



IGME

225

6-11

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

RIBADAVIA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

RIBADAVIA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la División de Geología del Instituto Geológico y Minero de España habiendo intervenido en las mismas los Licenciados en Ciencias Geológicas C. Chamón y F. Fernández Pompa, con las colaboraciones que se indican en la introducción.

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 - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 23.129 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

Se ha contado con el asesoramiento del Profesor de la Universidad de Burdeos doctor A. Ferragne, que nos ha servido para un mejor conocimiento de la Geología regional y para resolver con mayor claridad los problemas planteados. Así como con la colaboración de J. Boquera Fillol.

El trabajo de estudios petrográficos ha sido realizado por el Licenciado en Ciencias Geológicas A. Pérez Rojas.

La presente Hoja se sitúa dentro de la zona IV (Galicia Media-Tras Os Montes), que P. MATTE divide al noroeste de la Península Ibérica. Está caracterizada por la ausencia de sedimentos devónicos-carboníferos por un Ordovícico y Silúrico esquistoso muy extenso y por la ausencia del Cámbrico en ciertas regiones en que la cuarcita armoricana reposa sobre gneises glandulares tipo «Olló de Sapo», considerado de edad Precámbrico Superior.

Finalmente está caracterizada por la presencia de rocas básicas metamórficas, consideradas como Precámbrico Antiguo.

Dentro del dominio que ocupa la Hoja de Ribadavia aparecen terrenos metamórficos de naturaleza pelítica-arenosa, en los que se desarrollan secuencias groseras, siendo los gneises glandulares y metarriolitas, aparte de una secuencia cuarcítica desarrollada a techo de esta formación, las prin-

cipales intercalaciones en estos metasedimentos. Existen rocas granitoides de variada composición, de características sin y postectónicas.

2 ESTRATIGRAFIA

Introducción

Los metasedimentos tienen gran extensión, ocupando las tres cuartas partes del dominio total de la Hoja de Ribadavia.

Para una mayor comprensión de las secuencias estratigráficas presentes, describiremos a continuación las características fundamentales.

Hacia el Norte y en la región central, se presenta una gran homogeneidad en el material. Es un conjunto sedimentario monótono, con escasas diferencias litológicas y con ciertos niveles guías, constituidos por unas cuarcitas superiores. Hacia el Sur, la formación consiste en un complejo de micaesquistos con bancos de cuarcitas intercaladas, anfibolitas, gneises de anfíbol, niveles grafitosos y un buen nivel de metarriolitas, junto a los gneises glandulares inferiores.

Al Sur, los micaesquistos y gneises sufren migmatización, fenómeno que en la Hoja de Celanova, núm. 06-12, ocupa amplia representación.

Por el momento se desconocen hallazgos paleontológicos que puedan ayudar a establecer su datación. No obstante, existen niveles que presentan condiciones apropiadas para la conservación de restos. Ahora bien, la sucesión de fases tectónicas, junto al desarrollo de las esquistosidades y alteraciones existentes, debieron borrar todo resto preexistente. A pesar de todo no hay que destacar el que en investigaciones futuras se descubran en los niveles competentes y en los ampelíticos.

La comparación de la serie de la Hoja de Ribadavia con las Hojas de Allariz y Ginzo de Limia, de estratigrafía más clara, permite separar dos series diferentes como grandes conjuntos, pero difícilmente expresable cartográficamente. Ambas series podrían ser, respectivamente, Precámbrico-Cámbrico y la serie Cambro-Silúrica.

Finalmente, sedimentos conglomeráticos en el cuadrante nororiental de la Hoja, en proximidad con la granodiorita de Orense, discordantes sobre los esquistos infrayacentes, nos hablan de la presencia de materiales post-silúricos.

La presencia del Cuaternario es igualmente ostensible, presentándose niveles de terrazas y de aluviones, coluviones y eluviones.

2.1 PRECAMBRICO-CAMBRICO (PC-CA) (ξ; ζ)

Constituyen sus afloramientos los enclaves del granito de Olás, en el vértice inferior derecho de la Hoja.

Formados por un conjunto de materiales indiferenciados de gneises y micaesquistos ocres, se hallan muy transformados por las rocas graníticas, presentándose con gran frecuencia fenómenos de migmatización.

Aunque se sitúan aisladamente, es muy probable su correlación con los afloramientos de gneises, que constituyen los elementos basales de la serie Precámbrica-Tremadoc.

Por su continuación hacia la zona oriental, en la Hoja de Ginzo de Limia (07-12), formando parte de formaciones claramente infraarenigienses, se les asigna una edad Precámbrico-Cámbrico.

2.2 PRECAMBRICO-TREMADOC (PC-O₁₁)

Los materiales ocupan gran extensión dentro del dominio de la Hoja, localizándose principalmente en la región meridional, septentrional y occidental.

La serie tipo puede ser hallada según corte de dirección norte-sur, perpendicular a las estructuras y que puede situarse coincidiendo con las carreteras de Orense a Celanova o de la de Celanova a Ribadavia.

Suele ser esta formación un conjunto de micaesquistos de dos micas, en donde se intercalan tramos más competentes.

Forman suaves lomas de recubrimientos débiles y cubiertas por un manto vegetal. Los afloramientos están bastante rotos y frecuentemente suelen estar las rocas alteradas.

De muro a techo se obtienen los siguientes grupos litoestratigráficos:

2.2.1 Micaesquistos de dos micas (ξ)

Estas rocas, de color gris rojizo a verdoso y de alteración marcadísima, se presentan como las partes más bajas de la formación precámbrica-tremadociense.

Sus afloramientos se extienden desde la sierra de Villanueva, al Sur, hasta el pueblo de Leborín, en las inmediaciones del granito de Olás, al sureste de la Hoja.

Las características estructurales de la región quedan bien marcadas, al presentarse en los afloramientos la intersección de dos esquistosidades, que dan lugar al desarrollo de una alineación neta, coincidiendo a veces el desarrollo de las lajas con esta intersección. Suelen estar bien cristalizados y se componen de cuarzo, biotita y moscovita.

Su espesor total oscila entre 200 y 250 m.

Suprayacentes, pasan insensiblemente a gneises glandulares, sin que existan pruebas de discordancia.

2.2.2 Gneises Glandulares (ζ)

Se presentan como un nivel guía regional, con ciertas discontinuidades

litológicas, tanto en sentido longitudinal como en el transversal al afloramiento.

Constituye un nivel guía de gran desarrollo en la zona meridional de la Hoja. Se extiende desde la ladera occidental de la sierra de Villanueva, cortando a la carretera de Celanova a Ribadavia desde el Km. 32 al 32,500, hasta las inmediaciones del pueblo de Fecha (Santa María). Describe un arco, francamente apretado, correspondiente a una estructura anticlinal desarrollado, de dirección axial N. 14° Este. En el flanco oriental del pliegue desaparecen los gneises glandulares, por la presencia de una falla longitudinal que los lamina.

Son rocas claramente gneísicas, de grano medio (a veces fino), con «ojos» de cuarzo y feldespato, y en ocasiones únicamente de cuarzo. Es frecuente también encontrar una roca formada por una pasta feldespática con moscovita y granos de cuarzo, que recuerda mucho a las metarriolitas superiores. Las características estructurales hablan en favor de unas rocas para-derivadas de origen mixto, volcano-sedimentario, encontrándose zonas en que predominan gneises para-derivados, sin pruebas de la presencia de las rocas volcánicas.

Para esta formación le asignamos un espesor de 20 a 200 m., desapareciendo hacia la región occidental.

2.2.3 Micaesquistos superiores (ξv)

Se pasa gradualmente de los gneises glandulares a los micaesquistos superiores, a través de una zona de micaesquistos ricos en estauroлита y andalucita.

Formación muy extensa y monótona, donde se sitúan gneises, cuarcitas, niveles de gneises anfibólicos con piroxeno y granate, anfibolitas y bancos grafitosos de colores grisáceos a verdosos. Normalmente están bien cristalizadas las micas, siendo difícil precisar en campo las medidas estructurales, pues presentan foliación por la intersección de dos esquistosidades.

Hacia la parte superior se intercalan lentejones de gneises anfibólicos de 0,2 a 1,2 m. Son rocas muy compactas, acintadas, en las que destacan perfectamente las anfíboles y granates. Debido a que son rocas competentes y posiblemente representan antiguas rocas calcosilicatadas, aparecen en la cartografía según lentejones alineados. Suelen presentarse anfibolitas muy unidas a estas facies petrológicas, siendo la asociación un indicio de sedimentos cálcicos. A techos de estos gneises se presentan aisladamente cuarcitas micáceas grises a claras, con biotita, de espesor de 1,5 a 2 m. Del mismo modo aparecen bancos grafitosos de espesor métrico. El espesor total de la formación es de 600 a 800 m.

2.2.4 Formación Volcano-Sedimentaria (M_p)

Constituye el segundo nivel guía, intercalado en la secuencia de micaesquistos. Describe un arco, suavemente curvado, de una anchura máxima de unos 400 m., desapareciendo al Oeste después de haberse estrechado sensiblemente.

Principales puntos de observación los constituyen las regiones de Agua-levada, La Merca y sur de Outomuro.

Al tratarse de una roca gneísica de glándula media a gruesa, se destacan las características estructurales regionales, sobre todo las impuestas por la segunda fase, por una suave crenulación que desarrolla b-alineación. Es frecuente, además, el desarrollo de las fallas rumbo deslizantes u oblicuas, que cortan y desplazan los afloramientos.

Roca esquistosa tipo gneis, de tamaño de glándula fina, media a gruesa, presentando a veces ojos centimétricos de cuarzo y feldespato. Cuando no aparecen ojos se tiene una roca esquistosa clara.

Los porfiroides de tamaño grueso suelen presentarse en el muro de la formación, y son rocas con ojos de cuarzo azulados y de feldespatos de hasta uno o dos centímetros de longitud. Al microscopio aparecen grandes fenocristales de cuarzo y feldespato (microclina y albita), algo subredondeados y rotos, flotando en una pasta de cuarzo y moscovita. Esporádicamente presentan biotita.

Al techo de estos materiales se suelen presentar esquistos bastante silíceos o claramente cuarcitas grises o rojizas (γ), con abundantes rutilos, granates y frecuentes «ojos» de cuarzo. Existe una clara concordancia con los materiales volcánicos, y para ello damos una génesis derivada de materiales muy próximos a los anteriores. Igualmente se ha verificado la existencia de elementos detriticos con abundante material carbonoso, en el techo de la formación volcano-sedimentaria, que nos sitúa en el dominio de la formación superior.

La edad Precámbrico-Tremadoc es dada a los materiales de parecidas litologías, encontrados en áreas de las Hojas de Ginzo de Limia y Allariz, en donde yacen en contacto directo bajo rocas claramente Ordovícicas (O₁₂) (Arenig).

2.3 SERIE CAMBRO-SILURICA (CA-S) (M_p; ξ v; γ ; ξ)

La parte central de la Hoja está ocupada por sericito-esquistos, que denominamos serie de Monte Castro y que forman suaves lomas, en las que destacan cerros o crestones cónicos, formados por las cuarcitas superiores.

De muro a techo de la formación se puede distinguir:

2.3.1 Esquistos micáceos o sericito-esquistos (Ξ)

De tonos grises azulados, con intercalaciones de algún nivel competente, tipo areniscas o cuarcita oscura y grafitosa. La engloban conjuntamente ciertos niveles discontinuos de rocas francamente moscovíticas, con algunos ojos de cuarzo que recuerdan a las metarriolitas inferiores. Tal ocurre en las inmediaciones de Bagullo (al Sur).

Suprayacentes quedan sericito-esquistos azulados, frecuentemente oscuros; sericíticos moscovíticos, que contienen lentejones aislados de brechas, con clastos de cuarcitas y esquistos y sericito-esquistos micáceos, con varios niveles de cuarcitas blancas y muy compactas, en lentejones, cuyas potencias varían de cero a 30 m.

Estas cuarcitas forman los relieves más destacados de la región central, extendiéndose entre los pueblos de Gestosa al Norte, parte septentrional de Sabucedo de Montes y las inmediaciones de Trelle.

Intercalados en estas secuencias cuarcíticas aparecen sericito-esquistos finamente foliados, micáceos, con frecuentes tonos ocres de alteración, pero azulados en roca fresca.

Forman estos materiales zonas deprimidas en la región, situándose fundamentalmente al norte del Monte de Castro. El paso con las series inferiores es insensible, existiendo una concordancia estructural y litológica. No obstante, el hallarse estos materiales no claramente correlacionables con otras áreas estudiadas, nos plantea un problema estratigráfico difícil de resolver. Efectivamente, estas formaciones tienen unas semejanzas litológicas muy parecidas con las series paleozoicas del sinclinal de Verín, FERRAGNE (1972), y con las descritas en los Tras Os Montes por A. RIBEIRO y J. A. REBELO (1966), y que se corresponderían con el Silúrico. Por ello, nos inclinamos a pensar más en una edad Silúrica. Sin que por ello quiera prejuizarse la eliminación de la edad Cámbrica-Tremadociense.

2.4 DEPOSITOS SILURICO A PERMICO (S-P)

En las cercanías de Loiro a Vereá, en el cuadrante NE. de la Hoja, aparece una serie de afloramientos de rocas fuertemente detríticas, de aspecto conglomerático, que se encuentran en proximidad con la intrusión del pórfido granodiorítico de Trellema. Le llamaremos formación de la Ermita de San Roque.

Por su posición estructural, se trata de un depósito discordante sobre los esquistos infrayacentes y su desarrollo es claramente local.

La facies más típica es una brecha sedimentaria, de aspecto rojizo a ocre, con cantos de esquistos y de cuarcita, angulares a subredondeados. La matriz es arenosa, con abundante sericita. La clasificación granulomé-

trica es muy baja, y la madurez mineralógica prácticamente nula, al coexistir esquistos muy blandos con cantos de cuarcita.

Otros tipos de facies son finamente arenosos e incluso carbonosos. Las variaciones verticales y laterales son muy rápidas.

Un hecho muy importante es la ausencia de cantos de pórfido granodiorítico en estos conglomerados, a pesar de estar ambas formaciones en contacto.

El carácter detrítico de la formación se evidencia por los caracteres sedimentarios ya indicados, corroborados por los datos de microscopio: moscovitas detríticas, deshilachadas y deformadas por la compactación y diagénesis del sedimento.

El conglomerado es claramente posterior a la segunda fase tectónica, puesto que engloba cantos de esquistos en los que se aprecia la crenulación de la segunda fase. La roca en conjunto no presenta, por otra parte, esquistosidad bien definida.

La formación detrítica es anterior a la intrusión del pórfido granodiorítico. Esto viene apoyado por los hechos: a) Presencia en determinadas láminas delgadas de un metamorfismo de contacto (andalucita, biotita), que solamente pueden proceder de la intrusión granodiorítica. b) Ausencia absoluta de cantos de pórfido en el seno de los conglomerados, cosa inexplicable en el caso de que el pórfido hubiera intruido antes de depositarse esta formación, dada la proximidad actual de ambas formaciones.

La interpretación de estos sedimentos resulta difícil, especialmente a causa de su pequeña extensión y su originalidad en la literatura geológica gallega. Creemos que debe interpretarse como un sedimento correlativo con una deformación brusca y acusada, de carácter local, que es, desde luego, posterior a la segunda fase del plegamiento y anterior a la intrusión del pórfido granodiorítico. En estas circunstancias cabe admitir que pudo originarse por deformaciones (¿fracturas?) de la tercera fase, a favor de las cuales intruyó a continuación el macizo de pórfido.

Por esta razón debemos considerar a la formación de la Ermita de San Roque, más que como posttectónica, finitectónica, que tiene relación con la última fase tectónica, cuya importancia es moderada.

En cuanto a la edad de la formación no se puede precisar. Admitimos que es finihercínica sin más precisiones, y por analogía con las facies conglomeráticas asturianas, podría ser de edad carbonífera, pero no existen en absoluto pruebas que verifiquen esta hipótesis.

2.5 CUATERNARIO (QAL, QE, QT)

La Hoja de Ribadavia presenta abundantes recubrimientos cuaternarios, que no obstante no han sido representados en el mapa a causa de su poca potencia. La clásica división de los depósitos cuaternarios en

aluviones, coluviones y eluviones puede observarse en cualquier zona, pero su importancia es restringida. Su significado es muy claro: evidencia una larga historia de meteorización, ablación y remoción en masa y transporte del material bajo un clima húmedo y moderado, en un país de topografía antigua, ligeramente rejuvenecida. De hecho cabe destacar que muy probablemente la ablación y remoción en masa del material haya sido el agente geomórfico predominante en la morfogénesis actual, siendo el transporte del material un agente menos activo. Sin embargo, la reorganización de los bloques gallegos en tiempos pliocuaternarios ha activado localmente el transporte del material meteorizado. En la Hoja de Ribadavia corresponden a este caso los tramos encajados del Miño y del Arnoya, contrastando con el drenaje retardado de otras zonas.

En cuanto a los depósitos cuaternarios propiamente dichos, podemos clasificarlos de la siguiente manera: aluviones (Qs), coluviones y eluviones normalmente indiferenciados.

2.5.1 Terrazas fluviales (Q_T)

Han podido observarse dos niveles de terrazas en el río Miño. Una superior, muy delgada, de la cual sólo se observan restos no cartografiables en la carretera de Orense a Vigo, entre los Km. 571 a 574.

Su altura es de unos 60 a 80 m. sobre el cauce del río y sólo se ha visto en la margen derecha del río Miño. Consta de restos de una formación compleja de arcillas y arenas, con indentaciones muy acusadas, de cantos rodados de cuarzo y sobre todo de cuarcita, que llegan a alcanzar los 5 cm.

El nivel inferior de terrazas tiene mejor representación. Se trata de un replano rocoso que bordea el río Miño discontinuamente, con una altura sobre el cauce de 20 a 30 m. Sobre este replano rocoso descansan, allí donde han sido respetados por la erosión, unos materiales semejantes a los del nivel superior: arcillas rojas, arenas y cantos de cuarcita predominante y cuarzo de hasta 20 cm. de eje mayor, con indentaciones muy bruscas y netas.

La frecuente asociación de los depósitos de terrazas del nivel inferior, con la concavidad de los meandros del río, hace pensar que el período de estabilidad del río contemporáneo con estos depósitos, no fue muy duradero. El encajamiento que colgó la terraza (¿de origen eustático?, ¿de origen tectónico?) se produjo en un momento en que la faja meandrina se encontraba todavía en sus comienzos de desarrollo. También apuntan la misma dirección el hecho de que casi todos los meandros son asimétricos, considerados en planta. Pero naturalmente estas observaciones quedan pendientes de un estudio regional más completo.

2.5.2 Cuenca de Raigoso (QE)

En la región de Raigoso-Baldariz la topografía se deprime y el drenaje se retarda, desembocando finalmente hacia el río Arnoya. En esta zona de interfluvio entre el Miño y el Arnoya se ha conservado un importante depósito cuaternario. Consta de depósitos arcillosos, amarillentos a rojizos, con gran contenido en cantos de esquistos, de hasta 1 cm. de longitud. La potencia vista es de unos 6 m., pero la totalidad debe ser del orden de los 10 a 15 m., según se deduce de las observaciones topográficas. Hacia el muro se pasa a un horizonte de esquistos altamente meteorizados «in situ» y finalmente a los esquistos de Ribadavia, poco alterados. Esto hace pensar que se trata de una pequeña cuenca con escaso transporte y en la que la alteración «in situ» ha jugado el papel principal de la formación del depósito.

Puesto que los depósitos de Raigoso se encuentran actualmente colgados en relación con la red fluvial, cabe sospechar que se trata de un retazo de una superficie antigua, de formación evidentemente anterior a los dos niveles de terrazas y de edad Cuaternaria antigua o incluso Pliocena.

2.5.3 Conclusiones

El Cuaternario de la Hoja tiene una simplicidad aparente que no corresponde a la complejidad de los procesos que se han sucedido rápidamente durante el período Cuaternario

3 TECTONICA

Introducción

La región que nos ocupa ha sido afectada por una tectónica, realizada en varias fases deformativas.

Siguiendo un orden cronológico, describiremos o continuación las características primordiales de cada fase.

3.1 FASE PRIMERA (F₁)

La primera deformación se produjo según pliegues decimétricos a métricos de plano axial tumbado y de vergencia hacia el O.

Son pliegues decimétricos a métricos, con multiplicación de la potencia sedimentaria y multitud de micropliegues diseminados, afectando sensiblemente la potencia total de la serie. Son pliegues que admiten esquistos-

sidad de plano axial y cuyo eje se hunde en cualquier dirección, al estar afectados por una segunda deformación. Existen coetáneamente fallas inversas a escala microscópica que igualmente pueden afectar con fenómenos de despegue al espesor total de los sedimentos. La esquistosidad S_1 , generada durante la fase F_1 , se muestra claramente subparalela a los flancos de los pliegues S_0 .

Los pliegues vistos se sitúan tanto en esquistos como en niveles arenosos. Dependiendo de los materiales plegados se obtienen formas diferentes.

La dirección de los ejes axiales suele coincidir con la dirección N. $150^\circ - 160^\circ$ E., aunque manifiestan ciertas variaciones en la zona de cierre de las grandes estructuras de la segunda fase.

3.2 FASE SEGUNDA (F_2)

A esta fase corresponden las estructuras mayores cartografiadas en la Hoja. Da unas particularidades precisas que desarrollan en las rocas afectadas unas texturas lineales, por intersección con el primer movimiento, que ha creado la esquistosidad regional (S_1). La segunda fase desarrolla micropliegues de plano axial vertical, con desarrollo de esquistosidad de fractura S_2 o bien si la deformación es más suave, b-alineación por crenulación.

Según los dominios estudiados existen zonas en que la frecuencia del microplegamiento es grande, mientras que en otras únicamente se presentan suaves estructuras, de gran radio y escasa linealidad. Las primeras zonas parecen coincidir con el desarrollo de las fracturas de dirección NO-SE., caso del E. de Santo Tomé y N. de Cartelle, mientras que en las segundas no se ha constatado la presencia de otro fenómeno que pueda controlarlas.

Las estructuras a que han dado lugar se pueden seguir claramente desde el límite superior izquierdo de la Hoja hasta los contornos meridionales, dentro de la Hoja de Celanova (06-12). En los núcleos de estas estructuras se suelen encontrar frecuentemente los macizos de granito, sincinemáticos-paraautóctonos, por lo que es relativamente fácil determinar los contornos estructurales.

Dentro de las estructuras desarrolladas merecen destacarse:

1. Sinclinal de La Merca-Parderrubias.
2. Anticlinal de Freijo-Santo Tomé.
3. Sinclinal de Seijadas-Casardeita.
4. Anticlinal de Picouto.
5. Sinclinal de Grijó-Arrifana.
6. Anticlinal de Moura.

3.2.1 El sinclinal de la Merca-Parderrubias

Corresponde a una amplia forma estructural y de escasa linealidad, cuyos flancos vienen perfectamente delimitados por las metarriolitas. Cuando faltan estos episodios, es decir, en el núcleo de la cubeta sinclinal, es muy difícil precisar la dirección del eje axial por no aparecer claramente definido. El flanco oriental se presenta afectado por la intrusión de granodiorita de Orense.

3.2.2 Anticlinal de Freijo-Santo Tomé

Corresponde a una de las estructuras mejor delimitadas de la Hoja. El eje axial muestra una linealidad neta desde el extremo meridional de la Hoja (al E. de Vilanova) hasta las inmediaciones de Castrelo de Miño. El sentido del buzamiento axial es variable, obteniéndose para el buzamiento cantidades del orden de 42° - 51° en la zona de Freijo a Espinoso. En el núcleo de dicha estructura aparecen granitos anatexíticos de más amplia representación en la Hoja de Celanova.

3.2.3 Sinclinal de Sijadas-Casardeita

Es una estructura en forma de cubeta en su núcleo. Pasadas las metarriolitas de Sabuz-Soutelo, muestra cierta complejidad al aparecer los flancos frecuentemente comprimidos, presentándose al E. de Casardeita fallas longitudinales que hacen desaparecer materiales esquistosos, con gran desarrollo de rellenos de cuarzo y material granítico (moscovítico). Pasada esta zona la estructura sigue normal, para entrar en la Hoja de Celanova.

3.2.4 Anticlinal de Picouto

Corresponde a una típica estructura de segunda fase, con núcleo ocupado por granito. Hacia los bordes septentrionales, en su interferencia con el río Arnoya, es posible medir las inclinaciones de la b-alineación, por producirse allí el cierre de la estructura. Se verifica que las inmersiones son hacia el N., con ángulos de 15° - 26° , mientras que en zonas meridionales se han obtenido ángulos mayores. Quiere ello decir que la b-estructura pincha al N. muy suavemente.

3.2.5 Las siguientes estructuras 3.2.5 y 3.2.6 se corresponden, con un gran desarrollo del frente de migmatización. En general, corresponderían a estructuras simples, dentro de una mayor, que sería «la antiformal de Sierra Moura». El eje correspondería a una línea que coincidiría con el vértice de Sierra Moura (al S. de la Hoja) y con el pueblo de San Miguel, al O. de Cartelle.

Al igual que la estructura anterior, este núcleo está ocupado por granitos paraautóctonos, de características texturales sincinemáticas.

3.3 TERCERA FASE (F_3)

La crenulación L_2 de la segunda fase es horizontal, por ser la intersección del plano horizontal S_1 con otro vertical S_2 . Pero las medidas de inmersión de L_2 revelan que éstas se hallan a su vez deformadas, según pliegues de gran radio. En el dominio N. la inmersión es hacia el SE., con unos valores de 20° , y en el dominio S., hacia el NO., alcanzando los 45° . Hay una región de inmersión nula, situada entre ambos. Por lo tanto, el plegamiento de segunda fase está afectado por una fase tercera de valor diferente a las anteriores, ya que no llegó a desarrollar una S_3 reconocible. El «plano axial» de la tercera fase tiene dirección aproximada 70° - 80° . Con ella se relaciona un tipo muy escaso de plegamiento menor, que se da en los esquistos, según pliegues suaves, concéntricos, decimétricos y cuyos planos axiales suelen ser subverticales. Debido a la interferencia con la segunda fase, desarrolla el branquisinclinal de La Merca.

En la zona de Monte-Castro, así como al NE. de Villar de Vacas y al N. de Escudeiros, se ha observado un gran desarrollo de alineaciones L_3 , que afectan a las alineaciones L_2 , formando figuras en enrejado. Dicho desarrollo coincide, en líneas generales, con la presencia de numerosas apófisis de pórfido granodiorítico que pudieron ser condicionadas por el desarrollo de esta tercera fase.

Finalmente, la región ha sufrido la presencia de deformaciones de fracturación, según las direcciones NE.-SO., NO.-SE. y E.-O.

3.4 DATACION DE LAS DEFORMACIONES

No se han obtenido datos concretos para la datación de estas deformaciones. Mas, si examinamos las publicaciones sobre geología regional del NO. de la Península Ibérica, nos encontramos con que existen dataciones absolutas para granitos sin-fase segunda, análogos a los existentes en esta Hoja. CAPDEVILA y VIALETTE han obtenido valores de 310 m.a., o sea, aproximadamente Westfaliense Medio, que estaría dentro de una edad posible para nuestras rocas. Por otra parte, la presencia del conglomerado silúrico-pérmico de la Ermita de San Roque, con cantos de micaesquistos, nos situarían dentro de esas edades, ya que aparecen subhorizontalmente. Con posterioridad se produciría la tercera fase y la intrusión de granodiorita de biotita, los pórfidos y el complejo filoniano acompañante.

Una vez cratonizado el país, sufrió los impulsos finales de las últimas orogenias, que pudieron reactivar ciertas fracturas desarrolladas en el Ciclo Hercínico y dejar así patentizada la morfogénesis actual.

4 PETROLOGIA

Introducción

En la Hoja de Ribadavia aparecen rocas metamórficas, migmatíticas y rocas graníticas.

4.1 ROCAS METAMORFICAS

El nivel de metariolitas (porfiroides) aparece aproximadamente en el límite de dos formaciones de notable diferencia e intensidad metamórfica. Sobre él se encuentra una serie poco metamórfica (cambrosilúrica) que ocupa todo el cuadrante 1, el cuadrante 2 (parte norte) y el este del tres. Las restantes zonas, con afloramientos de metamorfitas, presentan paragénesis minerales de epizona más inferior, de mesozona e incluso catazonales (serie Precámbrica-Tremadoc).

4.1.1 La serie Precámbrica-Tremadoc

Además del grado de metamorfismo, la distingue de las series superiores la mayor variedad litológica presente. Los principales grupos litológicos encontrados responden a leptinitas, gneises glandulares, micaesquistos, cuarcitas y gneises básicos. Las leptinitas se localizan hacia la parte sur de la Hoja y cerca del pueblo de Santa Baya. En lámina delgada presentan textura granoblástica (o granolepidoblástica). El feldespato potásico (microclina) forma un agregado en mosaico equigranular y de grano muy fino, entre el que se encuentran diminutas láminas de moscovita y/o biotita. Por empobrecimiento en feldespatos, las rocas pasan a cuarcitas feldespáticas.

Los gneises glandulares de esta región presentan los feldespatos, bien en agregados policristalinos, o bien porfidoblastos de pequeño tamaño. La matriz, de grano fino, es rica en cuarzo y micas, pudiéndose presentar también en ella la plagioclasa ácida.

Entre los micaesquistos, los de la zona más meridional contienen diferentes minerales metamórficos, apareciendo paragénesis estables o inestables. Los más superiores de esta serie tienen sólo biotita y moscovita.

Los esquistos inferiores presentan texturas lepidoblásticas o porfidoblásticas. Unas veces dan superficies de esquistosidad bastante rectas y otras están intensamente replegadas a escala microscópica, pudiendo llegar a superponerse dos esquistosidades.

Las principales paragénesis encontradas son:

- 1) Cuarzo, moscovita, biotita y granate

- 2) Cuarzo, moscovita, biotita, cloritoide y estaurolita.
- 3) Cuarzo, moscovita, biotita, estaurolita y granate.
- 4) Cuarzo, moscovita, biotita, estaurolita y andalucita.
- 5) Cuarzo, moscovita, biotita, estaurolita, andalucita y sillimanita.
- 6) Cuarzo, moscovita, biotita, sillimanita y cordierita.

Los granates son idiomorfos, o bien muy deformados. El tamaño máximo no rebasa los 0,5 mm. Los cristales son a veces poiquilíticos y accidentalmente helicíticos.

El cloritoide que coexiste con la estaurolita se diferencia del que aparece en la serie cámbrico-silúrica por presentar mayor pleocroísmo dentro de tonalidades azul-verdosas claras. Los cristales son de muy pequeño tamaño y, por lo común, provistos de macla.

La estaurolita, poiquilítica o no, tiene los bordes de los cristales parcialmente sericitizados. Cuando coexiste con andalucita y sillimanita constituye el núcleo de los cristales del primer mineral, formado a partir de ella. Justamente al N. del nivel de porfiroides, al NE. del Outomuro, se sitúan los esquistos más ricos en estaurolita, que además contienen grafito.

La andalucita también muestra la misma alteración que la estaurolita. Los cristales son de tamaño medio de 1 mm., y en ellos el pleocroísmo es debilísimo o no se percibe.

La sillimanita forma pequeños lechos de fibrolita, o bien se encuentra como diminutas agujas.

La cordierita se presenta con interrogante en pequeños cristales poiquilíticos, con casi imperceptible alteración a pinita y sin maclas, factores todos estos que dificultan su identificación.

Los gneises básicos son rocas que se encuentran en la serie inferior frecuentemente y de escasa potencia cuando aparecen. La textura es siempre granoblástica, de grano fino a medio. Contienen cantidades variables de plagioclasa cálcica, cuarzo, clínopiroxeno, granate, anfíbol y epidota. Por encima de toda esta gama de rocas vienen micaesquistos y cuarcitas con biotita moscovita y localmente con albita y cloritoide. La albita está según pequeños cristales, con macla o sin ella. El cloritoide es escasísimo y de tamaño reducido, mostrando un débil pleocroísmo de verde claro a casi incoloro. Estos micaesquistos y cuarcitas tienen un plegamiento más suave que las metamorfitas infrayacentes.

Los porfiroides (metarriolitas)

El nivel de porfiroides, que se encuentra aproximadamente en el límite entre la serie Precámbrica-Tremadoc y Cámbrico-Silúrica, está formado por metavulcanitas, cuyas principales características microscópicas se enumeran a continuación:

A simple vista todas presentan una proporción variable de fenocristales de cuarzo y feldespatos dispuestos en una matriz blanquecina de aspecto sericítico.

En lámina delgada pueden dividirse en tres grupos, según la naturaleza de los fenocristales y el grado de metamorfismo de la matriz.

1) Porfiroides formados por cuarzos ígneos, más o menos redondeados u ovalados, en una matriz orientada de grano muy fino, constituida por sericita y cuarzo, bien entremezclándose ambos minerales, bien presentándose bandas más o menos ricas a uno de los dos. Por desaparición de los ojos de cuarzo, se pasa a filitas, difícilmente diferenciables en lámina delgada de las pertenecientes a los materiales de la epizona superior (serie Cámbrico-Silúrica).

2) El segundo grupo presenta el cuarzo con los mismos caracteres que el primero, pero la matriz está recristalizada y formada principalmente por pequeñas láminas de moscovita dispuestas según superficies onduladas muy claramente definidas, entre las que se encuentra muy escasa biotita y algo de cuarzo de grano fino. La apariencia de esta matriz recuerda bastante a los micaesquistos más superiores estratigráficamente y menos metamórficos de la serie inferior Precámbrico-Tremadoc.

3) Aparecen también otros porfiroides, en los que el grado de transformación es más de índole tectónica que metamórfica. Las rocas son muy claramente porfídicas, con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, ligeramente deformados, y matriz filítica o sericítica, con cuarzo de grano fino y diminutas láminas de biotita muy ligeramente orientada.

Por su relación en el campo, parece ser que estas rocas pertenecen a una misma formación original, y por su aspecto recuerdan a vulcanitas ácidas, ricas en feldespatos.

4.1.2 La serie Cámbrico-Silúrica

Su estudio presenta más interés estratigráfico que petrológico, dada su gran monotonía. Consta de sericitoesquistos o sericitocloritoesquistos y cuarcitas.

Los dos primeros corresponden a filitas con diferentes proporciones de cuarzo, sericita y clorita. La moscovita no llega a desarrollarse, o si lo hace, es muy incipientemente. Todos estos minerales pueden ir acompañados por algunas laminillas de estilpnomelana. El cuarzo, siempre de grano extraordinariamente fino, puede encontrarse disperso entre la sericita y clorita, o bien formar delgados lechos lenticulares cuarcíticos. Los filoncillos ferruginosos secundarios son frecuentes.

Las cuarcitas son granoblásticas, de grano medio a fino, con textura

en mosaico, intercalándose algo de sericita y/o cloritas entre los granos de cuarzo.

4.2 MIGMATITAS

4.2.1 Migmatitas heterogéneas (${}^c_{w-3}\psi_{b,p,sill}$)

Comprende este término las migmatitas, con estructura flebítica, estromática o plegada, según la terminología de MEHNERT (1968).

Se caracterizan por la alternancia de bandas melanocráticas (melanosomas) con otras de material granitoide (leucosoma). El paso de los micaesquistos a las migmatitas heterogéneas (flebitas y estromatitas) se hace gradualmente, aumentando la proporción de material leucosomático hasta tomar las rocas finalmente un aspecto nebulítico. Los principales caracteres microscópicos de estas metatexitas son los siguientes:

1. Los melanosomas: Tienen textura lepidoblástica o granolepidoblástica. Los minerales que siempre aparecen, si bien su proporción varía mucho, son cuarzo, biotita y moscovita. La biotita suele ser el mineral más abundante. Además, aparece casi siempre plagioclasa, en cristales de tamaño pequeño a medio.

El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos distribuidos entre las micas, o bien dispuesto granoblásticamente cuando éstas son escasas.

La biotita determina la textura lepidoblástica de los melanosomas, con tamaño medio de 1 mm. y asociada a moscovita secundaria, que puede incluir cuarzo o sillimanita.

La sillimanita aparece en numerosas muestras, presentándose en lámina delgada como lechos flexuosos de fibrolita. La andalucita es más rara, generalmente en cristales residuales, desapareciendo, lo mismo que los lechos sillimaníticos flexuosos, en las diafexitas (nebulitas).

El granate es mineral accidental, que puede ser poiquilítico.

Los accesorios comunes son apatito, circón, opacos y, a veces, turmalina.

2) Los leucosomas. El tipo más frecuente está formado por cuarzo y plagioclasa, en proporciones variables acompañados de escasas micas.

Las plagioclasas están zonadas en muchas muestras. El zonado es inverso, con núcleos de An-18 y borde de An-22. Las plagioclasas no zonadas tienen un valor de An-20.

4.2.2 Oftalmitas (gneises embrechíticos)

Dentro de las migmatitas flebíticas o estromáticas se encuentran niveles indiferenciados, formados por gneises foliados de grano medio a fino. La estructura oftalmítica queda determinada por la aparición de agregados policristalinos de microclina. Estos ojos pueden ser también monocristalinos, mostrando entonces inclusiones redondeadas de cuarzo.

Las embrechitas contienen, además del feldespato, abundante cuarzo, escasa oligoclasa y micas de tamaño pequeño.

Otros minerales de estos gneises son: sillimanita, andalucita y granate.

Las embrechitas, por su textura, mineralogía y forma de afloramiento, parecen ser el paso intermedio entre los gneises glandulares de metamorfismo regional y las nebulitas de composición granítica alcalina.

4.2.3 Nebulitas (anatexitas) $(T_3^b \Psi_{FK, SILL}^2)$

Esta denominación comprende toda la serie de migmatitas granitoides (diatexitas de Mehnert). Existe una variedad de tipos petrográficos que se diferencian más en la proporción mineralógica que en los caracteres texturales.

Tienen textura granuda, con tamaño de grano variable dentro de cada grupo mineralógico, pudiendo aparecer rocas algo porfídicas que contienen feldespatos potásicos y plagioclasas subrectangulares. La biotita es muy abundante, presentándose en láminas aisladas o en lechos discontinuos que dan a la roca un aspecto nebulítico.

Los principales tipos de anatexitas encontrados responden a los siguientes grupos:

1) Composición de granito alcalino: Rocas muy ricas en feldespato potásico que parecen ser embrechitas muy migmatizadas (feldespatos algo glandulares y micas semiorientadas).

2) Composición de granito de dos micas: Son algo más ricos en biotita que los granitos de dos micas alóctonos que se describen más adelante, siendo la proporción feldespato potásico-plagioclasa aproximadamente igual que en ellos.

3) Composición de granodioritas: Se diferencian de las granodioritas alóctonas porque en estas anatexitas aparece mucha moscovita. La alanita y el anfíbol están a veces presentes.

4) Composición de cuarzodiorita muy biotítica: De los grupos de rocas enumerados, las de composición granodiorítica son las más abundantes, seguidas a gran distancia por las de composición granítica. Las muestras de los otros dos grupos son bastante escasas.

La composición mineralógica cualitativamente es la misma para los cuatro grupos, salvo el de composición cuarzodiorítica, en el que el feldespato potásico puede estar ausente.

El cuarzo es uno de los minerales más abundantes en todas las rocas, presentándose con extinción ondulante o desprovisto de ella. Unas veces se encuentra en agregados en mosaico de grano fino (generalmente en las rocas algo potásicas), entre los feldespatos y micas, y otras en cristales individuales alotriomorfos. Otras formas de aparecer es como simplectitas

con la moscovita, en pequeños cristales redondeados incluidos dentro de los feldespatos potásicos o formando mirmequitas con la plagioclasa.

Las plagioclasas están en forma de cristales alotriomorfos o hipidiomorfos (estos últimos son, además, los que muestran un zonado más neto). La composición de las plagioclasas es de An 20-25. Las composiciones más básicas son raras. En los cristales con zonado inverso, la diferencia del porcentaje de anortita es muy pequeña. Las mirmequitas abundan en las composiciones graníticas o granodioríticas. Lo mismo ocurre con los reemplazamientos mutuos entre plagioclasas y feldespatos potásicos.

Los feldespatos potásicos son ortosa o microclina, en cristales alotriomorfos o subrectangulares. Los desarrollos de perfitas y las inclusiones de cuarzo, sillimanita, biotita o plagioclasa son muy frecuentes. Las microclinas tienen a veces macla de albita-periclina. Los feldespatos potásicos pueden estar zonados. Las biotitas forman pequeños lechos semiorientados y discontinuos. Asociada con ellas hay abundante moscovita secundaria. Este mineral contiene inclusiones de sillimanita en pequeñas agujas o en forma de prismas. Ocasionalmente hay granate idiomorfo.

La cordierita aparece en algunas muestras como cristalitos, con inclusiones de cuarzo o sillimanita, no maclados y con cierta alteración a pinita. Los accesorios más frecuentes de estas anatexitas son circón y apatito.

4.2.4 Niveles refractarios a la migmatización

Están constituidos por cuarcitas, ligeramente feldespáticas y con algunas micas y gneises con plagioclasa cálcica (anortita 60), anfíbol pardo verdoso y piroxeno cálcico.

4.2.5 Granitos de antexia $(C_{-3}Y_{FK,P,SILL})^b$

Suelen aparecer en relación con los niveles migmatíticos. Únicamente en el plano se ha diferenciado una mancha de 1 Km² de extensión, localizada al este de Vilanova.

Los caracteres microscópicos son bastante similares a los de las nebulitas. En el campo se diferencian de ellas en una menor abundancia de restitas, teniendo, por tanto, un aspecto más homogéneo.

Las muestras estudiadas responden casi todas a composiciones granodioríticas y graníticas. Composiciones de tipo cuarzodiorítico son accidentales.

4.3 ROCAS GRANITICAS Y/O GRANITOIDES

Se distinguen las siguientes series graníticas y/o granitoides, de acuer-

do con la clasificación de R. CAPDEVILA y P. FLOOR (1970) y de A. FERAGNE (1966):

Serie alcalina (granitos de dos micas).

Serie calco-alcalina (con biotita predominante).

4.3.1 Serie alcalina

Por sus relaciones con la roca de caja, su colocación y su mineralogía, pueden distinguirse los siguientes tipos:

- 1) Graníticos sincinemáticos paraautóctonos de segunda fase.
- 2) Granitos finitectónicos paraautóctonos.

4.3.1.1 Granitos sincinemáticos (Sin-F₂) y paraautóctonos (γ_m^b)

Corresponden a numerosas apófisis graníticas, diseminadas en el conjunto de los micaesquistos inferiores, a favor de estructuras anticlinoriales.

A continuación se describirán los diferentes macizos, encuadrados dentro de esta clasificación, teniendo en cuenta que, si bien no son semejantes, sí presentan analogías acusadas, diferenciándose fundamentalmente por su colocación especial.

4.3.1.1.1 Macizo Picouto

Como se observa en la cartografía, tiene forma elipsoidal, encajante dentro del conjunto de micaesquistos inferiores. Sus contactos, en líneas generales, son concordantes con la esquistosidad, constituyéndose en el borde una zona difusa de alternancias métricas a decimétricas, de granito y rocas metamórficas. Se observa perfectamente cómo los niveles graníticos presentan estructuras planares, paralelas a los contactos y a la foliación de la roca encajante. Normalmente, en el núcleo del cuerpo granítico, los enclaves metamórficos decrecen y adquiere un gran desarrollo y homogeneidad la masa granítica, además de presentar enclaves desplazados o girados.

Así como el contacto septentrional es fácil de delimitar, con la roca encajante no ocurre lo mismo en la zona meridional, al encajar en un conjunto migmatizado.

Las estructuras planares del borde tienen minerales no deformados, mientras que en el núcleo las estructuras son isótropas.

Estos granitos tienen grano medio a fino y raramente son porfídicos. Presentan estructura equigranular, y a veces aparecen fenocristales de feldespato potásico.

Su colocación pudiera estar condicionada por los terrenos que ha atra-

vesado y por la fase de deformación, causante de la estructura anticlinal en que se ubica. Se sitúa en los niveles más metamórficos que, indudablemente, han estado ligados al metamorfismo regional.

En las rocas de caja se han observado ciertas modificaciones, tales como moscovitización, turmalinización y cloritización, que tienden a transformar a los minerales metamórficos regionales.

4.3.1.1.2 Macizo de Fustanes. Penosíños

Se puede definir del mismo modo que el anterior, diferenciándose por presentar una mayor cantidad de enclaves metamórficos (micaesquistos) y numerosas manifestaciones de tipo granodiorítico, de grano fino a grueso.

Situado en el núcleo de una «antiforma», muestra con la roca de caja semejanza parecida al macizo de Picouto, siendo a veces sus contactos netos y otras discordantes. Los enclaves del núcleo central se presentan basculados, siendo difícil situar las relaciones con la roca granítica. No obstante, se observa una adaptación total a ella. La estructura a la que da lugar, una vez vistas las texturas orientadas, los enclaves y el tipo de contacto con la roca encajante, es típica de «macizos extravasados». Se han observado facies petrográficas algo diferentes a las comunes en estos granitos. Constituidas por pequeños isleos, en los bordes del macizo, son a veces intrusivas. Normalmente suelen ser diferenciaciones de grano más fino, colores muy claros y presentan minerales del tipo de la turmalina y el granate. Las aplitas y pegmatitas aparecen normalmente asociadas de tal forma que constituyen un conjunto de rocas denominadas por los holandeses pegmaaplitas. Particularmente interesantes son las pegmatitas, por constituir rocas habitualmente explotables (feldespato y minerales metálicos). Finalmente son los filones de cuarzo mineralizados una de las últimas manifestaciones tardías. Son filones que suelen estar acompañados de mispíquel, pirita y, a veces, turmalina, y han sido posiblemente explotados por su contenido en wolframio y estaño. Se presentan tanto en el núcleo como en los bordes del macizo. En relación con estas diferenciaciones de la facies común granítica, está la mina de Sultana (Gomesende).

4.3.1.1.3 Macizo de Sampayo

Este macizo se presenta sensiblemente alineado con la esquistosidad de las rocas metamórficas (micaesquistos) encajantes. Su forma es alargada, estando en contacto por el Norte, Sur y Oeste con la granodiorita de Ribadavia. Hacia el E., el contacto con los micaesquistos es intrusivo, encontrándose una zona de trituración y caolinización. En los bordes son frecuentes los enclaves de micaesquistos. El núcleo se presenta como un granito orientado de grano medio, aunque se encuentran también facies finas y gruesas.

La granodiorita, así como la masa porfídica del macizo de Sande, cortan a este granito de Sampayo.

Mientras que hacia el E. el contacto metamórfico está mecanizado, al O. y S., cerca de la mina Sultana, el granito de grano fino y muy orientado se inyecta en «sills» a través de una gran masa de esquistos, creando un cinturón migmatítico de estructura flebítica.

Parece ser, por tanto, que en el emplazamiento de este macizo ha habido una mayor elevación en la parte N. respecto a la parte S.

4.3.1.1.4 Macizo de Quines

En la Hoja de Ribadavia aparece un retazo de granito de Quines. Es un granito de dos micas, de grano fino a medio, fuertemente orientado, encajando en un conjunto de micaesquistos. El contacto es aproximadamente concordante con la esquistosidad del metamórfico, por lo que cabe considerarlo como macizo análogo al de Sampayo. En realidad, este último debe ser un macizo satélite del de Quines.

4.3.1.1.5 Macizo de Cortegada-Trado

Desde Cortegada a Trado se extiende otro macizo granítico con débil orientación, de grano medio a grueso, el cual tiene gran escasez de moscovita. Presenta a veces enclaves centimétricos de corneanas biotíticas, altamente asimiladas, producidas durante su emplazamiento. Cerca de Trado puede verse cómo el granito soporta a una serie esquistosa migmatizada débilmente.

4.3.1.2 Granitos finitectónicos paraautóctonos (${}_{2-3}^b\Upsilon^2$)

Son granitos que afloran con bastante asiduidad en la Galicia media. Se adosan en las márgenes de nuestra zona y presentan gran variedad de facies texturales, dentro de la monotonía del conjunto. Suelen ser de grano medio a grueso, a veces algo porfídicos, de colores más bien claros, y se acompañan de diferenciaciones de granito fino, aplitas y pegmatitas, así como por filones de cuarzo. Están poco afectados por las transformaciones secundarias observadas en el anterior grupo de granitos y determinan en las rocas de caja un metamorfismo de contacto (A. FERRAGNE, 1966).

Presentan enclaves métricos de micaesquistos, cuarcitas y corneanas pelíticas de bordes netos.

4.3.1.3 Granitos de dos micas. Características petrográficas

Existen dentro de ellos una gran variación, tanto en los tipos texturales como en la composición mineralógica cuantitativa, pero revisten caracte-

res comunes que los diferencian de los otros tipos de rocas graníticas de esta región. Estos son los siguientes:

- a) Predominio de la moscovita sobre la biotita.
- b) Feldespato potásico triclinico.
- c) Plagioclasas pobres en anortita (oligoclasa ácida o albita), poco o nada zonada.
- d) Rara aparición de restitas y de lechos biotíticos. Las texturas pueden ser granudas, granolepidoblásticas e incluso porfídicas. El tamaño de grano varía desde fino a grueso.

Las composiciones pueden ser: de granito (con microclina y plagioclasa), de granito albitico e incluso de granodiorita.

4.3.2 Serie Calcoalcalina

Comprende las granodioritas de biotita. Dentro de este grupo se pueden distinguir dos generaciones:

- a) Granodioritas S. L.
- b) Pórfidos granodioríticos.

Las granodioritas tardías representan intrusiones magmáticas relativamente modernas. En otras regiones de Galicia han sido datadas por métodos radiactivos como carboníferas, con lo que se puede generalizar a las de Ribadavia, suponiéndoles una edad fine-Hercínica.

Aparecen en forma de macizos no alargados (circunscritos), que cortan a cualquier otro tipo de roca, sin relación con la estructura.

4.3.2.1 Granodioritas de biotita (${}_{3-2}\gamma\eta_b^{2-3}$)

Las granodioritas (s.s.) abarcan la mayor extensión dentro de la zona estudiada. Dentro del dominio de las manchas existentes, merece especial importancia el macizo de Orense.

Este macizo, que en conjunto tiene forma triangular, está situado en gran parte fuera de los límites de la Hoja, ocupando la esquina NE. de ésta.

Intruye en las rocas encajantes de naturaleza esquistosa, siendo el contacto neto y cortante, produciendo en algunas zonas una aureola de metamorfismo de contacto. Cerca del contacto, pero ya dentro del macizo de granodiorita, se encuentran esporádicamente algunos enclaves de corneanas.

En los bordes de la intrusión puede observarse a veces una facies de contacto muy variable en composición y extensión. En su forma más desarrollada consta, de dentro a fuera, de:

- a) Una zona de amplitud variable (de hasta 500 m.) de granodiorita

de grano fino, con numerosos fenocristales de feldespato de hasta 2 cm. (en su eje mayor).

- b) Una franja de hasta 200 m. de granodiorita porfídica, con abundantes fenocristales de feldespato de hasta 1 cm. de eje mayor, y granos de cuarzo subredondeados de 2-3 mm. de diámetro, todo ello englobado en una pasta cristalina de grano muy fino.
- c) Una franja de hasta 50 m. de pórfido granodiorítico, constituido por una pasta microcristalina que engloba cristales alotriomorfos de cuarzo y algún cristal aislado de feldespato, idiomorfo.

La anchura de esta facies de borde es muy variable, oscilando entre un máximo de 500 m. hasta su desaparición total, en numerosas zonas del borde de la intrusión.

Es, además, variable en su estructura. En su forma más desarrollada, con la subfacies de pórfido granodiorítico, aparece solamente al O. de Reguengo. En el resto sólo aparecen las subfacies de fenocristales de feldespato. La primera de ellas alcanza su máximo desarrollo (500 m.) al E. de Loiro, disminuyendo mucho su anchura en las demás zonas.

La segunda subfacies también es de extensión muy variable, apareciendo sólo esporádicamente.

En el interior del macizo, la granodiorita es una roca granuda inequigranular, con biotita fundamentalmente, siendo la moscovita muy escasa y accesoria. Presenta fenocristales paralelepípedicos de feldespato, cuarzo en cristales alotriomórficos, en algún caso subredondeados. Textura inequigranular.

El tamaño de grano es muy variable. Se ha dibujado una serie de curvas isogranulares que delimitan unas zonas de tamaño de grano semejante, creciendo el tamaño de grano hacia el interior del macizo, que llega a ser muy grueso (${}_{2,1}^b\gamma\tau_b^{2-3}$).

Esta diferenciación nos delimita la existencia de un núcleo de grano grueso al SO. de Orense, que aflora en forma elíptica y cuyo eje mayor está en la dirección SO.-NE. A partir de este núcleo el tamaño de grano va decreciendo insensiblemente hacia los bordes.

Este macizo se caracteriza por ser muy pobre en volátiles, lo que da lugar a un escaso cortejo de filones ácidos. Únicamente destacan dos diques de aplita al E. de Moreiras.

En el macizo de Ribadavia aparecen las facies estructurales de granodiorita, mezcladas con un núcleo porfídico, en el rincón izquierdo que ocupa Carballeda de Avia.

4.3.2.2 Los pórfidos granodioríticos (${}_{p,\gamma\tau}^b^{2-3}$)

Aparece en la Hoja de Rivadavia una gran profusión de granodioritas de estructura porfídica, estando constituidos los fenocristales por feldes-

pato potásico y cuarzos idiomorfos o subidiomorfos, englobados en una matriz cuarzofeldespática, con biotita bastante fina. Textualmente se diferencian bien estas rocas porfídicas de las facies de borde de las granodioritas de primera generación, porque estas últimas contienen cuarzos alotriomorfos en buena cantidad y fenocristales de feldespato.

Los pórfidos granodioríticos cortan a la granodiorita (cruce de la carretera de Trellerma con la de Trelle) y, además, se sostienen como pequeños macizos marginales. Ha habido, por tanto, dos intrusiones de granodioritas tardías. Ambas fine-hercínicas, pero no contemporáneas. El carácter más porfídico de la segunda generación indica que el nivel topográfico máximo de la intrusión fue menor que el de la primera, de manera que en la actualidad la primera presenta caracteres texturales más equigranulares que los de la segunda generación, ya que la topografía corta regiones de distinta profundidad en ambas intrusiones.

Las dos generaciones de granodioritas contiene en los márgenes enclaves biotíticos de grano fino o de corneanas y su tamaño puede alcanzar varios centímetros, y son características de ellos sus secciones aproximadamente rectangulares.

4.3.2.3 Serie Calcoalcalina. Granodioritas (Características petrográficas)

Se engloba aquí una serie de rocas, no relacionadas con todas las anteriores, que revisten carácter calcoalcalino. Por la proporción de feldespato potásico-plagioclasa, la mayoría de las muestras corresponderían a granitos. Aunque las granodioritas, en sentido estricto, son menos frecuentes, se ha preferido utilizar este término (ya utilizado por CAPDEVILA) para diferenciarlas más claramente de las series graníticas alcalinas, más antiguas, con las que no guardan relación.

Se pueden dividir en granodioritas de grano grueso (con o sin megacristales), granodioritas de grano fino, percursoros básicos, cuarzodioritas, sienitas (en las inmediaciones de Poulo) y monzonitas, pórfidos granodioríticos y riolíticos.

Al microscopio se diferencian de las demás rocas en:

1) Las plagioclasas son idiomorfas o hipidiomorfas, con zonado claramente visible. La composición del núcleo de los cristales suele ser An-25 y las periferias de An-20.

2) Los feldespatos corresponden a ortosa o microclina, ambos pertíticos muy frecuentemente.

3) La biotita es muy abundante y la moscovita es accesoria o está ausente. Si alguna vez aparece como mineral esencial, es de origen secundario.

4) Algunas rocas (principalmente los pórfidos granodioríticos y las sienitas) contienen cantidades variables de anfíbol (hornblenda).

5) Entre los accesorios hay apatito (en cristales extraordinariamente largos y finos), titanita y alanita.

Las granodioritas son de textura granuda, panipídiomorfas, en ocasiones porfídicas. Los pórfidos de granodiorita aparecen unas veces como facies de borde y otras como intrusiones entre las series metamórficas.

El denominado pórfido riolítico es una roca rica en feldespato, con textura porfídica microcristalina (a veces criptocristalina), que recuerda por su aspecto a materiales subvolcánicos. Su relación con las granodioritas no queda del todo clara.

4.3.2.4 *Metamorfismo de contacto*

Alrededor de los afloramientos de granitos de dos micas y de granodioritas biotíticas se desarrollan aureolas de contacto. Los minerales que aparecen son: andalucita en la zona de borde y, más hacia la periferia, biotita. El desarrollo de andalucita es más escaso en la proximidad de los granitos que en la de las granodioritas.

Este tipo de metamorfismo afecta a todas las rocas encajantes. La biotita se dispone en discordancia con la foliación de los esquistos, según láminas (a veces de forma ovalada) de mayor tamaño que las restantes de la roca. En la serie Cámbrico-Silúrica las filitas adquieren una apariencia mosqueada, debido a este desarrollo de biotita.

4.3.3 **Diques ácidos** (Fa, Fp, Fq, P₄, P²)

Acompañando a las rocas graníticas se encuentra un cortejo filoniano de aptitas y pegmatitas o de ambas juntas (pegmoaptitas). Los minerales que componen estas rocas son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita, granate, berilo, turmalina y diferentes menas metálicas.

4.3.4 **Lamprófidos** (FL)

Las muestras estudiadas corresponden a rocas granudas de grano muy fino, composición fundamentalmente diorítica, formadas por plagioclasas básicas y anfíbol.

5 **HISTORIA GEOLOGICA**

Durante los tiempos precámbricos-tremadocienses existió una sedimentación de mar no muy profundo que dio lugar a los sedimentos pelíticos, con las intercalaciones detríticas existentes.

No se han obtenido pruebas de la existencia de orogenia anteriores a

la que plegó y metamorizó a todos los materiales. Únicamente se ha constatado la «posible existencia» de una laguna sedimentaria que afectaría a una parte del Cámbrico y al Arenig, al presentarse materiales silúricos probables apoyados directamente sobre los precámbricos-tremadocienses. La fase orogénica que pudo ser responsable es la Salaírica o la Sárdica del Ciclo Caledónico, de amplia representación dentro del Macizo Hespérico, y de manera especial al norte de nuestra zona de estudio, dentro de la Hoja de Lalín (154), en donde se ha observado la presencia de deformaciones pre-hercínicas, al presentarse rocas «polimetamórficas», en contacto mecánico con un conjunto de micaesquistos que, evidentemente, se correlacionan con nuestras series, de edades Precámbricas-Tremadocienses.

Los materiales sufren las deformaciones de Ciclo Hercínico, produciéndose metamorfismo (con migmatización) y magmatismos, según varias fases. Así, se obtienen unos cuerpos graníticos, con características anatexíticas y otros sin-a postectónicos. Con posterioridad, sólo podemos suponer cómo la región sufriera otras deformaciones, fundamentalmente en forma de fracturación y con retrometamorfismo, cuya edad nos situaría en un Carbonífero Superior.

Después, la región se cratoniza, y es muy posible que sufra los efectos del Ciclo Alpínico, en forma de reactivación de bloques fracturados en la anterior orogenia, quedando así modelada la morfología actual.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

La Hoja de Ribadavia presenta buenas posibilidades para la explotación de rocas industriales. Existe una gran profusión de canteras de todo tipo, desde las modestas explotaciones para el consumo local de sillería, hasta las canteras grandes mecanizadas. Los materiales canterables son los siguientes:

a) Granodioritas y granitos de dos micas, con destino a la fabricación de sillares. Actualmente la mano de obra encarece esta actividad, siendo lentamente sustituida la sillería, en la construcción, por el hormigón armado.

b) Pórfidos de granodiorita, muy duros, utilizados como firmes en carretera. Este uso puede tener gran porvenir, con el desarrollo de las vías de comunicación.

c) Niveles cuarcitosos asociados a las metarriolitas (porfiroides). Se han utilizado localmente en La Merca, como firmes de carreteras, pero dado el escaso desarrollo su interés es muy limitado.

La minería conoció su época de expansión coincidiendo con la guerra europea, explotándose los yacimientos de wolframio y estaño, tanto en

filones como eluviones. Actualmente está en actividad la mina Sultana, al N. de Ecudeiros (Gomesende), limitándose a explotar los eluviones en los que el mineral se ha concentrado por procesos de lixiviación.

7 METALOGENIA

Introducción

Los yacimientos de la presente Hoja se encuadran en la provincia metalogénica de España y Portugal. Forma esta provincia metalogénica un arco con concavidad al Noroeste, que abarca desde La Coruña hasta Jaén, pasando por el norte de Portugal y Cáceres.

Todos ellos están en relación con rocas graníticas de edad Hercínica, fundamentalmente con granitos alcalinos sincinemáticos.

Los factores que condicionan la génesis de los yacimientos son de dos tipos.

Estructurales

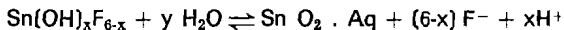
Los factores estructurales regionales controlan la ascensión del granito, el emplazamiento de cúpulas y el transporte de los fluidos mineralizados.

Los factores locales controlan la precipitación de la mineralización. Son importantes la fracturación, por la disminución que supone en la presión; la porosidad natural o debida a metasomatismo, los contactos entre rocas, textura, tamaño de grano, etc.

Físico-químicos

La precipitación de disoluciones de estaño depende fundamentalmente del pH, de la concentración en F y de la presión.

La reacción que expresa la formación de casiterita es:



Para que el equilibrio se desplace a la derecha es preciso:

- 1) Disminución de la presión.
- 2) Formación de minerales de F (topacio, mica, fluorita), lo que significa un aumento de la basicidad.
- 3) Aumento de la concentración de elementos básicos (Ca, Na, K) por reacción con las rocas de caja.

Las condiciones geológicas pueden influir en el cambio de los factores señalados anteriormente. Estos cambios pueden producirse de un modo paulatino o repentinamente.

Repentinamente se producen cambios de presión por fracturación o variación del pH por asimilación de rocas de caja.

De un modo paulatino suceden, cuando la variación del pH se debe a la emigración del F por introducción del mismo en minerales.

En el caso de la precipitación del SnO_2 , ésta tiene lugar continuamente por el aumento del pH, después de haber alcanzado una acidez máxima en la que tendría la mayor solubilidad. Este aumento del pH vendría indicado por la precipitación de minerales de flúor.

En resumen, el proceso se efectuaría en las siguientes etapas:

Moscovitización temprana: pH de 9 a 8, debido a la deposición de K-Rb y enriquecimiento en Ca, así como poco Na y F.

Albitización temprana: pH de 8 a 6, debido a la deposición del Na y enriquecimiento en Ca, Si y F.

Enriquecimiento en Sn de las disoluciones.

Silicificación: pH de 6 a 4, debido a la deposición de Si y fuerte enriquecimiento en F.

Topacitización y moscovitización: pH de 4 a 6, debido a la deposición de F y enriquecimiento en Na y K. Precipitación de casiterita.

7.1 YACIMIENTO DE NOVELLE

Situación: Las mineralizaciones están situadas al S. y al SE. del vértice Novelle y en las proximidades del pueblo de Calvelos.

Encuadre geológico: El yacimiento está relacionado con un granito sin-cinémático, alcalino, de dos micas, orientado y de grano medio. Se presenta sensiblemente alineado, con la esquistosidad de las rocas metamórficas encajantes. Hacia el E., el contacto con los micaesquistos es intrusivo, apareciendo una zona de trituración y caolinización. En el núcleo representan facies de granos fino y grueso.

Parece ser que en el emplazamiento de este macizo ha habido una mayor elevación en la parte nor-oriental que en la sur-occidental.

Morfología del yacimiento: Existen dos tipos:

1) *Filoniano*. Pueden diferenciarse filones de cuarzo y pegmatitas, manteniendo direcciones de N.60° a 75° E. y situándose tanto en esquistos como en granitos. Sus buzamientos suelen ser verticales (o al N.). La potencia varía desde algunos centímetros a 1,5 m. (generalmente en los pegmatíticos). No puede determinarse la corrida total del campo filoniano, habida cuenta del elevado número de elementos componentes. Debe destacarse que los filones, con enriquecimiento en wolframita, aparecen normalmente dentro del granito.

2) *Placeres aluviales*. Son débiles y se presentan en las laderas de la zona montañosa, enmascarada por recubrimientos vegetales. La diferencia

de nivel entre los diferentes depósitos varía entre 10 y 50 m. La granulometría de las gravas es muy variada, llegando hasta tamaños de 1/4 m³. La profundidad media estimada para estos depósitos se sitúa alrededor de los 2 m.

Paragénesis

No metálicos: Cuarzo, moscovita, apatito, turmalina, granate y circón.

Metálicos: Casiterita, wolframita, mispíquel, pirita, calcopirita, blenda y galena.

Secundarios: Limonita, óxidos de Mn y marcasita.

Génesis del yacimiento

La paragénesis obtenida lleva a una situación del yacimiento en el límite neumatolítico-hidrotermal, no pudiendo observarse con claridad el efecto de las sucesivas etapas mineralizadoras.

7.2 YACIMIENTO DE GOMESENDE

Situación geográfica: Los yacimientos de Gomesende se sitúan al N. del pueblo de Escudeiros y S. del río Arnoya.

Encuadre geológico

Los yacimientos se sitúan en micaesquistos del conjunto metamórfico del Precámbrico-Tremadoc y en relación con pequeñas apófisis graníticas situadas entre los macizos de Sampayo y Fustanes: granitos alcalinos sin-cinemáticos de segunda fase.

Morfología

Se distinguen dos tipos de yacimientos:

1) Filones de cuarzo mineralizados de dirección NE-SO., que buzanan al O. y E.-O. buzantes al S. Su potencia oscila entre 0,5 y 1 m.

Los filones encajan en rocas graníticas y micaesquistos. La roca granítica, a ambos lados de los filones mineralizados, presenta una banda de alteración, también mineralizada.

La mayoría de los filones de cuarzo están al N. del área del yacimiento.

2) Diques de pegmatita, aptitas y granitos caolinizados (barros). Los diques de pegmatitas presentan dirección E.-O. y NE-SO., con buzamientos al O. que oscilan entre 35° y 70°.

Están cortados por filones de cuarzo, cuya potencia oscila entre 1 y 20 cm.

Paragénesis

Filonos de cuarzo. Presentan la siguiente paragénesis:

No metálicos: Cuarzo, apatito, moscovita, turmalina y berilo.

Metálicos: Casiterita, pirita, arsenopirita, wolframita (escasa), fluorita, calcopirita e ilmenita.

Secundarios: Oxidos de Mn y Fe.

Génesis del yacimiento

Las mineralizaciones de Gomesende parecen estar en relación con el granito alcalino sincinemático de segunda fase situado en la proximidad, formándose a partir de fluidos residuales del mismo.

Pueden distinguirse en su formación una primera fase pegmatítica, seguida de otra fase hidrotermal. La mineralización se produjo a lo largo de ambas fases.

8 BIBLIOGRAFIA

- BARROIS, Ch. (1882).—«Récherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Col. Lille Ed. Sise-Hornemans*.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le Metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment Hercynien de Galice Nord-Orientale». *Faculté des Sciences de Montpellier*. These, 430 p.
- CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970).—«Les différents types de granites Hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI, fasc. 2 y 3, p. 101.
- CAPDEVILA, R., et VIALETTE, Y. (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynien en Galice moyenne (N.-W. de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, t. 270, pp. 2.527-2.530.
- CARLE, W. (1950).—«Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia». *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*. T. V. E. D. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. pp. 61-90.
- CORTAZAR, D. (1875).—«Datos geológicos y mineros de las provincias de Zamora y Orense». *Bol. del Mapa Geol. de Esp.*, t. I, p. 291.
- DEN TEX, E (1966).—«Aperçu pétrologique et structurale de la Galice cristalline». *Leidse Geol. Med.*, t. 36, pp. 211-222.
- FERRAGNE, A. (1966).—«Sur l'existence d'une série volcano-détritique silurienne au Nord de Celanova (Province d'Orense, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, pp. 832-834.

- (1966).—«Etude des PORPHYROIDES de la serie de Celanova (Province d'Orense, Espagne)». *Actes de la Société (Linneene de Bordeaux)*, t. 103, serie B-n.º 4.
- (1966).—«Aperçu sur les formations granitiques de la Province d'Orense, Espagne». *Actes de la Société Linneene de Bordeaux*, t. 103, serie B, n.º 3.
- (1966).—«Sur les conditions du metamorphisme et de la migmatitisation de la série de Celanova (Province d'Orense, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 263, pp. 480-482.
- (1972).—«Le Precambrien et le Paleozoique de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne)». *Univ. de Bordeaux*, t. 339, Thèse.
- FERRAGNE, A. (1969).—«Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations ocellées dans le Nord-Ouest de la Péninsule Iberique». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, pp. 138-141.
- FERRAGNE, A., y ANTHONIOZ, P. M. (1967).—«Sur la présence d'orthogneis en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 265, pp. 848-851.
- FLOOR, P. (1970).—«Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques dans le Nord-Ouest Péninsulaire». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vols. II y III, pp. 131-134.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J., y OEN ING SOEN (1970).—«Essai de corrélation en quelques granites hercyniens de la Galice et du Nord du Portugal». *Bol. Geol. Min.*, LXXXI, vols. II y III, pp. 242-244.
- HILGEN, J. D. (1970).—«Algunas observaciones sobre el granito porfiroide de Fontao y su mineralización metalífera». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXI, vols. II y III, pp. 85-96.
- LOTZE, F. (1960).—«El Precámbrico de España». *Not. y Com.*, n.º 60, p. 227.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1969).—«Notas sobre la disposición de "Ollo de Sapo" en las provincias de Zamora y Orense/NO. de España». *Comunicações dos Servicos Geologicos de Portugal*, t. LII, pp. 37-42.
- MATTE, P. (1965).—«Sobre el vulcanismo siluriano del sinclinal de Truchas (NO. de España)». *Not. y Com.*, vol. 80, pp. 175-178.
- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice». *Thèse, Montpellier et Géol. Alpine*, t. 44, 128 p.
- OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, vols. II y III, pp. 157-184.
- PARGA PONDAL, I. (1963). — «Mapa petrológico estructural de Galicia». *I.G.M.E.*, E. 1:400.000.
- (1965).—«La investigación geológica en Galicia». *Depart. of Petrol. Min. Acad. Crust. of the Univ. Leyden*, vol. 36, pp. 207-210.
- PARGA PONDAL, I., y otros (1967).—«Carte Geologique du Nord-Ouest de

- la Peninsule Iberique (Hercynien et ante-hercynien)». *Ser. Geol. Portugal*, E. 1:500.000.
- PARGA PONDAL, I.; MATTE, P., y CAPDEVILA, R. (1964).—«Introducción a la geología del "Ojo de Sapo". Formación porfiroide antesilúrica del NO. de España». *Not. y Com.*, vol. 76, pp. 119-154.
- PIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com.*, vol. 81, p. 7.
- SCHULZ, G. (1835).—«Descripción geognóstica del Reino de Galicia». *Imp. de los herederos de Collado*. Madrid.
- TEIXEIRA, C. (1945).—«Algunos aspectos de geología dos granitos do norte de Portugal». *Sociedade Geologica de Portugal*.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA