado. En líneas generales es un granito inhomogéneo con todos los posibles tamaños de grano, que pueden ser distintos incluso a la escala de muestra de mano. De igual modo, si bien la presencia de dos micas es característica de esta roca, hay algunas en las que existe un claro predominio de biotita sobre la cantidad de moscovita. Asimismo se han detectado zonas de granito con granate o con sillimanita.

Dentro de este Complejo inhomogéneo existen frecuentes zonas homogéneas cuya cartografía, a la escala del trabajo, es prácticamente imposible de configurar, salvo en dos cuerpos, uno al NO y otro al NE. No obstante en el mapa se reflejan estas zonas homogéneas no cartografiadas con el símbolo de una o varias cruces. En realidad, pensamos, se tratan de cuerpos que se han individualizado del resto de la masa granítica y han tenido un movimiento ascendente de muy difícil estima.

Hay ocasiones en que esta roca es claramente intrusiva como puede verse en la esquina SO de la Hoja. En ella existe un sill granítico entre los esquistos y paraneises migmatizados (PC-Se) incluso con estructuras de  $F_2$ . En la banda de paraneises más al E de la citada, hay puntos en los que podría hablarse de una intrusión lecho a lecho de granito en ellos. No obstante esta observación no ha podido extenderse a todas las zonas de borde.

En el borde E de la roca con los paraneises y esquistos (PC-Se), se observa que en la zona central (Chan de Lampay, Las Crujeiras, Monte Castro) de unos 9 Kms en dirección N-S, el contacto es claramente intrusivo con desarrollo de granates y andalucita de contacto en los paraneises. También lo demuestra el hecho de existir en esa zona una franja de unos tres kilómetros de anchura de paraneises sin apenas migmatización en contacto

al E con paraneises y granito muy migmatizados y al O con el granitoide Migmatítico. Este hecho refuerza la idea de intrusión ya que no puede explicarse en el esquema gradual de la anatexia.

En otras ocasiones, como en los bordes de Hoja SE y NE, el granito no parece haber tenido desplazamiento viéndose un paso gradual, en general de muy difícil concreción, de paraneises migmatizados a granitoide migmatizado. En general, en toda la zona E de la Hoja, cuando la cantidad de neosoma supera a la de paleosoma se distingue en cartografía como cuerpos de granitoide migmatítico en los paraneises migmatizados, sin querer con ello dar idea de apófisis intrusivas.

Otras intrusiones de esta roca son las observadas en los ortoneis glandulares. En ellos es frecuente observar cuerpos amigdaloides de 20-30 cms de dimensión máxima.

A modo de relictos de la roca preexistente es frecuente encontrar xenolitos de esquistos migmatizados en el granitoide, conservando en muchas ocasiones los planos  $S_2$ .

### 3.1.1.5 *Granito de dos micas de grano medio-grueso con megacrystalas*

( $_{2-3}\gamma_{mb}^2$ )

Aflora sólo al NE de la Hoja, en las zonas de Sixto y Vilar, teniendo una gran extensión hacia el Norte dentro ya de la Hoja de Santiago de Compostela.

Es un granito de dos micas, de grano medio-grueso, con megacrystalas de feldespatos potásico, que en tramos se presentan orientados según una dirección NW-SE.

En su parte Sur está en contacto con esquistos y paraneises migmatizados, existiendo un tránsito gradual e irregular de los tramos migmatíticos al granito ya homogeneizado, lo que nos indica que estamos ante un granito de anatexia originado como último estadio del proceso de migmatización.

En su contacto Este, existen características diferentes, ya que los esquistos y paraneises puestos en contacto con el granito, no están migmatizados o muy poco migmatizados, lo que podría indicarnos que en esta zona el granito tuvo un mayor desplazamiento.

Este granito sería similar al descrito en el NO de la Hoja, en cuanto a composición y origen, aunque distinto en el tamaño de grano.

Presenta una textura granular alotriomórfica, estando constituido fundamentalmente por cuarzo, grandes cristales de feldespatos potásico (microclina, que presenta además de la típica macla en parrilla, la de Carlsbad) plagioclasas, moscovita y biotita.

Las biotitas se presentan generalmente muy cloritizadas existiendo también un proceso de seritización de las plagioclasas.

Asimismo, se observan trituraciones de cuarzo y feldespato K en las rocas y deformaciones en las micas distribuyéndose en hileras dando una cierta orientación que tiene su origen en la  $F_2$ .

Existen enriquecimientos gráficos de cuarzo (mirmequitas) y sustituciones entre feldespatos.

### 3.1.1.6 *Granito de dos micas de grano fino-medio con megacristales*

$(_{3-4}\gamma_{mb}^2)$

Está localizado en la zona NO de la Hoja, formando una masa homogénea que comprende las zonas de Pastoriza, San Justo y Horta. Existen más al SO, en el límite de la Hoja, otros afloramientos en bandas estrechas, con dirección NW–SE, intercalados entre materiales metasedimentarios y limitados en gran parte por fracturas.

Es un granito de dos micas, grano fino-medio, en general bastante homogéneo, sin restitos, presentando en tramos unas tonalidades más claras, pareciendo casi un leucogranito.

La biotita en general aparece con una disposición linear, presentándose en zonas ligeramente orientada, según la deformación originada por la  $F_2$ .

Esporádicamente se observan tramos con megacristales sin una orientación predominante.

En realidad estaríamos ante un granito anatéxico que correspondería al último estado del proceso migmatítico.

Petrográficamente presenta una textura granular alotriomórfica, apareciendo como minerales fundamentales el cuarzo, plagioclasas, microclina, moscovita y biotita; siendo frecuentes como minerales accesorios el circón, apatito, sericita, rutilo y clorita secundaria.

En general se observa una moscovitización tardía, viéndose en alguna muestra un cierto carácter cataclástico que puede ser el causante de la deformación de las micas.

### 3.1.1.7 *Ortoneis blastomilonítico* $(_{NG}\gamma_b^1)$ – *Complejo de Noya*

Aflora exclusivamente en la zona de Chave y proximidades de Confurco, al Oeste de la Hoja. Se emplaza en la zona del núcleo del Complejo de Noya extendiéndose hacia el NW dentro de la Hoja de Noya.

Presentan texturas lineares y planolineares, disponiéndose en los afloramientos que rodean al granito de Confurco con textura granoblástica.

Son rocas blastomiloníticas de procedencia ígnea con una paragénesis: cuarzo-feldespato potásico (microclina), biotita y plagioclasas, presentando como minerales accesorios, circón, apatito, granate y óxidos de hierro.

Se observan recristalizaciones o crecimiento de los cristales fundamentalmente de cuarzo, distribuyéndose la biotita con una disposición lineal. En las zonas próximas a la masa granítica se observan los cuarzos muy triturados presentando cierta textura en mortero (milonitizado).

Es frecuente la presencia dentro de esta formación de pequeños afloramientos de anfibolita, muy probablemente ortoanfibolita.

Se observan asimismo esquistosidades de flujo, de Fase 1 que produce trituración y recristalización de las micas adoptando una disposición lineal, que son posteriormente enmascarados, en parte, por la  $F_2$ .

### 3.1.1.8 *Granito de dos micas de grano medio-grueso con megacristales* ( $b_2 \gamma_{mb}^2$ ) (*Granito de Confurco*)

En la zona SO de la Hoja aflora un cuerpo granítico, de contorno cartográfico redondeado, cortando claramente a las estructuras tanto del Complejo de Noya como del Grupo de Lage.

Se trata pues de un granito intrusivo, claramente tardihercínico, de dos micas, grano medio-grueso y normalmente con megacristales de feldespato potásico.

También es típico en este granito, ausente de deformación, la disyunción en bolas de considerables dimensiones.

No se observa aureola producida por el metamorfismo de contacto debido, quizás, a que los materiales encajantes habrían sufrido ya un metamorfismo, siendo estables a las condiciones de temperatura de intrusión de este granito.

Presenta una textura granuda alotriomórfica, conteniendo como minerales principales cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasas (albita-oligoclasa), biotita, moscovita, circón, apatito y opacos.

Las biotitas se presentan en general intensamente cloritizadas y las plagioclasas fuertemente sericitizadas. La microclina aflora en grandes fenocristales con dos maclas, la típica en parrilla y la macla de Carlsbad, alcanzando tamaños máximos de 8-10 cms. Localmente pueden tener una orientación de flujo muy marcada.

### 3.1.2 **Rocas filonianas (FP, FL, FO)**

En todo el ámbito de la Hoja se desarrolla un cortejo de rocas filonianas, la mayor parte de las veces pegmatitas (FP), que en muchas

ocasiones están asociadas a fallas. Tienen la típica textura pegmatítica y su asociación mineral más frecuente es:



con accesorios: feldespato potásico, apatito, óxidos de hierro y turmalina.

Contienen grandes cristales de plagioclasa, así como grandes placas de moscovita con distorsiones en maclas y cruceros. Las fracturas se encuentran rellenas de óxidos de hierro.

Otro tipo de rocas filonianas son los lamprófidos (FL) observados en pequeños afloramientos en el área Sur de Urdilde y zona de Macedos. Sus potencias máximas son de 60 cms con direcciones variables pero predominando la NW-SE. Presentan tonalidades verdosas. Se clasifican como Kersantitas cuya textura es hipidiomórfica, holocristalina, equigranular. La ganga tiene una textura subofítica con biotitas orientadas. Los minerales principales son: biotita, plagioclasas, cuarzo y epidota, con titanita, circón, apatito y óxidos de hierro como accesorios.

Por último en las proximidades del río Balán (cuadrante 3 de la Hoja) se ha visto una banda de pórfido (FO) de unos dos metros de potencia, con dirección N-S, y cuya paragénesis es:



y circón, opacos, clorita (de biotita) y óxidos de hierro como accesorios. Tiene textura porfídica y existen fenocristales de plagioclasa y feldespato con tendencia al idiomorfismo. La matriz es de grano muy fino con esferulitos de feldespato y pequeñas biotitas.

#### 4 METAMORFISMO

Dentro del Complejo de Noya existe un metamorfismo que comienza durante la  $F_1$  y corresponde a un período de blástesis mineral. Un segundo período de metamorfismo comienza en la interfase 1-2 y genera nuevas paragénesis en las facies metasedimentarias. Durante esta interfase se produce los fenómenos de milonitización.

Simultáneo con la tercera fase, puesta de manifiesto en la Hoja en escasos puntos en que se observan estructuras de kink, tiene lugar un retro-metamorfismo que produce la cloritización de biotita y la sericitación de plagioclasa.

En los ortoneises el primer período de metamorfismo presenta las mismas características que en las facies metasedimentarias. Sin embargo, durante el segundo período no se observa blastesis mineral; únicamente se produce una fuerte recrystalización que es la responsable del aspecto blastomilonítico observado en estas rocas.

Al Este del Complejo de Noya el metamorfismo presenta unas características diferentes en cuanto a grado, acompañado a la vez por un contraste litológico entre ambos dominios. Mientras en el Complejo de Noya el metamorfismo no sobrepasa el grado medio, en la zona Este se puede hablar de un metamorfismo regional progresivo que aparece representado desde la zona baja del grado medio hasta un grado alto con la producción de fundido anatético. La migmatización alcanza su mayor representación cuantitativa con la presencia del granitoide heterógeno de anatexia que ocupa la mayor parte de la Hoja. La distribución espacial de las isogradas queda profundamente modificada por el carácter parautóctono de dicho granitoide. Solamente en la zona Sur-Este el tránsito granitoide-migmatitas es gradual teniendo su separación cartográfica un carácter subjetivo. Ese mismo contacto más al Norte constituye un corte neto de las isogradas que en esa zona se orientan localmente con un aumento de grado hacia el Este.

En conclusión, estamos frente a un metamorfismo de baja presión y que alcanza altas temperaturas con producción de gran volumen de fundido anatético que en su evolución trastoca la distribución de las isogradas. Este metamorfismo tendría su desarrollo fundamental en la interfase 1-2. Posteriormente a la  $F_2$  se produce un retrometamorfismo puesto de manifiesto principalmente por la cloritización de la biotita, seritización de la plagioclasa y el paso sillimanita a moscovita.

## 5 TECTONICA

Desde el punto de vista estructural se pueden distinguir dentro de la Hoja de Padrón dos conjuntos deformados por las fases hercínicas.

- El Complejo de Noya.
- El Dominio migmatítico y de las rocas graníticas-Grupo de Lage.

Previamente a la descripción de cada uno, se hará un extenso capítulo de antecedentes especialmente en lo que se refiere al "Complejo de Noya".

## 5.1 COMPLEJO DE NOYA

Corresponde a parte del “Complejo Antiguo” de PARGA PONDAL (1960).

Según este autor, está formado por un “conjunto o complejo de rocas: granitos, gneises y esquistos, en general muy variado, pero que se distingue claramente por su aspecto de las rocas del Grupo de Lage”.

Las diferencias fundamentales según este autor son:

- El alto metamorfismo a que han sido afectadas;
- El presentar una lineación mineral muy marcada;
- El tener una deformación ultramilonítica, que afecta a todas las rocas del Complejo, junto con una intensa cataclasis y fuerte recristalización, y
- El encontrar frecuentes intrusiones de rocas básicas, en forma de filones o grandes lentejones, en general concordantes y profundamente metamorfizados y transformados en anfibolitas y eclogitas.

Para este autor, este Complejo puede seguirse desde Malpica (provincia de La Coruña) hasta Vigo (provincia de Pontevedra), con una dirección Norte-Sur.

Dentro de las rocas que se encuentran dentro del Complejo, hace hincapié en los gneises con riebeckita y ferrohastingsita, que están discordantes y son posteriores a las rocas del resto del Complejo, sin penetrar nunca en las rocas del Grupo de Lage.

Según este autor, las rocas del Complejo serían más antiguas que las del Grupo de Lage, ya que además de no existir en esta últimas los gneises alcalinos, presentan fenómenos de polimetamorfismo y granitizaciones que se desconocen en otras rocas gallegas. Señala también que la relación entre el Complejo Antiguo y el Grupo de Lage es anormal y de carácter tectónico, aunque nunca se llega a observar bien el contacto. Por último señala que debe representar el ciclo sedimentario y orogénico más antiguo de Galicia.

Más recientemente, DEN TEX y FLOOR (1967) lo denominan “Fosa blastomilonítica”, manteniendo este nombre los geólogos de la Escuela de Leiden para todos los trabajos dedicados al estudio de estas rocas.

De todos ellos cabe destacar AVE LALLEMANT (1965); DEN TEX (1965); FLOOR (1965 y 1966); PRIEM et al. (1966); DEN TEX y FLOOR (1967). Este último trabajo es una síntesis de todos los anteriores y en él se da una historia del metamorfismo, plutonismo y tectónica de este Complejo, después de hacer un estudio detallado de las rocas que afloran dentro de él.

Para estos autores, los terrenos, probablemente precámbricos, sufren procesos epirogénicos, formándose un “graben” limitado por fallas normales

en los tiempos preordovícicos, en el que intruyen magmas graníticos que dan lugar a fenómenos de metamorfismo de contacto en los paragneises adyacentes, y es interrumpido por la intrusión de un haz de diques básicos. La edad de la cristalización de los magmas graníticos sería entre los 500 y 465 m.a., dataciones según PRIEM et al. (1966). Inmediatamente antes de la orogenia hercínica, estos materiales están hundidos a un nivel donde sufrieron una deformación penetrativa y metamorfismo tipo Abukuma durante esta orogenia, produciéndose fenómenos de gneisificación y parcialmente blastomilonitización en los granitos, recristalización de las rocas básicas en anfibolitas y deformación y metamorfismo en los paragneises.

Este proceso orogénico lo sufrirían las rocas situadas fuera del "graben", alcanzando el frente de migmatización y granitización el nivel que presentan actualmente. Posteriormente se produce una relajación de esfuerzos desarrollándose nuevas fallas y reactivándose otras que dan lugar al "graben" actual. Durante este tiempo y aprovechando las fases de tensión intruyen las granodioritas precoces. Al final de los movimientos hercínicos se produce un fenómeno de aplastamiento que deforma y filonitiza parcialmente las granodioritas precoces y los granitos palingenéticos de dos micas. Posteriormente se produce el emplazamiento de las granodioritas tardías (granito de Caldas de Reyes) que no presentan deformación y que cortan al "graben".

Finalmente, estos autores señalan que son reactivadas durante el Terciario las fallas que limitan esta "fosa", depositándose en ella Mioceno lacustre. Más recientemente existen una serie de trabajos sobre este Complejo entre los que cabe destacar el de ARPS (1970), en el que se hace una cartografía y estudio petrológico muy detallado tanto de la parte del "Complejo de Noya" como del "Grupo de Lage", PRIEM et al. (1970) en el que se data el plutonismo ordovícico, dando edades entre 460 a 430 m.a., DEN TEX y FLOOR (1971), ENGELS et al. (1974), DEN TEX (1974) y DEN TEX (1977), en los que se mantienen las mismas ideas, aunque en el último trabajo citado se da mayor importancia a la intrusión de los granitos del Ordovícico Superior y el metamorfismo acompañante, como expresión de una distensión subcontinental durante los tiempos caledonianos.

ARPS et al. (1977) proponen como mecanismo para la formación de la "Fosa" la existencia de un penacho "mantle plume" en el Paleozoico Inferior que intruiría originando un domo que daría lugar a la formación de fallas profundas con movimiento vertical, produciendo una tectónica de "Horst" y "Graben". Uno de estos "graben" correspondería a la "Fosa". Los neises alcalinos e hiperalcalinos estarían en relación según ellos con este diapiro y con el domo térmico que lo acompaña.

Recientemente VAN CALSTEREN y DEN TEX (1978) en la misma línea que en el trabajo anterior, propone que asociado al emplazamiento diapírico de un penacho con rejuvenecimiento de la base de la corteza, tiene lugar la formación de un rift continental, que da lugar a una incipiente expansión oceánica durante el Paleozoico Inferior en la parte Occidental de Galicia. Este proceso fue acompañado en la Fosa Blastomilonítica y Polimetamórfica por abundante magmatismo granítico de tendencia hiperalcalino en el Ordovício y Silúrico.

En 1971, RIES y SHACKLETON publican un interesante trabajo interpretando los complejos de "Cabo Ortegal", "Ordenes", "Fosa Blastomilonítica", "Braganza" y "Morais" como restos de un gran cabalgamiento durante la orogenia hercínica de al menos unos 150 Km hacia el Este de materiales precámbricos sobre sedimentos silúricos. Con respecto a la "Fosa Blastomilonítica" sugieren que se trata de una sinforma en cuyo núcleo se encontraría el citado manto.

Recientemente BAYER y MATTE (1979) propone para Cabo Ortegal un modelo similar al propuesto por los autores anteriormente citados.

Respecto a los afloramientos del "Complejo de Noya" presentes en la Hoja de Padrón expondremos a continuación las observaciones allí realizadas.

Como ya se dijo en el capítulo de estratigrafía, el "Complejo de Noya" está compuesto fundamentalmente por paragneises con algunas intercalaciones de micacitas y anfíbolitas.

En los cortes realizados entre Lousame y Marselle, en la zona de San Finx y en la esquina SO de la Hoja, se ha constatado la existencia de:

— Dos fases de deformación. Una primera que da lugar a la formación de una esquistosidad de flujo y otra posterior de la que resulta una esquistosidad de crenulación, en algunos puntos muy fuertes, acompañada de recristalización. La  $S_2$  presenta una dirección aproximada a la NNO—SSE, buzando al Oeste;

— Pliegues generados durante la segunda fase.

La lineaciones de intersección y los ejes de los pliegues son subhorizontales o buzando ligeramente hacia el Norte. Las lineaciones de estiramiento tienen dirección N—S subparalelas a los ejes de los pliegues. Los niveles de cuarzos de exudación y de pegmoaplititas están afectadas por la Fase 2. La existencia de fases tardías ligadas a accidentes locales dan lugar en algún punto a la formación de una esquistosidad de crenulación poco marcada y sin recristalización apreciable.

Hacia el Este, ya fuera del Complejo, la asimetría de los pliegues de segunda fase es la misma.

La vergencia y simetría de los pliegues menores de Fase 2 que se observan en los materiales de fuera del Complejo coinciden con las que se observan en los materiales del Complejo.

Con respecto a la existencia de un gran manto de corrimiento anterior a la fase dos, no existen por el momento criterios dentro de esta Hoja, ya que al microscopio no existen evidencias que indiquen que las rocas del Complejo hayan sido sometidas a un metamorfismo térmico anterior al metamorfismo regional hercínico.

No obstante, en las Hojas de Outes (93) y Camariñas (68) situadas más al Norte, y de acuerdo con los autores holandeses anteriormente citados, se ha comprobado la existencia de este polimetamorfismo, y de acuerdo con la mayor antigüedad de las rocas del Complejo, lo cual obligaría a admitir la existencia de un cabalgamiento anterior a la segunda fase.

Estos datos están más de acuerdo con la hipótesis de RIES y SHACKLETON (1971) que con la de los autores holandeses antes citados.

Los datos estructurales observados en la Hoja permiten asegurar que en la misma esquina SO existen un núcleo sinformal cuya traza axial es de dirección NNO-SSE. Hacia el E, a ambos lados de la ensenada de la ría de Arosa existen numerosos criterios de flanco E de dicha sinforma.

Con objeto de asegurar aún más esta idea se realizó un corte estructural de detalle entre Rianxo-Punta Leixón-Abanqueiro, en la Hoja limítrofe por el S (Villagarcía de Arosa), así como en la esquina NE de la Hoja de Puebla del Caramiñal. Del conjunto de las observaciones se deduce que la estructura del Complejo de Noya es una sinforma de  $F_2$ , cuya traza axial se localiza casi en la misma esquina SO de la Hoja con una dirección NNO-SSE, como decíamos arriba.

Esta sinforma de  $F_2$  ha sufrido un retoque posterior, viéndose en algunos puntos de Rianxo y San Salvador (margen E de la Ría de Arosa) unos planos de  $S_3$  muy tendidos al E que sugieren también una sinforma de  $F_3$ , pero este extremo no ha podido ser comprobado en su totalidad.

## 5.2 DOMINIO MIGMATITICO Y DE LAS ROCAS GRANITICAS-GRUPO DE LAGE

La estructura de los materiales pertenecientes a este Grupo dentro de esta Hoja, no había sido estudiada hasta ahora.

Dentro de los esquistos y gneises glandulares se observan dos fases de deformación, una primera fase en la que se genera una esquistosidad de flujo que es muy clara en los niveles de gneises glandulares y bastante menos patente en los niveles esquistosos dada la intensidad de la segunda fase.

En relación a la primera fase no se ha podido observar ninguna mega-estructura.

La segunda fase, da una esquistosidad de crenulación acompañada de recristalización, especialmente en el caso de los niveles esquistosos que llega a enmascarar la  $S_1$ .

Las estructuras que produjo la  $F_2$  no han podido ser determinadas en las rocas de este Dominio, salvo en el caso de los ortoneises Glandulares que afloran en antifirma. Ocasionalmente en el Granitoide Migmatítico se observan planos de  $S_2$  pero tampoco pueden deducirse estructuras.

## 6 HISTORIA GEOLOGICA

Se inicia con la sedimentación en el Precámbrico de materiales arcillosos y arcósicos, que por posteriores etapas metamórficas dan lugar a los esquistos y paraneises.

Dado el grado de metamorfismo tanto regional como de contacto a que han sido sometidos, poco se puede decir sobre la historia preorogénica de los materiales que afloran en la Hoja de Padrón.

Tampoco se ha podido establecer una columna estratigráfica debido a la gran extensión que ocupan las rocas ígneas de origen anatéxico y a la presencia de las dos fases principales de deformación, cuya geometría, especialmente la de la primera, es difícil de precisar.

Sin embargo y por correlación con otras zonas, en donde el metamorfismo es menor, se puede suponer que estas series del Precámbrico y Paleozoico debieron depositarse en un medio de plataforma más o menos somero.

Antes del inicio de la orogenia hercínica se produce el emplazamiento de la roca granítica con megacristales que dará lugar al ortoneis glandular.

Respecto a las rocas que afloran en el "Complejo de Noya", éstas debieron de sufrir un metamorfismo térmico durante el Ordovícico-Silúrico motivado por la intrusión de granitos calco-alcalinos e hipercalinos.

La Fase hercínica, cuya geometría no se ha podido establecer, debió dar lugar a pliegues tumbados vergentes al Este, siendo posiblemente al final de esta fase cuando se efectuaría el cabalgamiento que dio lugar al emplazamiento del "Complejo de Noya".

El metamorfismo, que se inicia durante la primera fase alcanza su máximo desarrollo entre ésta y la segunda.

Posteriormente se inicia el proceso de migmatización cuyo producto final es el granitoide migmatítico, con cuerpos homogéneos que se independizan del resto de la masa. Simultáneamente se produce la intrusión de las granodioritas precoces.

Al tiempo tiene lugar un metamorfismo regional de tipo epizonal perteneciente a la facies de los esquistos verdes.

Durante la segunda fase se forman pliegues de plano axial subvertical o buzando fuertemente al Oeste.

Al final del período hercínico tiene lugar la intrusión del granito de Confurco que corta las estructuras del Complejo de Noya.

Finalmente, existe un último período de fracturación durante los movimientos tardihercínicos, a partir del cual queda ya configurada la estructura geológica de la región, ya que las pequeñas estructuras que aparecen a partir de ese momento se deben exclusivamente a un rejuego, durante el Terciario, de las fallas a favor de estos planos de fractura tardihercínicos.

## **7 GEOLOGIA ECONOMICA**

### **7.1 MINERIA Y CANTERAS**

La única actividad explotadora en la zona es la de la mina de San Finx (Lousame), para beneficio de wolframita y casiterita. Explotada desde la época de los fenicios para estaño, se reactivó por parte de una compañía inglesa en 1914 para aprovechar el wolframio junto con el estaño.

La mineralización se engloba en una ganga filoniana de cuarzo y está constituida por wolframita, casiterita, indicios de molibdenita, cristales aislados de espato flúor, piritita y calcopiritita.

En un conjunto de tres filones de dirección media N-70°, buzando 75° al Sur, reconocidos en una corrida de 550 m, con potencias que oscilan de 0,40 m (filón intermedio) a 1 m (filón Sur). Existen una serie de fracturas transversales que desplazan lateralmente los filones.

Las labores mineras alcanzan los 186 m de profundidad, realizándose el acceso mediante pozo vertical.

Las leyes del mineral oscilan en torno al 0,5 por ciento entre W y Sn.

El mineral arrancado se concentra en planta de tratamiento exterior. Una vez quebrantado su muela y se criba, pasando a jigs y mesas wifley en que se concentran conjuntamente la wolframita y casiterita. El concentrado

obtenido se muele a polvo y se pasa por mesas de separación electromagnética, obteniéndose leyes del 75 por ciento  $W_2O_3$  para la volframita y del 74 por ciento para la casiterita.

No existe otro tipo de actividad minera.

En cuanto a canteras, en Valga (3,5 Km al SSO de Padrón) se explotan los niveles superiores de alteración del granito migmatítico, constituidos por arcillas arenosas que se consumen en una cerámica próxima.

De igual modo se explota una zona homogénea del Granitoide Migmatítico en Monte Miranela (3 Km al E de Padrón) con el fin de obtener áridos para la construcción.

## 7.2 HIDROGEOLOGIA

Las características hidrogeológicas están fuertemente condicionadas por la litología y tectónica de los materiales existentes.

En las zonas ocupadas por el curso de los ríos Ulla y Sar las posibilidades de alumbramiento de agua para usos doméstico, al menos de forma estacional, son mayores habida cuenta del propio cauce de los ríos, la elevada precipitación anual y la existencia de una extensa llanura aluvial de carácter principalmente detrítico.

En toda la amplia zona granítica de la Hoja la viabilidad de aguas profundas es escasa y la surgencia de aguas superficiales es debida a los numerosos planos de fracturas y esquistosidad que actúan como canalizadores y acumuladores de las aguas de precipitación.

## 8 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ et al. (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.
- ARIESEN, F.H. (1964).— "Een onderzoek naar de petrologische en structurele Kenmerken van een deel van het Barbanza schiereiland". *Tesis de licenciatura*. Inédito. Universidad de Leiden, Holanda.
- 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 Geologische Mededelingen*. Vol. 46, pp. 57-155.

- ARPS, C.E.S.; VAN CALSTEREN; HILGEN, D.; KUIJPER, R.P. y DEN TEX, E. (1977).— "Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide". *Leid. Geol. Med.* Vol. 51, Aflevering pp. 63-94.
- BAYER MATTE, Ph. (1979).— "Is the mafic-ultramafic massif of Cabo Ortegal (NW Spain). A nappe emplaced during a variscan-obduction? A new gravity interpretation". *Tectonophysics*. Vol. 57, núm. 24. *Elsev. Scient. Publ. Comp.* Amsterdam.
- BREMMER, M.S.M.P. (1973).— "Petrologische en structurele aspecten van een deel van het Barbanza-Schiereiland". *Tesis doctoral*. Inédito. Universidad de Leiden. Holanda.
- CAPDEVILA, R. (1965).— "La geologie du precambrien et du paleozoique dans la region de Lugo". *Nor. y Com. del IGME*, pp. 157-174, vol. 80.
- CAPDEVILA, R. (1969).— "Metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-Orientale (NOW de l'Espagne)". *Université de Montpellier, Thèse doctoral*, pp. 1-426.
- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P. (1970).— "Les differents types de granites hercyniens et leur distribution NW de l'Espagne". *Bol. Geol. y Min.*, t. 81, vol. 2, pp. 101-111.
- CALSTEREN, P.W.C. VAN; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; PRIEM, H.N.A.; DEN TEX, E.; VERDURMEN, E.A. TH; and VERSCHURE, R.H. (1977).— "Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the hercynian orogen of NW Spain: manifestations of a presumed early paleozoic mantle-plume". *Verhandeling NR. 2 Z.W.O. Laboratorium voor isotopen-geologie*, Amsterdam.
- VERSCHURE, R.H.; DEN TEX, E. (1978).— "An early paleozoic continental rift system in Galicia (NE Spain)". *Tectonics and Geophysics of Continental Rifts*. pp. 125-132. Reidel Publishing Company. Dordrecht. Holland.
- DEN TEX, E. (1961).— "Some preliminary results of petrological Work in Galicia (NW Spain)". *Leid. Geol. Med.* 26, pp. 75-91.
- DEN TEX, E. (1966).— "Aperçu pétrologique et structural de la Galice Cristaline". *Leid Geolog. Med.* Vol. 36, pp. 211-222.
- DEN TEX, E. & FLOOR, P. (1967).— "A blastomylonitic and polymetamorphic "graben" in Western Galicia (NW Spain)". In: *Etagés tectoniques*, Ed. La Baconnière, Neuchatel. pp. 169-178.
- DEN TEX, E. (1974).— "The polycyclic lithosphere: and attempt to assess its orogenic memory". *Société Géologique de Belgique*. Geologie des Domines Cristalins-Liege, 1974.

- DEN TEX, E. (1977).— "Le Socle polycyclique et son role dans le evolution de la chaîne varisque en Galice (Espagne du NW)". *Colloque international du CNRS*, Rennes, núm. 243, pp. 441-451.
- FLOOR, P. (1970).— "Subdivision des roches granitiques dans le NW peninsulare". *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXI, vol. 36, pp. 131-134.
- FLOOR, P. (1970).— "Sessions de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le Nord-Ouest peninsulare". *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXI-II-III, pp. 245-248.
- GUNGULY, J. (1969).— "Chloritoid stability and related paragenesis; theory, experiments and applications". *Amer. Jour. of Sc.*, 267, 99, pp. 910-944.
- GIL IBARGUCHI, I. (1979).— "Estudio petrográfico de la región de Muxia-Finisterre. NW de España". *Tesis Doctoral*. Inédito. Universidad Autónoma de Barcelona. España.
- HERNANDEZ SAMPELAYO (1942).— "El sistema siluriano". Explicación del nuevo mapa geológico de España. *Mem. IGME*, núm. 45, p. 789.
- JULIVER, M.; FONTBOTE, J.M. FONTBOTE; J.M. RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).— "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *Inst. Geol. y Min. Esp.* Madrid.
- LOTZE, F. (1945).— "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". *Geotek. Forsch*, núm. 6, pp. 78-92. Berlín. (Traducido por J.M.<sup>a</sup> Ríos: Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Pub. Extr. Geol. España*, t. V, pp. 149-166. Madrid (1950).
- LOTZE, F. (1956).— "Das praekambrium Spaniens". *N. JAHRB. Geol. Pal.* núm. 8, pp. 373-388.
- MATTE, Ph. (1968).— "La Structure de la Virgation Hercynienne de Galice (Espagne)". *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127. Grenoble.
- MAUFFRET, A.; BOILLLOT, G.; AUXIETRE, J.L. et DUNNAD, J.P. (1978).— "Evolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique". *Bull. Soc. Geol. France*. T. XX, núm. 44, pp. 375-388.
- MEHNERT, K.R. (1968).— "Migmatites and the origen of granitic rocks". *Elsevier Publ. Comp.* Amsterdam.
- PARGA, J.R. (1969).— "Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage*, núm. 37.
- PARGA PONDAL, I.; LOPEZ DE AZCONA, J.M. y CARDOSO, G.M. (1953).— "Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja núm. 43, Lage (La Coruña)". *IGME*.
- PARGA PONDAL, I. y PEREZ MATEOS (1956).— "Los arenales costeros

- de Galicia II. La costa de Finisterre". *Trab. Lab. Geol. Lage. núm. 4 au Edaf. y Fisiol. Veg.* T. 15, pp. 501-537.
- PARGA PONDAL, I. (1956).— "Nota explicativa Mapa Geológico parte NO de la provincia de La Coruña". *Leidse Geologische Mededelingen.* III. núm. 2, fasc. 21, pp. 469-484.
- PARGA PONDAL, I. (1958).— "El conocimiento geológico de Galicia". *Edición Titania. Buenos Aires.* p. 19.
- PARGA PONDAL, I. (1960).— "Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia". *Not. y Com. IGME,* núm. 59, pp. 333-358.
- PARGA PONDAL, I. (1963).— "Mapa petrográfico estructural de Galicia". *IGME.* 1:400.000. Madrid.
- PRIEM et al. (1970).— "Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula". *Eclogae Geol. Helv.* Vol. 63-1, pp. 233-274.
- RAUMER, J. VON (1962).— "Geología del zócalo cristalino de la península del Barbanza. Cerca de Noya. (La Coruña)". *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España,* núm. 68, pp. 171-180.
- RAUMER, J. VON (1963).— "Geología del basamento del NO de España en Noya (La Coruña)". *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España,* núm. 72, pp. 239-242.
- RIES, A.C. y SHACKLETON, R.A. (1971).— "Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal. Remnants of a hercynian thrust plate". *Nature Physical Science.* Vol. 234, núm. 47, p. 79.
- SCHULZ (1835).— "Descripción geognóstica del Reino de Galicia". *Madrid. Imp. Hnos. Collado.* p. 52.
- WINKLER, H.G.F. (1967).— "Petrogenesis of metamorphic rocks". *Springer-Verlag. Ed.*
- WINKLER, H.G.F. (1970).— "Abolition of metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Satage and of a Classification based on Isograds in Common Rocks". *N.Jb. Miner. Mh. Jg.* 1970, pp. 189-248.
- WINKLER, H.G.F. (1974).— "Petrogenesis of metamorphic rocks". *Springer Verlag Ed.*

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA