



IGME

67

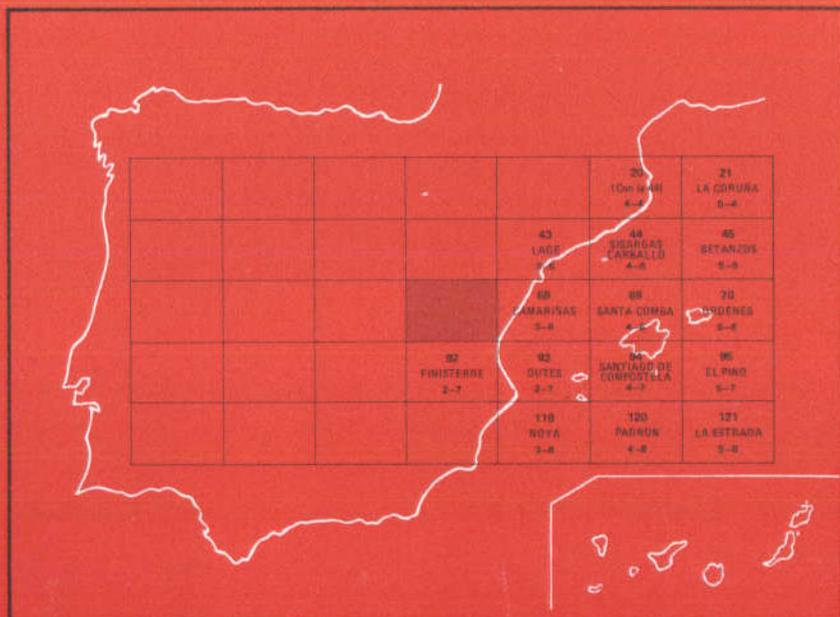
2-6

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MUGIA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MUGIA

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: Angel Naval Balbín y Francisco Ruiz Arias, Licenciados en Ciencias Geológicas.

Memoria: Angel Naval Balbín y Francisco Ruiz Arias.

Petrología: Alberto Peón Peláez, Licenciado en Ciencias Geológicas y J.D. Hilgen, Doctor en Ciencias Geológicas.

Asesoramiento en campo y memoria: Charles E.S. Arps. y J.D. Hilgen, Doctores en Ciencias Geológicas.

Supervisión: 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 - 41950–1981

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

1 ANTECEDENTES

La Empresa IMINSA realizó el estudio geológico de la Hoja 02-06 MUGIA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, siguiendo las directrices del PLAN MAGNA.

La elaboración de este trabajo ha considerado inicialmente los de PARGA PONDAL et al. (1955); H.F. INSINGER (1961); C.F. WOENSDREGT (1966) y G. IBARGUCHI (1979), todos ellos realizados en la zona.

Ha intervenido temporalmente asesorando en los trabajos de campo CH.E.S. ARPS.

2 INTRODUCCION

La hoja estudiada se encuentra situada en la zona más Occidental de la Península Ibérica, al Oeste de la provincia de La Coruña.

Geológicamente se encuentra enclavada en la Zona Centro-Ibérica del

Macizo Hespérico, según la división de la Cadena Hercínica en la Península Ibérica realizada por JULIVERT et al. (1974), constituyendo una síntesis de las divisiones antiguas (MATTE, 1968), basada en la clasificación de LOTZE et al. (1945).

Se caracteriza dicha zona por un gran desarrollo del metamorfismo y granitización hercínica, y la presencia en su mitad septentrional de una serie de macizos de rocas máficas, que sufrieron un metamorfismo catazonal intenso alcanzándose las facies granulitas e incluso de las eclogitas (Cabo Ortegal, Complejo de Noya), sufriendo un metamorfismo posterior de grado más bajo que implica un retrometamorfismo en grado más bajo (ENGELS, 1972).

La posición actual de estos macizos es objeto de numerosas discusiones, evidenciándose que se emplazaron posiblemente en las últimas etapas de la tectónica prehercínica, pues parece observarse un salto muy neto del metamorfismo en el interior de estos macizos en relación con las rocas que los circundan.

El borde Nordoccidental de la Península Ibérica se caracteriza por la disposición alargada, en el sentido de las estructuras generales de la zona, de una serie de bandas de materiales metamórficos acompañada de un plutonismo granítico de subautóctono a alóctono.

La zona ocupada por la presente Hoja, se encuentra ubicada en una de estas bandas descritas anteriormente, y situándose al oeste del denominado "Complejo Antiguo" por PARGA PONDAL (1956); posteriormente DEN TEX y FLOOR (1967) definieron a la citada unidad como "Fosa Blastomilonítica", que es objeto de polémica interpretación, tanto desde el punto de vista petrológico MARTINEZ GARCIA et al. (1975), ARPS (1977), como estructural MATTE y RIBEIRO (1967), RIES y SHACKLETON (1971), ANTHONIOZ y FERRAGNE (1978), y que en los trabajos correspondientes al Plan Magna 1979 realizados sobre dicha zona, han decidido variar el término de "Fosa" por el de Complejo de Noya, ya que éste tiene unas implicaciones genéticas que no parecen estar de acuerdo con los datos recogidos en el campo.

Los materiales de la región de Mugía están constituidos fundamentalmente por rocas migmatíticas y graníticas, siendo el resto rocas metamórficas e intrusivas de carácter claramente filoniano.

La topografía de la Hoja de Mugía es poco accidentada y suave, presentando la costa en general perfiles acantilados, fruto de la intensa erosión marina, con zonas de costa baja coincidiendo con pequeños valles que se abren al litoral.

3 ESTRATIGRAFIA

Si exceptuamos algunos recubrimientos cuaternarios, el resto de los materiales han sido afectados por la Orogenia Hercínica y son en su mayor parte cuerpos intrusivos hercínicos, migmatitas y neises de alto grado con xenolitos esquistosos, por lo que solamente se puede señalar sobre la estratigrafía de los terrenos antihercínicos y hercínicos que debido a la intensa deformación y metamorfismo existente, no se conservaron ninguna de las características de las rocas primitivas.

3.1 CUATERNARIO (Q₁P; Q₂P; Q₂ I)

El Cuaternario se halla escasamente representado dentro de esta Hoja en lo que se refiere a depósitos de materiales.

Los más importantes de éstos, y al mismo tiempo los más antiguos, se hallan determinados por la existencia de una antigua superficie de erosión costera o rasa litoral, actualmente reconocible sólo en algunos puntos. Se caracteriza esta rasa por ser una superficie subhorizontal, con ligera pendiente hacia el mar, a una cota variable de + 2 a + 8 m sobre el nivel del mar en pleamar, que constituye un rellano de 10-200 m de ancho entre los límites actual y antiguo de costa.

Sobre esta superficie existen depósitos (Q₁P) de bloques de hasta 60 cm de moda de granito de dos micas, granodiorita biotítica o granitoide migmático, según la naturaleza del entorno de su ubicación. En los puntos más abiertos del mar, estos bloques se encuentran aislados sobre la superficie de la rasa, constituyendo "campos de bolos", como es el caso de Punta Lourido.

En los lugares más protegidos, como Playa Moreira y, sobre todo, en Playa Merejo, este nivel de bloques es la base de una pequeña formación detrítica costera fosilizada.

En Merejo, este depósito presenta el nivel inferior de bloques de hasta 50 cm de moda, subredondeados, de heterometría alta, englobados en una matriz arenosa poco evolucionada, con potencia máxima de 1,50 m. Sobre éste, existen de 4 a 6 m de arenas gruesas rojas u ocre, cuarzosas y feldespáticas, con moscovita, englobando cantos subangulosos de 10-15 cm de moda.

El resto de los depósitos cuaternarios de la Hoja lo constituyen las playas (Q₂P) y los coluviones e indiferenciadas (Q₂I). Respecto a las primeras, su desarrollo es muy reducido debido a las características de la costa

acantilada y la exposición a mar abierto que impide la acumulación de arenas.

De otra parte, la fuerte influencia de los temporales produce una dispersión de las arenas, que superan el contexto de la playa y cordón litoral y desarrollan depósitos de arenas eolizadas sobre la ladera, alcanzando en la playa de Lourido la cota + 70 m sobre la topografía circundante a ésta.

Los coluviones e indiferenciados son de escasa entidad. Están formados por cantos subangulosos a angulosos, englobados en matriz arenosa a arcillosa. No existe regularidad de composición, estando en general muy mal desarrollados.

4 PETROLOGIA DEL DOMINIO MIGMATITICO Y DE LAS ROCAS GRANITICAS

Se describen a continuación las características petrológicas de los diferentes tipos de rocas metamórficas y plutónicas de tipo ácido y básico presentes en la Hoja.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

Los constituyen fundamentalmente los enclaves neísicos y esquistosos a lo largo del borde Este de la Hoja.

4.1.1 Neises migmatizados (G_2^2)

Se encuentran dispuestos de Norte a Sur en la Hoja, entre la localidad de Risamonde y Buituron, con enclaves esquistosos muy migmatizados y semejantes a los que afloran más al Nordeste, en el valle de Vimianzo.

Estos lechos de esquistos constituyen pequeños xenolitos, considerándose como esquistosidad principal a la definida por la alineación de minerales en estrechas bandas, pudiendo estar enmascarado por las intrusiones graníticas que los deforman y llegan a borrar casi totalmente la estructura original de la roca primitiva.

Las deformaciones tectónicas tardías no ejercen tanta influencia sobre dichos enclaves, pudiendo desarrollar polarmente pequeños pliegos de tipo

“CHEVRON” y “KINK-BANDS”, en los esquistos que acompañan a los neises migmatizados.

Estos neises migmatizados los constituyen fundamentalmente bandas alternantes micacíticas, con una textura de aspecto glandular, manteniendo los megacrístales de feldespato orientados según la foliación principal de dirección NE–SW, debida probablemente a la primera fase de deformación hercínica, sobre la que actuó la segunda fase que los reorientó.

La distribución de los megacrístales de feldespato es más o menos homogénea, pudiendo presentar éstos los bordes ligeramente corroídos e irregulares, o bien constituidos por agregados de granos que suelen ser de microclina y rodeados de numerosas capas micacíticas, fundamentalmente de biotita con cristales aislados de moscovita, que a veces presentan tamaños bastante grandes.

Los contactos entre los neises de aspecto glandular y los xenolitos de esquistos, en las zonas donde los afloramientos son buenos, presentan un tránsito gradual entre ambas formaciones, que se puede realizar en un par de metros.

Respecto a la edad de estos neises, no existen ningunas dataciones de edad radiométrica absoluta. No obstante su origen prehercínico parece ser evidente, ya que parecen haber sido afectados por la primera fase de deformación hercínica.

Petrográficamente dichos neises tienen como componentes esenciales el cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita.

Como minerales accesorios se encuentran el apatito, circón, ilmenita, turmalina y granate.

Según IBARGUCHI, G. (1979) los fenocrístales de feldespato presentan un contenido alto en pertitas, con formaciones de albita secundaria, pudiendo pensarse en un origen “Orto” de este tipo de rocas.

Este mismo autor señala otras numerosas pruebas que apoyan este mismo origen.

Finalmente cabría pensarse que estos neises ocuparían el núcleo de una antiforma de muy difícil percepción, debido al elevado grado de alteración de estas rocas en el campo, así como la inexistencia de buenos afloramientos, lo cual hace muy difícil observar y poner de manifiesto este hecho a escala de campo.

4.2 ROCAS PLUTONICAS

En este apartado se diferencian dos grupos principales:

- Rocas graníticas hercínicas.
- Rocas graníticas tardihercínicas.

4.2.1 Rocas graníticas hercínicas

Se incluyen aquí en este grupo todas las rocas graníticas hercínicas presentes en la Hoja, ocupando un 80 por ciento de su superficie.

4.2.1.1 *Granito de dos micas con megacrístales (Mugía)* ($_{3-4}\gamma_{mb}^2$)

Aflora principalmente entre la localidad de Mugía y el Cabo de La Buitra.

Es un granito fundamentalmente porfídico, con megacrístales de feldespato potásico y una matriz de grano medio a grueso.

Ocasionalmente contiene en numerosos puntos pequeños diques de cuarzo, apfilitas y pegmatitas que por su potencia y longitud se hacen irrepresentables en la cartografía.

PARGA PONDAL (1956) establece una comparación entre los granitos de Mugía y Ruña, asignándoles un origen palingenético.

Sin embargo, este granito de Mugía tiene fenocristales mayores y más idiomórficos que el de Ruña, presentando los cristales de microclina inclusiones muy pequeñas de plagioclasa o micas que son más ricas en magnesio en el de Mugía.

Comparándolo con el granito de Dumbria, comparación establecida ya anteriormente por varios autores, las diferencias entre ambos son aún más acusadas que con el de Ruña, lo que nos indica un diferente origen al establecido para los granitos de la serie alcalina.

Los contactos del granito de Mugía, con el granitoide migmatítico que lo circunda, suelen ser bastante netos, aunque en algunas localidades los contactos pueden ser algo difusos e irregulares, con una reorientación apreciable de los megacrístales cerca del borde, que se hace más irregular hacia el interior de dicho granito.

Desde el punto de vista petrográfico los componentes esenciales los constituyen el cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita.

Como componentes accesorios apatito, circón, ilmenita y opacos.

La microclina constituye los megacrístales de tipo idiomórfico, con inclusiones de plagioclasa en su interior, con bordes bastante irregulares.

El cuarzo puede también formar inclusiones muy pequeñas dentro de los cristales de microclina.

Las biotitas suelen presentar un pleocroísmo muy acusado y son mucho más abundantes que las moscovitas que tienen carácter más aislado con cristales a veces grandes.

IBARGUCHI, G. (1979) considera al granito de Mugía como un caso

extremo de magmas granodioríticos profundos con los materiales mesocrustales, o que su nivel de origen se sitúa por encima de la mayoría de estos granitos de la serie calcoalcalina, explicándose su riqueza en sillimanita y moscovita por un mayor contenido en calcio y micas magnesianas, así como un alto contenido en Al_2O_3 de las rocas que dieron origen a este magma.

Respecto a la edad de este granito, no existen ningunas dataciones de edad radiométrica absoluta.

4.2.1.2 *Granitoide migmatítico* ($\gamma\psi^2$)

Ocupa la mayor extensión de la Hoja, situándose de Norte a Sur de la misma.

Son rocas con un marcado carácter migmatítico, pudiendo distinguir claramente el paleosoma y el neosoma, con zonas muy poco homogéneas constituyendo estructuras relictas de la roca primitiva y "schlieren" biotíticos.

En estas rocas graníticas la foliación viene definida por las diferentes orientaciones de los enclaves micacíticos, sin poder observarse la foliación primitiva, ni signos evidentes de una deformación penetrativa a todos los niveles de la roca.

La edad de la recristalización no se puede conocer, pues en los procesos de migmatización se destruye la esquistosidad original de la roca, pudiendo pensarse que esta recristalización sería sin o post fase 2.

Los esquistos y neises anteriores, se encuentran en forma de pequeños xenolitos y pequeños restitos de biotita o de biotita-sillimanita.

Cuando la fase granitoide aumenta se observa una gran o total disminución de estos restitos, constituyendo la fase granítica de anatexia, que es la fase granitoide homogénea y observándose un paso gradual entre ambas fases.

En las fases graníticas homogéneas no existen restos de esquistosidades, o están éstas muy mal desarrolladas.

Dentro de la zona denominada Nebulítica por WOENSDREGT, C.F. (1966) y IBARGUCHI, G. (1979) se pueden encontrar muy diferentes tipos de rocas, a causa de la desigual repartición de las micas y los feldespatos.

Como componentes fundamentales desde el punto de vista petrológico están el cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa —que presenta bordes mirmequíticos— englobando cristales aislados de sillimanita, así como biotita y moscovita.

4.2.2 Rocas graníticas tardihercínicas

Solamente se encuentran en la zona dos pequeños afloramientos al Norte de la misma, que constituyen una granodiorita postectónica intrusiva.

4.2.2.1 Granodiorita biotítica ($\gamma\eta_b^2$)

Como señalamos anteriormente, la extensión que ocupa en la Hoja de Mugá es muy pequeña, pero se pudo conocer más a fondo sus características petrográficas en observaciones realizadas fuera de la Hoja.

Se trata de granodioritas comparables a las descritas en otras partes de Galicia Occidental y denominadas por PARGA PONDAL (1966) granitos de tipo "TRABA" que se caracterizan por un emplazamiento post-tectónico claramente post-fase 2 y yacimientos de forma circular.

Es una granodiorita muy biotítica, de grano fino a medio, con muchas venillas de cuarzo.

Se encuentra cortada por dos sistemas de diaclasas de dirección N-S y E-W, con buzamientos variables, presentándose éstas a veces rellenas de cuarzo o filoncillos de aplita.

Desde el punto de vista petrográfico, este plutón granítico presenta una gran uniformidad, con textura hipidiomórfica granuda y cristales bastante grandes de microclina de color rosado, muy característico de esta granodiorita, cuarzos xenomorfos, oligoclasa con estructuras zonadas y laminaciones de biotita en paquetes idiomórficos.

Se trata pues del típico granito biotítico con tendencia a textura porfídica sin llegar a desarrollarse excesivamente.

Los cristales de microclina le dan un aspecto de color rosado a la roca, muy típico en afloramientos con la muestra muy fresca.

Como minerales accesorios están el apatito, circón y opacos.

El contacto con el granitoide migmatítico es muy neto, no observándose un tránsito gradual y evidenciando un carácter intrusivo bastante claro.

4.2.3 Rocas filonianas

Se describen a continuación los distintos tipos de rocas de carácter filoniano presentes en la Hoja.

4.2.3.1 Cuarzo (q)

Aparecen gran cantidad de filones de cuarzo, con una dirección aproxi-

mada N–S, dentro del granitoide migmatítico con potencias bastante variables.

El cuarzo es generalmente microcristalino o sacaroideo, con algunos megacrystales de feldespato aislados y ligeramente orientados.

4.2.3.2 *Microgranito porfídico (FO)*

Los constituyen una serie de rocas filonianas de carácter felsítico, muy numerosas en toda la Hoja y de potencias muy variables.

De todos estos filones el más importante es el que se encuentra en las proximidades de la playa de Nemiña, de dirección NE–SW, de tonos rosáceos muy claros.

Desde el punto de vista petrográfico, los componentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

La plagioclasa puede constituir pequeños megacrystales aislados, irregulares y sin orientación de ningún tipo, que son más frecuentes en los bordes del dique.

A veces suelen encontrarse englobados en la roca pequeños fragmentos graníticos.

4.2.3.3 *Diorita (η)*

Esta red filoniana la constituyen gran cantidad de filoncillos, definidos por algunos autores (IBARGUCHI, G., 1979) como rocas más básicas de tipo "Vaugnerítico", basándose en su composición semejante a una diorita micácea o lamprófido.

Estas rocas presentan algunas características típicamente magmáticas, con recristalizaciones zonadas, posteriores a su emplazamiento.

Los contactos con el granitoide migmatítico son muy rectilíneos y netos, siendo la dirección de la mayoría de estos diques NW–SE.

En el interior de los diques, los bordes son muy micáceos con mucha biotita y el centro es de aspecto más compacto, de tipo granoblástico y semejando una roca corneana.

Desde el punto de vista petrográfico la textura es granoblástica de grano medio a fino, con cuarzo, biotita, plagioclasa y anfíboles como minerales esenciales.

Como accesorios contienen apatito, esfena, circón y opacos.

4.2.3.4 *Cuarzodiorita ($q\eta$)*

Se trata de un filón que describe un semicírculo, intruido en el grani-

toide migmatítico y probablemente singenético con las granodioritas tardihercínicas, y desplazado por una serie de fallas de dirección NNW–SSW.

A escala de afloramiento se trata de una roca microgranuda muy homogénea formada por feldespatos de color rosado y salpicada por numerosos puntos verdes de biotita, hornblenda y anfíbol.

En sus bordes aparecen rocas de tipo felsítico, con una potencia de hasta 20 m.

Desde el punto de vista petrográfico, los minerales principales son los feldespatos (ortosa), plagioclasas, cuarzo, anfíbol y biotita, estos tres últimos con una distribución muy irregular.

Como minerales accesorios, la ilmenita y magnetita.

5 METAMORFISMO

El metamorfismo de la Hoja de Mugía lo podemos considerar como un metamorfismo de edad Hercínica, polifásico y plurifacial.

Así en el dominio migmatítico, las paragénesis metamórficas hercínicas alcanzan las facies de la anfíbolita, con presencia de estauroлита, andalucita, y sillimanita debidas fundamentalmente a metamorfismo de contacto. Existen además importantes procesos de granitización hercínica, que conducen a las intrusiones en esta zona de granitos subautóctonos a parautoctonos.

En este dominio migmatítico y de las rocas graníticas no existen evidencias de ningún tipo de metamorfismo prehercínico, como se observa en el Complejo de Noya.

El grado metamórfico en las rocas del dominio migmatítico es alto, alcanzándose las paragénesis de cuarzo-albita-biotita-moscovita-granate-estauroлита-andalucita y sillimanita.

La formación de estauroлита puede tener lugar, como se cita en el metamorfismo de otras rocas de Galicia, a partir de minerales de menor grado como es el cloritoide inestable en presencia de cuarzo o de micas y clorita, según las reacciones:

$\text{Cloritoide} + \text{cuarzo} = \text{estauroлита} + \text{granate} + \text{H}_2\text{O}$; $\text{clorita} + \text{moscovita} = \text{estauroлита} + \text{biotita} + \text{cuarzo} + \text{H}_2\text{O}$ que tienen lugar en condiciones de temperatura y presión de $540 \pm 30^\circ\text{C}$ y 4 K bars según HOSCHEK (1969) y GANGULY (1969).

En la Hoja de Mugía y Hoja próxima de Camariñas algunos autores citan porfiroblastos de andalucita con un núcleo de estauroлита.

Este hecho ha sido interpretado por IBARGUCHI, G. (1979), como una desestabilización de la estauroлита como consecuencia del descenso relativo de la presión respecto a la temperatura, posiblemente como consecuencia de la elevación térmica producida por la intrusión de los granitos subautóctonos o alóctonos de dos micas.

La desestabilización de la estauroлита en presencia de moscovita y cuarzo se puede haber producido también:

Estauroлита + moscovita + cuarzo = andalucita + biotita + H₂O cuyas condiciones de temperatura y presión determinadas experimentalmente son de $575 \pm 15^{\circ}\text{C}$ o $675 \pm 15^{\circ}\text{C}$ para 2 y 5 Kbars respectivamente (HOSCHECK, 1969).

A este metamorfismo regional en toda la Hoja hay que superponer el metamorfismo de contacto, que se caracteriza por la paragénesis metamórfica de cuarzo-moscovita-biotita-plagioclasa-andalucita de las facies de las corneanas hornbléndicas, producido en los xenolitos esquistosos, debido fundamentalmente a la elevación térmica producida por las intrusiones graníticas.

Finalmente, ha tenido lugar un retrometamorfismo que originó sericitación de la andalucita y estauroлита, así como la cloritización de biotita y granate, y a veces la sustitución de este último por biotita.

6 TECTONICA

Los grandes rasgos tectónicos de la Hoja de Mugía, responden a una tectónica polifásica de edad Hercínica.

A continuación se describen las diferentes fases de deformación observadas en la misma:

1) Primera fase de deformación hercínica

Se manifiesta por una esquistosidad de flujo, apenas perceptible en la Hoja, probablemente por estar borrada por las intrusiones graníticas posteriores, y que puede estar definida por el estiramiento de los granos, situándose el eje mayor paralelo a la orientación.

2) Segunda fase de deformación hercínica

Se presenta como una esquistosidad menos penetrativa en la roca que la anterior, dando micropliegues, fundamentalmente en las capas micacíticas.

Esta segunda fase de deformación está acompañada por el desarrollo de una esquistosidad de crenulación subvertical, que viene definida por la recristalización de biotitas paralelas a las superficies axiales de los micropliegues.

3) Fases posteriores de deformación

Localmente aparecen una serie de planos de esquistosidad de intensidad mucho más débil, que desarrolla pliegues de tipo "CHEVRON" y "KINK-BANDS" con planos axiales subverticales, relacionados con fallas de desgarre tardihercínicas visibles en la Hoja.

7 HISTORIA GEOLOGICA

De acuerdo con los datos regionales que se poseen, se puede señalar que la región estudiada se encuentra al Oeste de uno de los complejos precámbricos, poliorogénicos y polimetamórficos del Oeste peninsular, denominado Complejo de Noya, de la cual se separa por una formación de granodioritas sincinemáticas precoces.

La zona de Mugía se encontró afectada por una deformación penetrativa durante la Orogénesis Hercínica, y sufriendo un último episodio metamórfico, con un metamorfismo de presión intermedia, dando lugar a gran cantidad de movilizados anatéticos.

Probablemente las rocas más antiguas de la Hoja de Mugía sean los neises migmatizados de aspecto glandular, asimilables a los neises glandulares de zonas próximas, como son los que forman parte de los bordes del Complejo de Noya de origen probablemente prehercínico, ya que parecen haber sido afectados por la primera fase de deformación hercínica.

El emplazamiento de los materiales graníticos de alóctonos a parautóctonos tuvo lugar antes de la segunda fase de deformación hercínica, coincidiendo probablemente con una fase distensiva durante la Orogénesis Hercínica, produciéndose la formación de fracturas Norte-Sur.

Posteriormente, tiene lugar, una serie de deformaciones tardías que se traducen por fenómenos de distensión y la formación de fracturas, originando una red de fisuras que son ocupadas por rellenos subvolcánicos, que se formaron durante el emplazamiento de las granodioritas tardías, últimos productos de la migmatización hercínica.

Finalmente se produce la sedimentación de terrenos cuaternarios, que son el producto de la erosión de relieves reactivados.

8 GEOLOGIA ECONOMICA

No se realiza ningún tipo de actividad extractiva de carácter industrial en el ámbito de la Hoja y, al menos de momento, las perspectivas son negativas en cuanto a la puesta en marcha de explotaciones.

Minería

En épocas anteriores se realizaron pequeños aprovechamientos de minerales contenidos en arenas de playa, sin que fuesen significativos por su importancia. Las reducidas dimensiones de estos trabajos vinieron determinadas por las limitadas dimensiones de los arenales costeros, así como por las características de la red fluvial que supone unos aportes mínimos de material arenoso mineralizado, susceptible de ser posteriormente concentrado en las zonas de playa. Se ha citado la existencia de cromo y níquel en la playa de Neimiña, así como de vanadio en Lourido y estaño, volframio y titanio en Merejo. Por las razones apuntadas anteriormente, ninguno de dichos metales ha tenido la importancia suficiente que justificase su puesta en explotación, bien por los bajos contenidos, bien por las limitadas dimensiones del depósito.

El dique de cuarzdiorita presenta en la zona de Bardullas una mineralización finamente dispersa de calcopirita y pirita en su interior, en proporción baja (menor de 0,1 por ciento de Cu) que a veces se concentra en diaclasas recubriendo la superficie de uno de los planos de la misma. La zona ocupada por este dique ha sido objeto de denuncia de permiso de investigación para prospección de minerales de cobre, sin que por el momento se disponga de datos suficientes sobre su posible potencial minero.

Canteras

La actividad extractiva de rocas industriales es en general de carácter local. El aprovechamiento de materiales se realiza con un carácter inmediato para su uso en construcción y reparación de caminos, sin mayor selección de características que la de su proximidad al lugar de consumo.

Únicamente se ha industrializado, si bien actualmente se hallan paralizados los trabajos, la explotación de diques de cuarzo en Monte Gordo. El arranque se realizó sobre la parte superior del dique en una longitud de 100 m por el total de la potencia. Inicialmente se destinaba la sílice a la fábrica de Cee, pero sus características químicas con alto contenido en alúmina hicieron que el material fuese rechazado y se cerrase la explotación por falta de consumidores.

9 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P.M. y FERRAGNE, A. (1978).— "Le Precambrien Polymetamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique Temoin d'un nappe de Charriage caledonienne?". *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos 27*. Edición homenaje a I. Parga Pondal.
- ARPS, C.E.S.; CALSTEREN, P.W.C. VAN; HILGEN, J.P.; KUYPER, P.P. (1977).— "Mafic and related Complexes in Galicia: an excursion guide". *Leidse Geol. Med. Deel 51*, pp. 63-94.
- ENGELS, J.P. (1972).— "The Catazonal polymetamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain) a structural and petrofabric study". *Leid. Geol. Med. Deel 48*, pp. 83-133.
- GANGULY, J. (1969).— "Chloritoid stability and related paragenesis: theory, experiments and applications". *Amer. Jour. of Sc.* t. 267, pp. 910-944.
- GIL IBARGUCHI, G.J. (1979).— "Estudio petrográfico de la región Muxia-Finisterre (NE de España)". Tesis doctoral Universidad Autónoma Barcelona (España).
- HOSCHEK, G. (1969).— "The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks". *Contr. Mineral. Petrol.* t. 22, pp. 208-232.
- INSINGER, H.F. (1961).— "The Geology of the Rio Grande Región (Galicia, Spain)". *Leid. Geol. Med.* t. 26, pp. 64-73.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. (1974).— "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, 1:1.000.000". *Memoria explicativa*.
- LOTZE, F. (1945).— "Observaciones respecto a la división de las Variscides de la Meseta Ibérica". *Public. extr. sobre geología de España*. T. V, pp. 149-166. Madrid (1950).
- MARTINEZ GARCIA, E.; FERNANDEZ POMPA, F.; ARCE, M.; FERNANDEZ MARTINEZ, F.; FERNANDEZ TOMAS, J.; MONTESERIN, V. (1975).— "Nuevos datos sobre la interpretación del complejo básico de Cabo Ortegal (Galicia NW España)". *Tecniterrae Agosto-Septiembre*.
- MATTE, Ph. (1968).— "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". *Thèse Montpellier Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-128.
- MATTE, Ph. et RIBEIRO, A. (1967).— "Les rapports tectoniques entre le Precambrien ancien et le Paleozoique dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique: Grandes nappes ou extrusions". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, pp. 2-268.

- PARGA PONDAL, I. (1956).— “Nota explicativa del mapa geológico del NE de la provincia de La Coruña”. *Leid. Geol. Med.* vol. 21, pp. 468-484.
- PARGA PONDAL, I. (1958).— “El conocimiento geológico de Galicia”. *Ed. Citania*. Buenos Aires.
- PARGA PONDAL, I. (1960).— “Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia”. *Not. Coms. Inst. Geol. y Min. Esp.* t. 59, pp. 33-358.
- PARGA PONDAL, I. (1963).— “Mapa petrográfico estructural de Galicia”. *Inst. Geol. Min. de España*.
- PARGA PONDAL, I. (1967).— “Carte geologique du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique (Hercynien et ante-hercynien)”. Escala 1:500.000 reunión sobre la geología de Galicia y Norte de Portugal (1965). *Serv. Geol. de Portugal*.
- RIES, A. y SHACKLETON, R.M. (1971).— “Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a hercynien thrust plate Nature”. *Physical Science* vol. 234, núm. 47, pp. 65-79.
- TEX, E. den; FLOOR, P. (1967).— “A blastomylonitic and polymetamorphic Graben in Western Galicia (NW Spain) Etages tectoniques”. *La Baconnière Ed.* pp. 169-178.
- WOENSDREGT, C.F. (1966).— “Informe preliminar sobre los estudios de la petrografía del extremo Occidental de Galicia”. *Leid. Geol. Med. Deel.* vol. 36, pp. 261-278.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA