



**IGME**

**188**  
**7-10**

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

## NOGUEIRA DE RAMUIN

Segunda serie - Primera edición

120 TARON	121 LA ESTADA	122 OLADE	123 FEDERICO	124 SABIA	125 LOS ANGELES	126 VILLANUEVA ESTELETA
4-8	5-8	6-8	7-8	8-8	9-8	10-8
152 EL GARCIA EL BOSQUE	153 CEREZO	154 INAK	155 CRISTINA	156 MONTORO EL HOC	157 QUINCIA	158 PONTEVEDRA
4-9	5-9	6-9	7-9	8-9	9-9	10-9
185 BONITO	186 PUEBLO ALMORA 4-10	187 AREYO 6-10		189 ROZAS (2) 4-10	190 EL ARROYO 9-10	191 10-10
223 100	224 PIRINEOS	225 ESQUINA 6-11	226 ALMERA 7-11	227 MANZANARES 8-11	228 ALMARA 8-11	229 10-11
4-11	5-11	6-11	7-11	8-11	9-11	10-11
261 101	262 SEVILLANO 5-12	263 IZANZA 6-12	264 GRADO (2) 7-12	265 102 8-12	266 LA SIERNA 9-12	267 ROZAS (3) 9-12



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

E. 1:50.000

**NOGUEIRA DE RAMUIN**

**Segunda serie - Primera edición**

**SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por Geotehic, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en la misma los Licenciados en Ciencias Geológicas siguientes: F. González Lodeiro, M. Iglesias Ponce de León y J. R. Martínez Catalán, 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 - 5.612 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

## **INTRODUCCION**

La empresa GEOTEHIC ha realizado el estudio geológico de la Hoja número 7-10, Nogueira de Ramuin, por encargo del IGME, siguiendo las especificaciones establecidas en el MAGNA, de cuyo proyecto forma parte esta Hoja, integrada en el bloque 1-8.

Pasamos a detallar el personal que ha intervenido más directamente en su ejecución:

Dirección del trabajo: Fernando García Salinas.

Coordinación: José Abril Barea.

Geología de campo y gabinete: Francisco González Lodeiro, Moisés Iglesias Ponce de León y José Ramón Martínez Catalán.

Colaboraciones:

Universidad española: Antonio Arribas Moreno, Florencio Aldaya Vaiverde y Enrique Martínez García.

Universidad francesa: R. Capdevila.

Universidad holandesa: J. D. Hilgen.

## **1 ESTRATIGRAFIA**

### **1.1 PALEOZOICO**

Aparece en el área nororiental de la Hoja una serie datada como Precámbrico-Ordovícico Inferior, que comienza con la formación denominada «Ollo de Sapo», en su facies de gran fino.

Es un porfiroide de composición grauwáckica o arkósica, con abundantes materiales volcánicos (cuarzos corroídos y clastos de feldespato), lo que induce a pensar en un vulcanismo ácido, riódacítico, que daría origen a la formación vulcano-detritica del «Ollo de Sapo» (PC-CA).

La edad de los citados materiales está sujeta a controversia.

Mientras LOTZE (1945), PARGA-PONDAL, MATTE, CAPDEVILA (1964) son partidarios de una edad Precámbrica, ANTHONIOZ y FERRAGNE (1969) les asignan una edad Cámbrica y, según MARTINEZ-GARCIA (1971), reposaría sobre una potente serie cámbrica y probablemente precámbrica, en su mayoría detritica y vulcanodetritica.

Los clastos son progresivamente de menor tamaño al avanzar en la serie, apareciendo frecuentes intercalaciones de esquistos que predominan hacia el techo hasta llegar a ser dominantes.

La potencia visible es superior a 200 m. En el flanco occidental del anticlinal de Gundivos, aparece encima una serie de esquistos con frecuentes intercalaciones cuarcíticas, y con un espesor visible de unos 300 m.

La cuarcita forma pequeños bancos, de unos centímetros a 2 metros, apareciendo el primero de ellos inmediatamente encima del «Olio de Sapo». Por el flanco oriental faltan estos primeros niveles cuarcíticos y la serie se compone de pizarras y esquistos homogéneos.

A unos 300 m. sobre la base, empiezan a intercalarse lechos de cuarcita, que llegan a ser importantes sobre 200 m. de serie, dando paso después a otro tramo compuesto por pizarras ampolíticas y arenosas que en algún caso recuerdan un flysch muy fino (CA-O<sub>1</sub>).

Toda esta serie, de edad Cámbrico Superior a Ordovícico Inferior, yace debajo de la cuarcita de cruciana, formación perfectamente reconocible en toda Galicia oriental, y que sería el equivalente de la cuarcita armoricana, de edad Arenigense.

El espesor aparente de la cuarcita es de unos 200 m., pero puede ser menor y encontrarse muy replegado. La potencia de la serie infraordovícica es de unos 900 m. (A<sub>12</sub>).

En la zona central y occidental de la Hoja existe una importante serie vulcano-detritica, difícil de datar por no haberse encontrado fauna (PC-O<sub>11</sub>).

Comienza por un conjunto de esquistos micáceos, con cuarcitas intercaladas, que yacen debajo de la primera serie de vulcanitas ácidas.

Estas rocas provienen de materiales piroclásticos removilizados y depositados de nuevo.

Los clastos de cuarzo y feldespato suelen estar rodados, y se conservan con poca frecuencia las corrosiones típicas de los cuarzos volcánicos.

La potencia de las metavulcanitas varía de 50 a 200 m., siendo frecuentes las intercalaciones de esquistos en la parte superior.

Sobre las vulcanitas reposan 100 m. de esquistos que dan paso a una serie de cuarcitas micáceas y ortocuarцитas intercaladas con esquistos y con frecuentes cambios tanto de facies como de espesor.

Aparecen cuarcitas sobre 100 a 300 m. de serie, predominando sobre todo en la parte meridional del anticlinal de Frontón-Herbedeiro.

Sobre las cuarcitas destacan, dentro de una serie esquistosa, varios niveles de cuarcitas y esquistos negros, ricos en sulfuros y materia carbonosa, bien visibles por la pista que saliendo del embalse de los Peares bordea el barranco por la orilla derecha del río Miño hasta Chouzán.

La potencia de los niveles negros llega a ser de 50 m. en Gulfariz, en los enclaves que se encuentran al oeste del Sinclinorio de Peares, donde existen dos lentejones calizos, de unos 4 m., que parecen representar el

mismo nivel estratigráfico, debido a la existencia de un pliegue (CA-O<sub>11</sub>).

A unos 50 m. por encima de las cuarcitas y ortocuarcitas y a muro de los niveles carbonosos, aparece otro lentejón de mármol, de unos 8 m., cerca del pueblo de Celeirón, que se sigue a base de apariciones esporádicas hasta 12 km. al Norte, ya en el Hoja de Chantada.

Sobre los esquistos y cuarcitas negras descansa discordante la formación vulcano-detritica superior, que se inicia con cuarcitas moscovíticas y prosigue con capas de material piroclástico removido, y alternancias de esquistos y cuarcitas, con una potencia visible superior a 600 m.

La discordancia sobre los tramos inferiores se observa bien a escala cartográfica al norte de la Hoja, donde los niveles carbonosos llegan a desaparecer y las vulcanitas reposan muy cerca de los niveles cuarcíticos.

En el borde meridional de la Hoja y aislado dentro del granito, aflora un sinclinal que parece ser la continuación hacia el Sur del sinclinorio de Peares, por lo que los materiales que lo forman corresponderán a la parte superior de la serie. Son unos 200 m. visibles de cuarcitas micáceas, con lechos declinométricos de ortocuarcitas que yacen bajo una serie de pizarras de tonos predominantemente gris oscuro.

La edad del conjunto es difícil de precisar, pues si bien las facies recuerdan a las del Silúrico de Cabo Ortegal-El Barquero, y a las que describe FERRAGNE (1972) en el Sinclinorio de Verín, la existencia de dos importantes niveles de metavulcanitas, y otras anomalías, llevan a pensar en un posible Cámbrico-Precámbrico Superior.

En efecto, si se intenta la correlación por el Sur con el Sinclinorio de Verín, las vulcanitas serían el equivalente al gneis porfiroides que FERRAGNE (1972) asimila al «Ollo de Sapo», y la serie del anticlinal de Frontón-Herbedeiro sería cámbrica y probablemente precámbrica, lo cual significa que la formación porfiroides cambia de facies hacia el Oeste, y que reposa a su vez sobre una serie detritica y vulcano-detritica que sería la prolongación hacia el noroeste de la serie de «Porto», descrita por E. MARTINEZ-GARCIA como Cámbrico-Precámbrico Superior

Apoyaría esta hipótesis el hecho de encontrarse en ambas series unos niveles finos, muy típicos, de gneises anfibólicos, compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasa, anfíbol y granate, con textura granulítica, que no se dan en formaciones más modernas.

En cuanto a la posibilidad de que la serie fuera de edad Silúrica, a pesar de una cierta similitud en las facies, no es viable una correlación con el Silúrico del anticlinal del «Ollo de Sapo», ni con el que ocupa el centro del Sinclinorio de Verín, por lo que nos inclinamos por una edad infraordovícica para toda la serie.

La dificultad para la datación se ve incrementada al estar todo el conjunto separado de la serie del anticlinal «Ollo de Sapo», de cronología aproximadamente conocida, por el macizo granodiorítico de Chantada-Taboada.

que seguramente intruyó a favor de una importante fractura y que separa dos áreas de grado de metamorfismo regional muy diferente: al Este, la zona del anticlinal «Ollo de Sapo», cuyo metamorfismo es, al Norte, de la facies de los esquistos verdes, y al Oeste, la del anticlinal de «Frontón-Herbedeiro», con un metamorfismo de facies anfibólicas, casi siempre con sillimanita.

## 1.2 TERCIARIO (T<sup>E</sup>)

Aparece en el área nororiental de la Hoja una serie de depósitos de edad Terciaria, constituidos por materiales detríticos finos, margas, arcillas y arenas que fosilizan un relieve premioceno.

La serie general del Terciario de la cuenca de Monforte, a la que pertenecen los depósitos, comienza con margas y calizas margosas de colores gris, verde y rojo, cuya potencia visible es superior a 20 m.

Por encima aparecen unos tramos arcillosos, de tonos verdes y rojizos, muy calcáreos en algún punto, y cuyos contenidos en material arenoso son bajos, salvo en contados niveles.

La fracción fina está constituida principalmente por illita, junto con caolinita en porcentajes más bajos.

El espesor de este tramo es, como mucho, de 40 m., y sobre él reposan los superiores, muy bien representados en la Hoja en la zona de Sober.

Son niveles detríticos, compuestos por arenas sin compactar, debido a la escasez de material arcilloso y de carbonatos, con granos de cuarzo, micas y a veces feldespatos muy alterados.

La fracción arcillosa vuelve a ser abundante en el techo, representando illita en proporción del 50 por 100, caolinita y cantidades menores de montmorillonita (J. B. BRELL, Tesis Mem. Ind. Fac. de Ciencias. Madrid).

La potencia máxima de los sedimentos terciarios en la cuenca de Monforte se estima en unos 90 a 100 m., y la edad es seguramente Terciario Superior-Mioceno, pero es difícil de asegurar al no haberse encontrado fauna.

## 1.3 CUATERNARIO (Q; Q<sub>A1</sub>; Q<sub>T2, 4, 5</sub>)

El depósito, al parecer más antiguo de esta edad, es una arcosa con cantos de cuarzo, y rara vez de cuarcita negra, que se encuentra recubriendo una superficie de erosión premiocena basculada, que tiene actualmente una inclinación de unos 3° hacia el valle de Monforte, desde el pico Meda.

La potencia de la formación es de 2 m. cerca de Rosende, donde fosiliza un Paleozoico suave, pero al sur de Navan se han profundizado pozos hasta 4 m. sin llegar a la base.

Existen en la cuenca de Monforte cinco niveles de terrazas, aunque los

dos superiores, al menos, son en realidad vastos glaciares poligénicos, cubiertos por una película de canturral de cuarcita (BIROT y SOLE SABARIS, 1954). Al sureste de la cuenca, el primero de estos glaciares desborda por encima a la formación arcóscica anteriormente descrita.

De los cinco niveles de la cuenca de Monforte se han identificado en esta Hoja tres: el segundo, cuarto y quinto, por orden de antigüedad decreciente. Este último llega a confundirse con los depósitos actuales del río, cerca de Canabal.

Las alturas a que se encuentran las terrazas sobre el nivel del río Cabe son las siguientes:

II — 28 a 40 m.

IV — 8 a 10 m.

V — 0 a 2 m.

Por debajo de cada una de ellas aflora el Terciario, y los sedimentos actuales del río reposan sobre él al pasar por Monforte. Se ven asimismo niveles de terrazas en el río Miño, cerca ya de Orense.

Existen además numerosos depósitos aluviales y coluviones de ladera.

## 2 TECTONICA

Nos referiremos en primer lugar a las fases de plegamiento que han actuado, citando sus características y situándolas cronológicamente, y pasaremos a continuación a describir las diferentes unidades estructurales englobándolas en las respectivas fases que las produjeron.

### *Fase I*

En algunos puntos se puede observar que los pliegues de la fase II deforman a una esquistosidad de flujo (foto 1), y que interrumpen los planos de la esquistosidad de flujo de la fase II a una esquistosidad de flujo, que en ocasiones aparece plegada entre ellos.

Consideraremos que esta esquistosidad se ha producido durante la fase I, primera fase tectónica que hemos podido detectar en esta región y que es anterior a la fase I definida por MATTE (1963).

Además, aparecen en las láminas delgadas minerales que bien pudieron pertenecer a un metamorfismo correspondiente a esta fase. Estos minerales están alterados, por lo que no podemos estimar las condiciones de este metamorfismo.

Es visible en las metavulcanitas de Peares, por la carretera de Peares a Chouzán, en la margen derecha del Miño, en forma de una esquistosidad plegada por la fase II, teniendo los micropliegues de dicha fase el eje ver-

tical en algunos casos, y ligeramente inclinado en otros (esquema 1). Hay que advertir aquí que la superficie de referencia para detectar dichos pliegues es, en unos casos, la estratificación, y en otros, la  $S_1$ .

No se observan en la Hoja megaestructuras correspondientes a esta fase. El relacionar con esta fase los complejos básicos de Morais, Bragança, Ordenes, Lalín y Cabo Ortegal no deja de ser atractivo, pero ello requiere estudios más profundos.

Parece verosímil relacionar esta fase con la primera existente en La Sanabria (MARTINEZ-GARCIA, 1971). Este autor le asigna una edad caledónica.

Por nuestra parte, no disponemos de suficientes argumentos para entrar a fondo en esta discusión. Por el momento preferimos dejar abierta la posibilidad de la existencia de una fase de edad caledónica en el noroeste de la Península.

#### *Fase II*

Aparentemente, es la fase más importante y da lugar a la esquistosidad  $S_2$  más penetrativa y más fácilmente observable en toda Galicia. Se trata de una esquistosidad de flujo, de plano axial, que en muchos casos orienta a las micas que se disponen según la  $S_1$ .

Se ha datado en otras áreas del NO. entre el Devónico Superior y el Carbonífero Medio (MATTE, 1968).

Los pliegues a que da lugar son isoclinales, muy apretados, producidos por un mecanismo de flexofluencia, por desarrollo de una esquistosidad de flujo de plano axial (esquema 1, fotos 3 y 4). El plano axial de los pliegues sería subhorizontal, y la dirección del eje de los mismos estaría comprendida entre 145° y 170°. Se observan numerosas microestructuras a escala de afloramiento y se deducen megaestructuras, como el sinclinalio de Peares, asimilable a esta fase, y del que trataremos más adelante.

Lleva asociado un metamorfismo de presión intermedia, que comenzaría antes de los principales esfuerzos tectónicos y continuaría hasta la fase III, dando migmatitas que heredan la  $S_2$ .

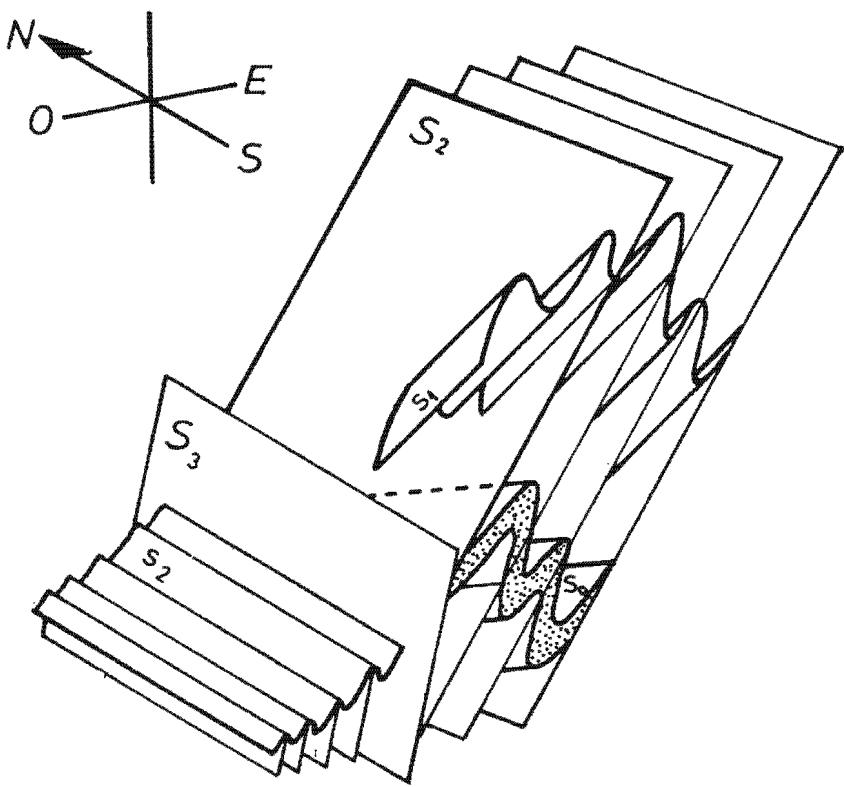
#### *Fase III*

Esta fase es la más exactamente datada, por orientar unas granodioritas con una edad de 310 a 320 m. de a., y existir unos granitos contemporáneos o casi, de 290 a 295 m. de a. de antigüedad (CAPDEVILA, R., et VIALETTI, I., 1965).

Podemos, pues, situarla entre el Westfaliense Superior y el Estefaniense.

Produce una esquistosidad ( $S_3$ ) de fractura o crenulación, según los casos, con recristalizaciones esporádicas de moscovita y de biotita (esquema 1).

$S_3$  es de plano axial de los pliegues correspondientes a esta fase; da



*Esquema 1.—S<sub>0</sub>: Estratificación original. S<sub>1</sub>: Esquistosidad de la primera fase. Las micas, dentro de esta esquistosidad, han sido reorientadas por la fase II. S<sub>2</sub>: Esquistosidad de flujo de plano axial de los pliegues de la segunda fase, que doblan a S<sub>0</sub> y a S<sub>1</sub>. El eje de los pliegues puede llegar a estar vertical. S<sub>3</sub>: Esquistosidad de crenulación de la tercera fase.*

grandes estructuras de dirección 150°-160°, con ejes subhorizontales y plano axial vertical o inclinado hasta 60° al Oeste, producidos por un mecanismo combinado fluencia-deslizamiento, con predominio de este último.

El metamorfismo regional iniciado poco antes de la fase II finaliza aproximadamente durante la tercera.

#### Fase IV

Se observa en esta área una esquistosidad de fractura o crenulación (S<sub>4</sub>)

muy discontinua, vertical o buzando fuertemente al Este. En ningún caso hemos observado recristalizaciones, según este tipo de superficies. Podría corresponder a una fase posterior a la tercera, pues, como ya hemos indicado, aparece desprovista de recristalizaciones, es la de posición más próxima a la vertical, y los pliegues asociados son de geometría más simple que los de la fase III, aunque estos criterios no tienen el peso suficiente como para asegurar esta posterioridad. Por otra parte, se podría corresponder con la fase IV de la región de Sanabria (MARTINEZ-GARCIA, 1971). De todas formas, en esta región no hemos encontrado criterios geométricos que nos permitan decidir las relaciones cronológicas relativas entre las fases III y IV.

Existen, además, otros tipos de pliegues, de plano axial vertical y dirección 110°, que en muy raros casos (sólo cuando son de tipo angular) van acompañados de esquistosidad de crenulación de plano axial, esquistosidad que puede llegar a ser de fractura. En Pardeconde, al SE. de la Hoja, hemos visto cómo la  $S_3$  está deformada por pliegues de dirección 110°, pero no hemos obtenido argumento para deducir las relaciones cronológicas relativas entre la llamada fase IV y los pliegues de dirección 110°.

Por el momento puede quedar pendiente el dar o no a estas deformaciones la entidad de fase, hasta tanto se conozcan mejor sus características y su distribución a escala regional.

**Fases tardías.**—Se agrupan bajo esta denominación las deformaciones postesquilstosas que no dan grandes estructuras, y que cuando las dan son fundamentalmente diferentes a las de cualquiera de las fases anteriores.

Aparte de los sistemas de fracturas, de los que trataremos al final del capítulo, las estructuras más frecuentes producidas por estas fases son del tipo «kink-bands», de simetría monoclinica y plano de «kink» subvertical, de dirección 40° a 60°.

## 2.1 PRINCIPALES UNIDADES ESTRUCTURALES

### 2.1.1 Pliegues

**Sinclinorio de Peares.**—Llamaremos así a la gran estructura cuyo centro está ocupado por el nivel superior de las metavulcanitas de Peares. La serie se repite perfectamente a un lado y a otro de la estructura.

Dado que, como se aprecia en la cartografía, las metavulcanitas terminan perisinclinalmente sin que la  $S_2$  resulte doblada, como sucede con el resto de los pliegues de fase III presentes en la Hoja, y que además el eje de los pliegues buza al Sur, mientras que los de la tercera fase son subhorizontales, asimilamos el pliegue de Peares a la segunda fase de plegamiento, si bien ha sido posteriormente afectado por la tercera, dando mesoestructuras bien visibles sobre la carretera de Peares a Chouzán.

Para la interpretación de esta gran estructura, y dado que el estilo de la fase II es isoclinal, se ha recurrido al estudio de microestructuras tales como micropliegues de arrastre e intersecciones entre la estratificación original y la esquistosidad principal  $S_2$ , de lo que resulta que originalmente sería un sinclinalio tumbado, de plano axial subhorizontal, vergente al Este o Noroeste, y llevado a su posición actual tras la actuación de la tercera fase, formando ahora parte del flanco occidental del anticlinal de Frontón-Herbedeiro.

La estructura parece prolongarse hacia el borde meridional de la Hoja, y el sinclinal de Pardeconde sería su continuación, si bien representaría tramos más altos en la serie, ya que el eje se sumerge hacia el Sur.

*Anticinal de Frontón-Herbedeiro.*—Es una gran estructura de la tercera fase que aparece ocupando la parte central de la Hoja, con una dirección entre 150° y 160°, y charnela horizontal.

El flanco occidental buza entre 50° y 80°, y el oriental está prácticamente vertical o inclinado unos 80° al Este.

Existe en toda la zona del anticinal, aunque no se observa de forma continua, una importante esquistosidad, de fractura o de crenulación, paralela al plano axial del pliegue, que buza al Oeste entre 60° y 90°.

Por el flanco occidental aparecen materiales cada vez más modernos, hasta enlazar con el sinclinalio de Peares, mientras que por el Este aparece una serie de pliegues apretados, de plano axial paralelo al de Frontón-Herbedeiro, y charnela horizontal, que no permiten aflorar materiales más bajos en la serie.

*Anticinal de Gundivos.*—Es en realidad un anticlinalio de la tercera fase de plegamiento, de dirección 150° y plano axial subvertical y charnela inclinada ligeramente al Norte, que aparece en el borde oriental de la Hoja, desaparece bajo el terciario de Monforte y vuelve a aparecer en la Hoja de Chantada con una dirección prácticamente Norte-Sur.

Hacia el Sudeste se abre extraordinariamente, llegando a unirse con el anticinal del «Oollo de Sapo», que viene desde la costa norte de Galicia.

## 2.1.2 Fracturas

La fractura más importante sería la ocupada por el macizo granodiorítico de Chantada-Taboada, continuación de la que viene desde la costa septentrional galaica, bordeando el flanco oeste del anticinal del «Oollo de Sapo», hasta perderse dentro de los granitos y granodioritas, poco antes de Palas del Rey.

Esta gran falla, que no se ve hoy día por haber sido aprovechada para su intrusión por dicho macizo, está justificada por la forma alargada de éste, por la diferencia de metamorfismo regional a un lado y a otro, y tam-

bien por el contacto mismo de la granodiorita con los esquistos que la circundan.

En efecto, aunque en esta Hoja el contacto es difuso, existiendo migmatitas e inyecciones granodioríticas en los esquistos por ambos lados, poco más al Norte, el contacto de la granodiorita con los esquistos y cuarcitas ordovícicos y silúricos que la limitan por el Este es muy neto, como corresponde a un magma intruido en unos materiales relativamente fríos, siendo claramente alóctona, mientras que por el Oeste conserva las características difusas que hacen pensar que allí sería paraautóctona.

La fractura se situaría en el tiempo simultáneamente con la tercera fase de plegamiento.

Tras la tercera fase de plegamiento se desarrolla un sistema de fracturas, de edad desconocida, de dirección NNE-SSO., o más bien de zonas de cataclasis, que dio importantes bandas de filonitización en los granitos del cuadrante superior derecho de la Hoja.

Varias fallas de esta dirección han jugado después, como la que bordea por el Noroeste la cuenca de Monforte, que ha hundido los materiales terciarios una vez depositados. Otra dirección importante es la NNO-SSE.

Inmediatamente después de la intrusión de la granodiorita tardía tiene lugar una distensión regional que produce fracturas de dirección NE-SO., que son ocupadas por pórfidos de composición granodiorítica.

### 3 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos presentes en la Hoja, de edad infraordovícica, probablemente hasta precámbrica, consisten en una importante serie vulcanodetrítica con niveles esquistosos, cuarcíticos, y otros ricos en materia orgánica.

Podemos suponer que durante el Precámbrico Superior y el Cámbrico Inferior existieron en la cuenca, no muy profunda, varios episodios volcánicos importantes, ácidos, que dieron lugar al depósito de materiales piroclásticos, alternantes con otros detriticos.

La sedimentación durante el Cámbrico Superior y el Ordovícico Inferior es típica de una cuenca de profundidad media, con oscilaciones en ambos sentidos.

La serie se compone de 800 a 900 m. de esquistos pelíticos, esquistos arenosos y niveles de cuarcita que cambian frecuentemente de espesor y desaparecen.

En los niveles de alternancias arenosas y pelíticos pueden observarse estructuras propias de las turbiditas.

Limita la serie la cuarcita armoricana, en la que son frecuentes las pis-

Esquema 2.—Relaciones entre las fases de plegamiento, metamorfismo, intrusiones graníticas y aparición de minerales de metamorfismo, tanto regional como de contacto.

FASES DE DEFORMACION	ELEMENTOS ESTRUCTURALES Y ESTRUCTURAS	INTRUSIONES GRANITICAS	EPOCAS DE METAMORFISMO REGIONAL	MINERALES
F <sub>I</sub>	ESQUISTOSIDAD DE FLUJO S <sub>1</sub> GRANDES MANTOS ?		M <sub>1</sub>	SILLIM. MOSCOV.
INTERFASE				GRANATE ESTAUR.
F <sub>II</sub>	ESQUISTOSIDAD DE FLUJO S <sub>2</sub> PLIEGUES TUMBADOS DE ESTILO ISOCINAL			BIOTITA ANDALUC.
INTERFASE				
F <sub>III</sub>	ESQUISTOSIDAD DE FRACTURA Y CRENULACION S <sub>3</sub> PLIEGUES IMPORTANTES	GRANITOS ADAMELLITICOS DE DOS MICAS	M <sub>2</sub>	
INTERFASE			MIGMATIZACION	
F <sub>IV</sub>	ESQUISTOSIDAD DE FRACTURA Y CRENULACION S <sub>4</sub> PEQUEÑOS PLIEGUES			
F. TARDIAS FRACTURACION	PLIEGUES TIPO "CHEVRON" KINK - BANDS FRACTURAS	GRANODIORITA TARDIA DE MEGACRISTALES		

tas de tipo cruciana y las estratificaciones cruzadas, que señalan una época de escasa profundidad de sedimentación.

Aunque no aparecen materiales más modernos en la Hoja, es conocida la evolución estratigráfica hasta el Silúrico.

La cuenca se hizo más profunda y el Llandeilo y Llanvirniense se caracterizan por unas condiciones sedimentarias, muy tranquilas, que duraron al menos hasta el Ordovícico Superior.

Los depósitos de edad Silúrica muestran un retorno a la inestabilidad.

En efecto, mientras que las cuarcitas, esquistos cuarcíticos e incluso algún nivel conglomerático indican un depósito superficial y no lejano a la costa, la presencia de niveles de ampelitas líticas y grauwackas hacen pensar en áreas más profundas.

Probablemente se sitúa en el Silúrico la primera fase de plegamiento, de la que se conservan pocos restos, y que debió llevar asociado un metamorfismo  $M_1$ .

Al carecer de materiales paleozoicos más modernos se ignora la evolución estratigráfica y paleogeográfica desde el Silúrico en adelante.

La segunda fase de plegamiento, que podemos situar entre el Devónico Superior y el Carbonífero Medio, dio lugar a grandes pliegues tumbados de estilo isoclinal, y a la esquistosidad principal, de flujo, con cristalización de micas, y a veces a una foliación, cuando se formaron nuevos minerales por encima de la isograda de la biotita.

Fue acompañada por una fase de metamorfismo regional  $M_2$  que comenzó antes de que se iniciaran los esfuerzos, alcanzó un máximo en la interfase II-III y no finalizó hasta la tercera fase de plegamiento (esquema 2).

Se trata de un metamorfismo mesozonal de presión intermedia, con biotita, granate, andalucita, estaurolita y sillimanita, así como algo de andalucita, de la facies de las anfibolitas, acompañado de una migmatización que se sitúa en la interfase II-III.

En la interfase II-III, y en parte durante la tercera fase, tuvo lugar la intrusión del macizo granodiorítico de Chantada.

Dicho macizo cicatriza una gran fractura, producida probablemente durante la tercera fase, y que separa dos zonas diferentes, tanto en cuanto a la edad como en cuanto a la intensidad del metamorfismo regional.

También antes de la fase III tuvo lugar una intrusión de granito adamellítico de dos micas, que está fuertemente orientado y filonitzado por dicha fase, que puede situarse entre el Westfaliense Superior y el Estefaniense.

Dio lugar a pliegues importantes que marcan perfectamente la virgación hercínica en toda Galicia, y marcó el final del metamorfismo  $M_2$ .

Coincidiendo con el final de la fase III, y en gran parte después, se instaló una serie de granitos adamellíticos de dos micas que muestran al microscopio una ligera cataclasis, o no, según la época de intrusión, y que

dieron lugar, al igual que la granodiorita precoz, a sendas aureolas de metamorfismo de contacto.

Los aportes térmicos de las masas graníticas se reflejaron en los esquistos próximos por la cristalización de biotita, oblicua a la esquistosidad principal y sin orientación preferente, y en ocasiones de andalucita.

Tras la fase IV y coincidiendo en parte con las fases tardías, tuvo lugar la intrusión de un granito de dos micas, porfiroide, que aparece en la esquina inferior derecha del mapa, y después, de la granodiorita de megacristales con biotita predominante, en la esquina inferior izquierda.

Tras la fase principal de deformación hercínica, la cadena sufrió un levantamiento progresivo, y después de las últimas fases pasó a ser un zócalo rígido, sufriendo una fuerte epirogénesis, acompañada de erosión intensa y reaccionando a los esfuerzos posteriores, fracturándose en general por zonas de debilidad preexistentes, dando una tectónica de bloques relativamente acusada.

La superficie de erosión principal es la llamada superficie de Chantada (BIROT y SOLE SABARIS, 1954), de edad premiocena, que se instala sobre los 600 m. de altura, existiendo restos de una superficie anterior comprendida entre 1.100 y 1.300 m., en la zona de Pico Meda, en el borde meridional de la Hoja.

La superficie de Chantada se extiende por toda la Galicia septentrional y parte de la meridional, y es perfecta sobre los granitos y desigual en los esquistos y cuarcitas, donde da un relieve de tipo apalachiano.

Sobre la superficie se instalaron los depósitos terciarios que sólo se conservan en las cuencas hundidas.

Dadas las características de los depósitos terciarios, compuestos por arcosas de granos de feldespato y abundancia de arcillas que provienen de alteración granítica, se supone que las áreas madres que suministraron los elementos detríticos estaban situadas hacia la parte occidental, donde dominan las rocas graníticas, por lo que el drenaje tendría un sentido aproximadamente opuesto al actual.

La cuenca de Monforte, parte de la cual está representada en la esquina superior derecha del mapa, se hundió por efecto de una gran fractura que se asienta sobre una falla o sobre una banda de cataclisis preexistente, ya que al norte de la Hoja existe un filón de pórfito granodiorítico correlacionable en el tiempo con la intrusión de las granodioritas tardías.

Este filón sigue perfectamente la dirección de la fractura, por lo que se puede asegurar que la falla o una dirección de debilidad importante existía ya antes, y volvió a jugar hundiendo la cuenca de Monforte en tiempos precuaternarios.

Los primeros depósitos cuaternarios son formaciones arcósicas, conglomeráticas, de débil espesor, que pasan hacia el centro de la cuenca a for-

maciones de tipo raña que cubren vastos glacis poligénicos inclinados hacia el centro de la depresión.

La ausencia de cantos graníticos sobre los glacis se justifica por el hecho de que el drenaje existente era ya similar al actual, y los materiales provenían de los relieves orientales. Se produjo, pues, una inversión de los aportes entre el Terciario Superior y el Cuaternario.

Posteriormente tuvo lugar un movimiento basculante de la superficie de erosión hacia la cuenca de Monforte, elevándose tanto por el Sur como por el Oeste, que dio lugar al encajamiento del río Cabe, que discurre a contrapendiente de la penillanura basculada, dando un bello ejemplo de cauce antecedente (BIROT y SOLE SABARIS, 1954).

El Sil se encajó al mismo tiempo, y la forma de su cauce puede deberse al hecho de discurrir por fracturas que limitan una serie de bloques producidos al comenzar el basculamiento de la penillanura.

Finalmente, el Miño, que discurre también encajado, abre ligeramente su valle poco antes de pasar por Orense, donde se identifican tres niveles de terrazas, a 5, 10 a 12, y 25 a 30 m., respectivamente, sobre el cauce actual del río, ocupando la ciudad el nivel más superior.

#### 4 GEOLOGIA ECONOMICA

Los únicos materiales de interés son los granitos orientados, que se han usado para ornamentación y para construcciones; el microgranito, para carreteras, y las granodioritas tardías, tanto para carreteras como edificaciones.

Del granito orientado hay canteras en el santuario de la Virgen de Caideiras (cuadrante inferior derecho del mapa) y en el embalse de San Esteban. Del microgranito las hay en Rebollar (borde meridional del mapa), y de la granodiorita tardía, cerca de la ciudad de Orense.

Existen también canteras abiertas en las metavulcanitas, como la del embalse de los Peares.

En cuanto a hidrología subterránea, las posibilidades son más bien escasas, debido a la falta de porosidad de los materiales paleozoicos.

Las únicas obras que han dado algún resultado han sido las excavadas aprovechando los «lem» graníticos, formados «in situ» por alteración metórica de granitos y granodioritas, y que contienen siempre cierta cantidad de agua.

#### 5 PETROLOGIA

##### 5.1 ROCAS IGNEAS

Atendiendo a la clasificación de E. den TEX (1966), los granitos del NO.

de la Península están comprendidos en dos grandes grupos: granitos anteriores hercínicos y granitos hercínicos.

De los del primer grupo, es decir, de los granitos anteriores a la fase principal de deformación hercínica, únicamente han sido vistos enclaves dentro de los granitos no orientados hercínicos, por ejemplo, dentro del granito de grano fino de Rebollar, al S. de la Hoja. Están casi totalmente absorbidos, pero en algunos casos aún puede reconocerse la textura típica de un ortogneis.

En esta Hoja podemos distinguir representantes de las dos grandes series graníticas (P. FLOOR y R. CAPDEVILA, 1969, y R. CAPDEVILA, 1969), extendidos en toda la cadena hercínica: granitos alcalinos de dos micas y granitos calcoalcalinos biotíticos.

Por orden cronológico serían:

Granodiorita precoz,

Granito de dos micas orientado,

Granito de dos micas grano grueso a medio,

Granito de dos micas porfiroides (tipo Ruñal), y

Granodiorita tardía.

Su descripción la hacemos en este mismo orden.

#### 5.1.1 Granodiorita precoz ( $\text{P}_b^b \text{Y} \text{N}_b^2$ )

Forma un macizo alargado, paralelo a la dirección de la principal deformación hercínica. En esta Hoja se encuentra prácticamente el borde SE. del macizo de Chantada-Taboada, el de mayor superficie en el NO. de España, con una longitud de unos 90 km. y una anchura media de 5 a 8 km.

Los terrenos encajantes son la formación «Ollo de Sapo» y la serie alternante de esquistos y cuarcitas que yacen sobre él, por el borde E., y la serie infra-ordovícica del anticlinal Frontón-Herbedeiro, por el O.

La granodiorita ha dado lugar a un metamorfismo de contacto; pueden verse cristales de andalucita en las zonas en las que las condiciones metamórficas regionales reinantes permitieron su estabilidad una vez terminada la acción térmica de la granodiorita.

El momento de su emplazamiento ha sido posterior al momento culminante del metamorfismo regional hercínico más importante. Los contactos no son netos, y pueden verse sobre el terreno, hasta unos 500 m. del borde del macizo, inyecciones de granodiorita de espesor variable.

Con una distribución discontinua, la granodiorita se encuentra filonizada por la acción de la fase III de plegamiento. Así pues, su edad estará comprendida entre las fases II y III. Esto no parece ocurrir así a lo largo de todo el macizo, pues hacia el Norte, ya en la Hoja de Chantada, corta estructuras de la fase III.

En cuanto a su forma de emplazamiento, creemos, por las razones ex-

puestas en el apartado de Tectónica, que se encuentra cicatrizando una gran fractura.

La facies común de este macizo es una roca de grano grueso, de color gris oscuro, en la que destacan como características distintivas de visu la presencia de megacristales idiomorfos del feldespato potásico, de 3 a 8 cm. de longitud, gruesos cristales de cuarzo alotriomorfo y ausencia de moscovita, salvo cuando la granodiorita está cerca del borde de los granitos posteriores o filonitizada en la dirección de la esquistosidad de fase III.

Dentro del macizo aparecen enclaves de rocas anteriores de composición tonalítica y diorítica, pero desconocemos las relaciones genéticas entre éstas y la granodiorita.

Hemos distinguido una facies de variación, posterior a la facies común, cuya composición es la de un granito adamellítico. También deformada por la fase III, es de grano grueso. Esporádicamente pueden verse megacristales de feldespato K, y la moscovita sigue estando subordinada a la biotita  $\{_{0-3}^{b} Yn_{sill}^2\}$ .

En cuanto a filones tardíos, rara vez se encuentran pegmatitas con grandes cristales de moscovita y turmalina, también deformados por la III fase.

En líneas generales, la granodiorita de este macizo es bastante homogénea en cuanto a composición y tamaño de grano, que suele ser grueso. La textura es granular porfídica, y está constituida por cuarzo, feldespato, plagioclasa y biotita. Como accesorios destacan: apatito, circón y opacos, siempre presentes, y allanita, esfena y moscovita en algunas preparaciones.

La plagioclasa es el mineral dominante; se presenta en cristales subidiomorfos, en gran parte zonados, con el núcleo más cálcico que la periferia, maclados. El contenido medio de anortita se encuentra entre la oligoclase básica y andesina. El núcleo, más cálcico, puede presentar alteración incipiente a sericita.

El cuarzo aparece en cristales alotriomorfos, casi siempre con marcada extinción ondulante y frecuente textura en mortero. Son abundantes los entrecrecimientos mirmequíticos con la plagioclasa.

El feldespato potásico es en gran parte alotriomorfo, pero presenta algunos cristales subidiomorfos. Normalmente está pertitizado.

La biotita, que suele ser la única mica presente, es fuertemente paleocroica y con numerosas inclusiones de circón y apatito. Puede encontrarse cloritizada.

La media de los análisis modales que se han efectuado en varias muestras ha sido:

Plagioclasa	...	...	...	...	...	...	38,60	por 100
Cuarzo	...	...	...	...	...	...	26,70	" "
Feldespato K	...	...	...	...	...	...	23,20	" "
Biotita	...	...	...	...	...	...	9,70	" "
Accesorios	...	...	...	...	...	...	1,80	" "

Dentro de las granodioritas aparecen, alcanzando gran desarrollo en algunas zonas, granitos de composición adamellítica muy parecidos a los granitos orientados posteriores. Opinamos que se trata de una facies de variación de la granodiorita, pues se encuentran siempre asociados a ella. Los criterios que utilizamos para distinguir estos granitos de los que hacen su aparición posteriormente son:

- Entre la granodiorita y sus facies de variación hay rocas de composición intermedia en la zona de contacto, es decir, un paso gradual de una a otra. Los granitos posteriores dan contactos netos.
- Presencia de plagioclásas zonadas en las facies de variación, menos frecuentes en los granitos posteriores.
- Feldespatos potásicos casi siempre muy pertitizados en las facies de variación de la granodiorita; raras las pertitas en los granitos posteriores.
- Mayor contenido de biotita en las facies de variación. En los granitos adamellíticos no relacionados con la granodiorita, puede aquélla llegar incluso a desaparecer totalmente, y no es rara la presencia de granates o turmalinas.

En cuanto a las tonalitas, son estas rocas de color oscuro, generalmente de grano medio, en la que pueden distinguirse de visu pequeños cristales verdosos de anfíbol tipo hornblenda. Su textura es granular hipidiomorfa; compuesta por plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol monoclinico, feldespato potásico y piroxeno monoclinico; como accesorios, esfena, apatito, circón, opacos y rara vez allanita.

La plagioclasa (An 32 por 100) es el mineral dominante, presentándose en cristales subidiomorfos, maclados y zonados, con el núcleo generalmente alterado a sericitita.

El cuarzo se encuentra en cristales alotriomorfos casi siempre con extinción ondulante y textura en mortero.

La biotita es el férmico dominante. Tiene intenso pleocroismo rojizo y gran riqueza en inclusiones de circón y apatito.

El anfíbol, de color verdoso oscuro, corresponde a una hornblenda. Con menor frecuencia pueden encontrarse piroxenos monoclinicos.

Como accesorios: esfena, que puede verse a simple vista, sobre todo cuando está incluida en los feldespatos; circón, apatito, opacos y rara vez allanita, que siempre está zonada.

### 5.1.2 Granitos de dos micas orientados ( $\frac{b}{n} \gamma^2$ )

Se presentan formando un macizo alargado y concordante con las estructuras, que tiene aproximadamente unos 15 km. de longitud y anchura variable.

Las rocas encajantes son la serie infraordovícica del anticlinal Frontón-Herbedeiro y el borde SO. de la granodiorita precoz. En el primer caso, dan lugar a la aparición de una aureola de metamorfismo de contacto, pudiendo verse en los términos más esquistosos de las rocas metamórficas encajantes grandes cristales de andalucita. En el segundo caso, los contactos son también netos, viéndose muy raramente inyecciones graníticas hasta sólo unos pocos metros del borde dentro de la granodiorita.

Se encuentra filonitizado según la dirección de la esquistosidad de fase III. Entre Cimadevila y Viluje, en el barranco del río Sil, cuadrante II, puede verse una cúpula que parece haber sido comprimida durante esta fase.

Su emplazamiento tiene lugar después del de la granodiorita y probablemente ya comenzada la actuación de la fase III de plegamiento.

Pueden distinguirse en el campo diferentes facies: con megacristales de feldespato, con moscovitas gigantes, y de grano fino. Son raros los enclaves de rocas encajantes, así como las manifestaciones filonianas tardías.

En el microscopio, los granitos orientados presentan una textura granuda alotriomorfa, con evidentes signos cataclásticos. Sus componentes minerales principales son el cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa, biotita y moscovita; como componentes secundarios, sericita y minerales arcillosos, pseudomórficos de plagioclasas y clorita, pseudomórfica de biotita.

El cuarzo se presenta en granos alotriomorfos, agrupados en zonas con marcada extinción ondulante y localmente estructura en mortero.

Los feldespatos potásicos son los minerales que mejor han soportado la deformación e incluso la alteración; están presentes en grandes cristales subidiomorfos de microclina que destacan sobre los otros minerales que han sido triturados. Este fenómeno es debido a la mayor elasticidad de este mineral. Pueden observarse las típicas maclas en enrejado e igualmente intercrecimientos micropertíticos.

La plagioclasa se presenta fracturada, en parte maclada polisintéticamente, aunque no siempre, y con un grado de alteración elevado en productos sericítico-arcillosos; las maclas están distorsionadas. Se han obtenido las siguientes características ópticas: ángulo axial  $ZV_x$ : 78°, ángulo de máxima extinción 14°, el contenido de anortita varía del 7 al 10 por 100.

La biotita resiste mal la deformación y se transforma en productos cloritosos con segregación de agujas de rutilo y cruceros claramente distorsionados. Son frecuentes las inclusiones de apatito y círcón.

La moscovita, por el contrario, no se altera, los cruceros también están distorsionados y presentan en algunas preparaciones agujas de sillimanita en claro desequilibrio químico; parte de esta moscovita proviene del reemplazamiento de las plagioclasas.



Foto 1.—Esquistsosidad  $S_2$  subvertical, plegando a una esquistsosidad anterior  $S_1$ , visible por las bandas más oscuras, micáceas. Metavulcanitas de Peñes.

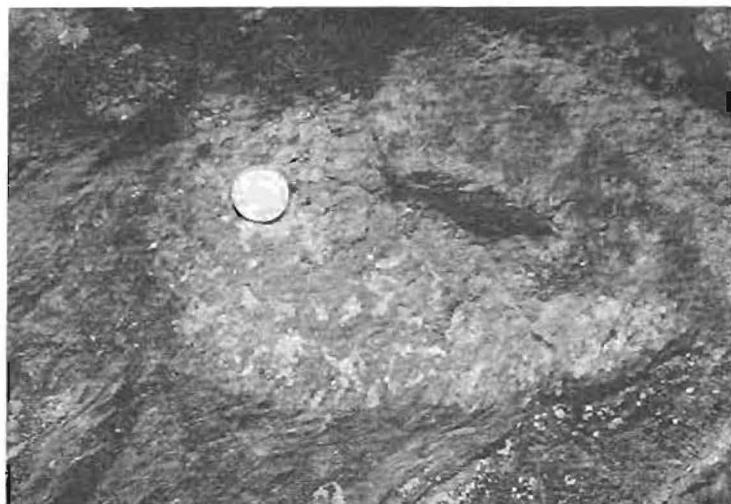


Foto 2.—Diferenciado pegmatoide, englobando en los bordes a la esquistsosidad  $S_2$ . Carretera Oronse-Monforte (km. 32.2).



Foto 3.—Aspecto general de los pliegues de fase II, verticalizados por la fase III. Son muy abundantes las superficies de transposición. Monte Nogueira; 1 km. al oeste de Nogueira.



Foto 4.—Detalle de la anterior, donde se ve la esquistosidad de flujo  $S_2$ , de plano axial de los pliegues de fase II, perpendicular a la estratificación en las charnelas de los mismos.

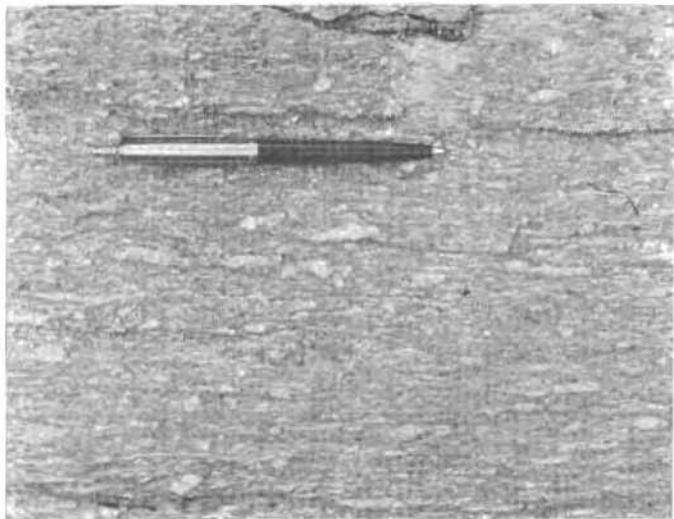


Foto 5.—Metavulcanitas del nivel inferior. Núcleo del anticlinal de Frontón-Herbedeiro. San Esteban.



Microfotografía 1.—Clasto de cuarzo volcánico, corroido, de la formación «Ollo de Sapo». Cerca de Fondón (niveles cruzados. X 50).

Una media de los análisis modales realizados, aun no siendo representativa en este tipo de muestras sometidas a cataclasis, sería:

Cuarzo ... ... ... ... ...	22,30	por 100
Feldespato K ... ... ... ...	29,80	> >
Plagioclasa ... ... ... ...	22,60	> >
Biotita ... ... ... ...	10,30	> >
Moscovita ... ... ... ...	14,40	> >
Accesorios ... ... ... ...	0,60	> >

### 5.1.3 Granito adamellítico ( $\frac{b}{2-3} \gamma^2$ ; $\frac{b}{0-3} \gamma n_{\text{sill}}$ )

Son los granitos más frecuentes en toda Galicia, y los de estructura más compleja.

Se encuentran formando un macizo de contornos muy irregulares. Los terrenos a los que intruyen son la serie infraordovicica, los granitos orientados y las granodioritas precoces. Los contactos con las series metamórficas son, en la mayor parte de los casos, difusos, alternando bandas de granito con gneises más o menos migmatíticos en zonas que pueden llegar hasta 1 km. de anchura. Por esta razón, los contactos son difíciles de cartografiar, y hemos optado por distinguir dentro de los terrenos metamórficos encajantes una zona en la que las inyecciones graníticas y las migmatitas alcanzan el 50 por 100 del total de los materiales.

Los contactos netos y discordantes son raros. Dentro del macizo granítico, los enclaves de gneises y esquistos son muy abundantes. Cuando intruyen a los granitos orientados es difícil sobre el terreno distinguir cuándo comienza uno u otro, pues los bordes del no orientado suelen presentar una estructura paralela a la dirección de filonitzación del granito orientado que gradualmente se pierde hacia el interior del macizo. Si el encajante son las granodioritas precoces, el contacto es neto. Son tardíocinemáticos respecto a la fase III.

Estos granitos están estrechamente ligados al metamorfismo, pues aparecen siempre dentro de la zona de la sillimanita, y están asociados a zonas de migmatización. El granito adamellítico ha debido de formarse por anatexia en zonas profundas, en el momento en que el metamorfismo principal hercínico alcanzó la máxima temperatura (entre F-II y F-III) y haber sido transportado hasta su posición actual poco antes o después de finalizar la fase III.

De su facies de variación, hemos cartografiado una de grano fino y un granito moscovítico, en el borde sur de la Hoja, que es donde se encuentran mejor representados ( $\frac{b}{c-4} \gamma^2$ ).

*Granito de dos micas de grano fino (b<sup>b</sup>γ<sup>2</sup>)*.—Se presenta en pequeños stocks de forma irregular, groseramente alargados, y en estrechos filones relacionados con estos cuerpos mayores. Atraviesan a la facies común, dando un contacto muy neto; puede apreciarse, en el borde del de grano fino, una estrecha banda de uno o dos metros, con notable orientación de pequeños cristales de micas, paralela al contacto, que es subvertical; esta orientación desaparece gradualmente hacia el interior del stock. Su composición es idéntica a la facies común.

*Granito moscovítico (c-2-γ<sup>2</sup>m)*.—Su afloramiento es de forma irregular sobre el terreno y es fácilmente localizable, ya que su color blanco contrasta con el del granito de facies común que se encuentra debajo.

Esta facies queda limitada a algunas zonas de cúpula del macizo, y su origen creemos que es debido a la acumulación de volátiles en las partes altas del plutón.

Las aplitas y pegmatitas con granates, turmalinas, y menos frecuentemente berilo y topacio, aparecen en masas irregulares o en filones que atraviesan a la facies común y a la de grano fino. Con menos frecuencia pueden verse filones de turmalinas y de cuarzo y moscovita. El cuarzo, posterior a las anteriores manifestaciones, es también abundante.

La facies más común es la formada por rocas de color generalmente claro, de grano medio a grueso, sin megacristales de feldespato potásico. Su textura es granular, hipidiomorfa, y sus minerales componentes: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita; como accesorios, apatito, y círcón, y menos frecuentemente granates y turmalina.

El cuarzo se presenta en cristales xenomorfos, con extinción ondulante. Se puede encontrar también en inclusiones redondeadas en la plagioclasa, y con más frecuencia en el feldespato potásico. Forma irmequitas con la plagioclasa y simplectitas con la moscovita.

Los feldespatos potásicos son también alotriomorfos. Pueden existir pertitas.

Las plagioclasas (An. 10 a 12 por 100) se encuentran en grandes cristales subidiomorfos, a veces corroídos por el cuarzo y feldespato potásico, o en pequeños cristales idiomorfos incluidos en esos mismos minerales. No es frecuente que estén zonados.

La biotita aparece en pequeños cristales, con frecuencia cloritizada y con circones incluidos.

La moscovita, generalmente en grandes cristales subidiomorfos, aparece junto a las biotitas. También en pequeños cristales dentro de las plagioclasas.

El principal accesorio es el apatito y en menor proporción se encuentran círcón y alguna vez granates y turmalinas.

La media de los análisis modales que se han realizado es la siguiente:

Cuarzo ...	35,5	por 100
Feldespato K ...	26,0	" "
Plagioclasa ...	28,0	" "
Moscovita ...	8,0	" "
Biotita ...	2,0	" "
Accesorios ...	0,5	" "

El granito de grano fino presenta textura granuda hipidiomorfa, y está compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita; como accesorios, apatito, círcón y algo de rutilo.

El cuarzo aparece en granos alotriomorfos con débil extinción ondulante, como inclusiones en la plagioclasa y más frecuentemente en el feldespato potásico.

Los feldespatos potásicos son xenomorfos, de contornos irregulares, y alguna vez ligeramente pertíticos. Engloban biotitas, plagioclasas y cuarzo, distribuidos de forma irregular.

Las plagioclasas son subidiomorfos, con maclas polisintéticas, muy rara vez zonadas, y localmente alteradas a productos sericitico-arcillosos.

La biotita tiene pleocroísmo intenso y frecuentes inclusiones de círcón y agujas de rutilo. Localmente está cloritizada.

La moscovita se encuentra en grandes cristales, rodeando a la biotita o en pequeñas escamas formadas por reemplazamiento de las plagioclasas.

El granito moscovítico presenta textura granuda hipidiomorfa, siendo sus componentes principales el cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (An: 5-8 por 100) y la moscovita. Los componentes secundarios son productos sericitico-arcillosos seudomórficos de plagioclasa, y como accesorios, turmalina, apatito y óxidos de hierro.

El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos, en general intersticial y con extinción ondulante acusada; se le observa fracturado, pero nunca con textura en mortero.

El feldespato potásico se presenta muy pertitizado.

La plagioclasa aparece en forma de cristales hipidiomorfos o idiomorfos tabulares, y siempre maclados polisintéticamente; tiene un contenido en anortita que varía del 5 al 8 por 100. Algunos cristales presentan antipertitas.

La moscovita se presenta en cristales laminares, y es la única mica existente; sus cruceros no presentan distorsiones.

Dentro de los minerales accesorios destaca la turmalina, que está siempre presente.

La media de los análisis modales realizados es:

Cuarzo	...	...	...	...	...	33,40	por 100
Feldespato K	...	...	...	...	...	9,50	> *
Plagioclasa	...	...	...	...	...	36,60	> *
Moscovita	...	...	...	...	...	19,50	> *
Accesorios	...	...	...	...	...	1,00	> *

media que corresponde a un granito moscovítico.

#### 5.1.4 Granito dos micas porfirole (tipo Ruña) ( $\frac{b}{p} Y_{\text{Sil}}^2$ )

Al SE. de la Hoja se encuentra parte de un pequeño macizo granítico de contornos redondeados que por sus características petrográficas lo hemos incluido dentro de un grupo de granitos de escaso desarrollo en el NO., como son los de la Ruña, Arbos, Ponferrada. No conocemos con exactitud cómo son sus contactos, ya que ha intruido en una zona particularmente compleja; en el campo no es fácil de distinguir de la granodiorita precoz.

No se encuentra deformado por la fase III de plegamiento, y aunque no lo hemos visto relacionado más que con los granitos anteriores a esa fase, por comparación con otros macizos de Galicia, suponemos que es posterior a los granitos adamellíticos de dos micas no orientados y anteriores a las granodioritas tardías.

En el microscopio presenta una textura granudo-porfídica, compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita; como accesorios: sillimanita, apatito, circón y opacos.

El cuarzo aparece en cristales olotriomorfos con débil extinción ondulante, o en inclusiones redondeadas dentro del feldespato potásico.

Los feldespatos potásicos forman grandes cristales subidiomorfos, bastante pertilitizados, y con macetas de Carlsbad; suelen llevar inclusiones de todos los demás minerales.

Las plagioclasas, de composición albita-oligoclase ácida, son subidiomorfos; presentan corrosiones en contacto con el cuarzo. En pequeños cristales pueden encontrarse dentro del feldespato potásico. Normalmente zonadas y localmente reemplazadas por moscovita.

Las biotitas forman grandes cristales, subidiomorfos o alotriomorfos, con frecuentes inclusiones de apatito y circón.

La moscovita se encuentra en grandes lepidoblastos, cerca de la biotita, o reemplazando a feldespatos potásicos o plagioclasas.

De los minerales accesorios, el más característico es la sillimanita, presente en casi todas las preparaciones. Se encuentra en inclusiones, principalmente dentro del cuarzo y de la moscovita.

El apatito suele formar gruesos cristales.

La media de los análisis modales realizados es:

Cuarzo	...	...	...	...	...	...	27,30	por 100
Feldespato K	...	...	...	...	...	...	21,40	> *
Plagioclasa	...	...	...	...	...	...	32,60	> *
Moscovita	...	...	...	...	...	...	11,30	> *
Biotita	...	...	...	...	...	...	5,40	> *
Accesorios	...	...	...	...	...	...	2,00	> *

### 5.1.5 Granodiorita tardía (<sup>b</sup><sub>3-2Y</sub> <sup>2-3</sup><sub>SiSi</sub>)

Por el SO. de la Hoja asoma el borde N. del macizo de granodiorita tardía de Orense, que se encuentra intruyendo a los granitos adamellíticos.

Sus contactos son subverticales, como es visible a escala cartográfica, y ha sido ratificado por las observaciones de las estructuras de flujo proporcionadas por la orientación de los megacristales de feldespato potásico que se orientan paralelamente al contacto, y verticales, ocurriendo igual con los shlieren y enclaves. Dentro del macizo pueden verse estructuras de flujo con diversas inclinaciones, siendo siempre paralela su dirección al contacto.

En el contacto con los granitos hercínicos hemos señalado una zona de borde de la granodiorita con características petrográficas macro y microscópicas muy diferentes a las de la «facies común» del macizo. Dentro de lo que hemos llamado «facies común» no hemos separado los tipos diferentes de tamaño de grano que existen, ya que presentan una distribución caótica.

En su conjunto, la granodiorita tardía es una roca de aspecto grisáceo, blanquecino o rosado (por el feldespato potásico). El tamaño de grano suele ser grueso, con megacristales de feldespato potásico de hasta 5 cm. localmente. Casi siempre con solo biotita, aunque en zonas irregularmente distribuidas pueden encontrarse pequeños cristales de moscovita.

La facies de borde es de grano fino, sin megacristales de feldespato potásico, con cuarzos globulares y moscovita como caracteres distinguibles de visu. Esporádicamente puede encontrarse dentro de la facies de borde otra facies de contacto, cuya característica principal es la presencia de gruesos cuarzos globulares y fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa de hasta 1 cm., empastados en una matriz microgranular de estos mismos minerales; en este caso las micas suelen ser accesorios.

Como en las granodioritas precoces, es frecuente encontrar enclaves de rocas básicas anteriores, como tonalitas y dioritas.

Las manifestaciones filonianas tardías más abundantes son los microgranitos porfídicos de matriz afanítica y de matriz microgranular. Menos frecuentemente se encuentran aplitas, pegmatitas con turmalina, granate y rara vez pirita y cuarzo.

Cabe destacar los filones de microgranito porfídico (con matriz afanítica o microgranulara, pero dominando los primeros), que, enmarcados en una banda de una anchura de 4 km., atraviesan todos los terrenos de la Hoja con una dirección aproximada de 45-55° E.

En cuanto a la edad del emplazamiento de la granodiorita, la situamos después de la fase IV.

En el microscopio, la facies común presenta una textura granular hipidiomorfa, con tendencia porfídica, y está compuesta por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; como accesorios: apatito, circonio, opacos y excepcionalmente allanita.

El cuarzo, en su mayor parte, se presenta en gruesos cristales xenomorfos, con ligera extinción ondulante, o en pequeños cristales redondeados, incluidos dentro de los feldespatos potásicos.

El feldespato potásico aparece en grandes cristales subidiomorfos, con el típico enrejado, o intersticialmente, entre los otros minerales. Se han visto reemplazamientos de moscovita.

Las plagioclásas son subidiomorfas, macladas siempre, normalmente zonadas. Localmente alteradas a productos sericitico-arcillosos o reemplazadas por moscovita. Presentan un ángulo  $2V_x$ : 87° y ángulo de máxima extinción 14-15°. El contenido en An es del 26 al 28 por 100.

Las biotitas suelen encontrarse agrupadas, con fuerte pleocroísmo; encierran apatitos y circones, y pueden estar cloritizadas.

La media de los análisis modales realizados es:

Cuarzo	...	...	...	...	...	...	25,0	por 100
Feldespato potásico	...	...	...	...	...	26,4	>	>
Plagioclasa	...	...	...	...	...	39,5	>	>
Biotita	...	...	...	...	...	7,3	>	>
Accesorios	...	...	...	...	...	1,8	>	>

La facies de borde tiene textura granular hipidiomorfa, siendo sus características principales el tamaño de grano, que es de medio a fino, y la presencia constante de moscovita, casi siempre andalucita y excepcionalmente sillimanita. El contenido medio de anortita en las plagioclásas es del 25 al 28 por 100.

### 5.1.6 Filones de diabasas (Fδ)

Irregularmente distribuidos en la Hoja, se han visto filones de diabasa de dirección similar a la de los microgranitos porfídicos de la granodiorita. Carecemos de datos para asignarles una edad determinada.

## 5.2 ROCAS METAMORFICAS

Ya que el metamorfismo regional ha afectado a todos los materiales sedimentarios, salvo a los depósitos terciarios y cuaternarios, se hará en primer lugar una descripción petrográfica de cada uno de los tipos de rocas que integran las series paleozólicas, incluyendo las características impresas por el metamorfismo y por la tectónica, visibles al microscopio, dando a continuación una breve reseña de la facies y zonas de metamorfismo existentes, así como un esquema de la distribución de ellas sobre el mapa.

### 5.2.1 Serie del anticlinal de «Olio de Sapo»

De muro a techo aparecen los siguientes tramos:

*Formación de «Olio de Sapo».*—Es un porfiroleide con granos de cuarzo y feldespatos englobados en una matriz micácea.

Las micas están orientadas paralelamente, marcando la esquistosidad principal, y generalmente están luego muy finamente crenuladas por la III fase. La mica más abundante es la moscovita, pero se encuentra frecuentemente biotita.

En el campo parece tener más de 200 m. de potencia, y el tamaño de grano aumenta hacia el muro. El cuarzo alcanza hasta 0,5 cm. y los feldespatos hasta 1 cm. en su máxima dimensión, pero suelen ser bastante menores.

Tanto el cuarzo como los feldespatos eran en un principio clastos heredados, y los cuarzos suelen conservar texturas típicas de rocas volcánicas, esto es, bordes corroídos y granos estallados con recristalización en las grietas.

Las estructuras debidas a esfuerzos tectónicos, aparte de la esquistosidad, son visibles en los granos de cuarzo, en los que se observan «microboudinages», extinciones ondulantes, aplastamientos y «strain lamellae».

Los feldespatos y las plagioclasas denotan los esfuerzos a que fue sometida la roca por un aplastamiento que les da un característico aspecto de ojos, así como por la distorsión de las maclas de la plagioclasa.

El origen de la roca es evidentemente detrítico, como lo denota la abundancia de material micáceo y la heterogeneidad del grano, pero tiene una herencia volcánica indudable.

El vulcanismo que suministró parte de los materiales sería de tipo ácido, riódadítico, y no debió tener un origen lejano, ya que se conservaron los feldespatos, y las formas de los clastos de cuarzo a pesar del transporte.

*Esquistos y cuarcitas del Cámbrico Superior y Ordovícico Inferior.*—Como

ya fue descrita esta formación en el apartado de estratigrafía, pasamos a estudiar los caracteres petrográficos de los tipos más comunes.

*Esquistos y pizarras arenosas.*—Corresponden a un depósito detritico muy fino, compuesto por arcillas y en algún caso arenas cuarcíticas, siendo frecuente, aunque no abundante, el óxido de hierro, que confiere a la roca un tono amarillento.

El metamorfismo ha transformado la arcilla en una matriz sericítica o moscovítica fina que da a la roca un aspecto satinado.

Al microscopio se observan laminillas muy delgadas, micáceas, que marcan la esquistosidad principal, la cual está muy finamente crenulada por la tercera fase. En ocasiones dicha fase produce recristalizaciones de moscovita.

Intercaladas con las láminas micáceas existen bandas ricas en cuarzo, de grano muy fino, y atravesando la estratificación se observan raramente filoncillos de exudación de cuarzo, plegados.

Es frecuente encontrar cristales de biotita desorientados, que han crecido en grupos, aprovechando los planos de equisostosidad, y que se deben al metamorfismo térmico producido por la intrusión de la granodiorita precoz.

*Pizarras negras.*—Son rocas de grano muy fino, con cierta cantidad de materia orgánica y composición casi totalmente arcillosa, que ha sido transformada en sericita.

Cuando se encuentran alternancias de capas detriticas finas y de material arcilloso es frecuente ver la estratificación atravesada por la esquistosidad de flujo, o paralela a ella, y ambas a su vez atravesadas por una crenulación de tipo «strain slip».

Cuando están dentro de la aureola de contacto, abundan en estas pizarras los cristales de andalucita.

*Cuarcitas.*—Son compactas, duras, y de tono gris más o menos claro, observándose frecuentemente un fino bandedo litológico.

Al microscopio se presentan como un mosaico equigranular de granos de cuarzo, orientados por la primera fase Hercínica, con algunas láminas de moscovita paralelas a la esquistosidad principal.

En la cuarcita armoricana, el contenido en mica varía mucho según los niveles.

Los minerales de metamorfismo regional que aparecen en esta serie son andalucita, estaurolita, granate y sillimanita, todos tardicinemáticos o posteriores a la fase II.

### 5.2.2 Serie del anticinal de Frontón-Herbedeiro

Ya que la serie ha sido descrita en el capítulo de estratigrafía, nos li-

mitaremos a dar la descripción petrográfica de los tramos, o más bien de los diferentes tipos litológicos.

*Esquistos micáceos.*—Son rocas de aspecto satinado debido a su riqueza en micas.

Abundan la moscovita y la biotita, orientadas según la esquistosidad principal, y cuando el esquisto es cuarcítico, alternando con bandas muy delgadas de dicho mineral. Son abundantes también los óxidos de hierro en algunos niveles.

A parte de la esquistosidad principal, suele observarse otra de crenulación o microplegamiento posterior.

Como minerales índices de metamorfismo se encuentran andalucita, granate, estaurolita y sillimanita.

La andalucita es, en parte, de contacto, producida por la intrusión de la granodiorita precoz, y de los granitos adamellites, y en parte regional. Engloba siempre a la esquistosidad  $S_2$ , y se ha visto en alguna muestra que tiene dentro restos de cristales de estaurolita anteriores.

El granate suele ser subidiomorfo, crecido posteriormente a la esquistosidad principal, que está luego aplastada alrededor de él. Se encuentra frecuentemente roto. Es tardicinemétrico con la fase II y preTECTÓNICO con respecto a la fase III.

La estaurolita se presenta en cristales idiomorfos, tardicinemáticos con la fase II, cuya esquistosidad engloban, y están tectonizados por la fase III. Asimismo se han encontrado cristales con estructuras rotacionales, que indican un origen sincinemático.

La sillimanita se suele encontrar como la variedad denominada fibrolita y parece provenir de las micas, tanto moscovita como blötit; frecuentemente en agujas dentro del cuarzo.

*Cuarcitas.*—Al microscopio aparecen formadas por granos de cuarzo, con láminas de mica más o menos abundantes.

Existe una variedad de cuarcitas, con gran abundancia de moscovita, que suele ir asociada a la serie superior de metavulcanitas.

*Esquistos y cuarcitas carbonosas.*—Son rocas más o menos cuarcíticas, ricas en micas. En las cuarcitas negras es frecuente encontrar una mica de color verde cuyas propiedades ópticas son similares a las de la moscovita.

La principal característica de estas rocas es su alto contenido en material grafitoso, así como en óxidos de hierro y sulfuros.

*Metavulcanitas.*—Son rocas detriticas, con granos aplastados de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y micas, además de los minerales típicos de metamorfismo, citados al describir los esquistos.

El cuarzo se presenta redondeado, al igual que los feldespatos, con un

fuerte aplastamiento que ha dado lugar a la típica forma de ojos de los clastos.

El feldespato potásico tiene frecuentes inclusiones de cuarzo.

Las acciones tectónicas son manifiestas, no sólo por la esquistosidad principal y otra posterior de crenulación, sino por la extinción ondulatoria del cuarzo, el aplastamiento y la distorsión de las macetas de las plagioclásas, y la existencia de sombras de presión en los extremos de los clastos.

El contenido en micas es muy variable, y hay una variedad de cuarcita moscovítica con feldespato potásico en escasa proporción, que probablemente tiene un origen volcánico.

*Calizas*.—Son en realidad mármoles de silicatos cárnicos, que aparecen en formas lenticulares dentro de los esquistos, y que han sufrido un fuerte metamorfismo dinamotérmico.

Al microscopio aparece un mosaico equigranular de calcita, con abundante epidota y un piroxeno monoclinico, tipo diópsido. Como minerales accesorios, se dan: feldespato potásico, moscovita, biotita, anfíbolo monoclinico, tipo tremolita, esfena y opacos.

### 5.2.3 Condiciones físicas del metamorfismo

Los aportes térmicos de la granodiorita dieron en las pizarras cámbicas y ordovícicas una aureola de contacto, marcada por la aparición de blotita y andalucita.

Este metamorfismo térmico está ya enmascarado por la aparición de granate, estaurolita y sillimanita, de metamorfismo regional, y por la migración que afecta al «Oollo de Sapo» en el borde oriental de la Hoja.

Al este del anticlinal del «Oollo de Sapo», el metamorfismo es epizonal de la facies de los esquistos verdes, pero más al Oeste pasa rápidamente a la facies de las anfibolitas, frecuentemente con sillimanita.

Sería un metamorfismo mesozonal, de alta temperatura y presión intermedia, cuya serie de facies estaría entre las de los tipos clásicos Barrow y Abukuma, comparable a la que se encuentra en Northern New Hampshire.

Se encuentran las siguientes asociaciones típicas, de mayor a menor temperatura:

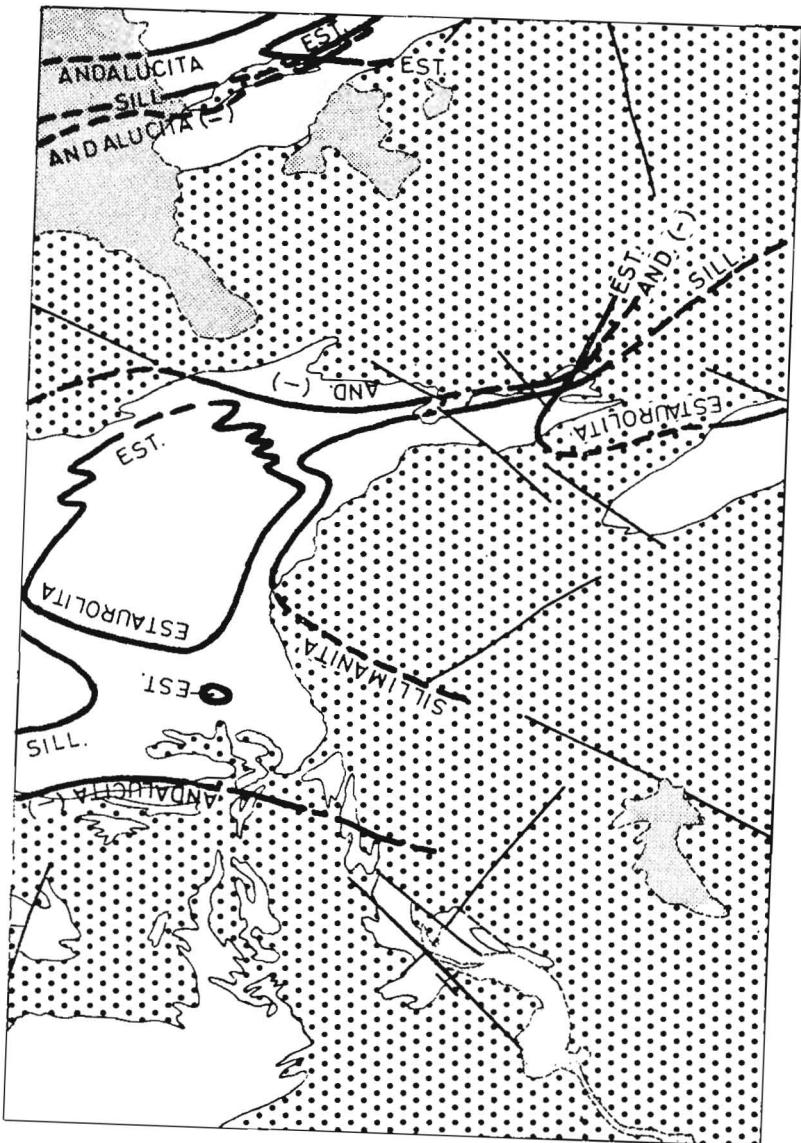
Sillimanita-almandino,

Estaurolita-sillimanita-almandino y

Andalucita-almandino,

todas ellas con moscovita y biotita.

La isograda de la estaurolita, que se considera como prácticamente in-



*Esquema 3.—Isogradas de andalucita, sillimanita, estaurolita y andalucita (—).*  
*Punteado fino: Terciario y Cuaternario. Punteado grueso: granito y granodiorita.*

dependiente de las variaciones de presión, aparece en esta Hoja dentro de la isograda de la sillimanita y fuera de ella.

La aparición de la sillimanita depende tanto de la temperatura como de la presión, y a esto se debe el hecho de que las isogradas sillimanita y estaurolita se corten.

En efecto, suponiendo una misma temperatura para todos los puntos de la isograda de la estaurolita, cuando ésta aparece dentro de la de sillimanita indica unas condiciones de mayor presión que cuando aparecen fuera de ella.

Esto coincide a grandes rasgos con las conclusiones geológicas.

Cuando son mayores las condiciones de presión, estamos en los tramos más profundos de la serie; en cambio, en los tramos más superficiales (Cámbrico «Olio de Sapo», y Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior de Pandeconde), las presiones serían menores y la estaurolita aparece fuera de la isograda de la sillimanita (Esquema 3).

No obstante, factores como los esfuerzos tectónicos y cargas suplementarias debidas a plegamientos han debido influir igualmente en el trazado actual de las Isogradas.

Existe una zona entre la isograda de la sillimanita, y la de la andalucita (—), es decir, desaparición de andalucita para dar sillimanita, en la que ambos minerales coexisten, lo que indica unas condiciones físicas restringidas a una estrecha banda dentro del gráfico presión-temperatura, y que sobre el terreno tienen una extensión relativamente amplia.

La asociación andalucita-almandino indica una menor temperatura que el resto.

La Isograda de la sillimanita es aproximadamente paralela al contacto de los granitos. Se supone, por tanto, que los granitos, en su mayoría paraautóctonos, intruyeron por las áreas de mayor temperatura, habiéndose formado por anatexia en zonas algo más profundas.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M. (1967).—«L'unité de Braganza Tras os Montes Portugal Metamorphisme et tectonique.» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 301-304.
- ANTHONIOZ, P. M., y FERRAGNE, A. (1967).—«Sur la présence d'orthgneiss en Galice Moyenne NW. Espagne.» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 265, pp. 818-851.
- (1969).—«Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations d'œillees dans le NW. de la P. Iberique.» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 269, pp. 138-141.
- ARPS, C. E. S. (1970).—«Petrology of a part of the western Galician Basement

- Between the Rio Jallas and the Ria de Arosa (NW. Spain) with Emphasis on zircon investigations.» *Leidse Geol. Med.*, vol. 46, pp. 57-155.
- AVE LALLEMANT, H. (1965).—«Petrology petrofabrics and structural geology of the Sierra de Outes Muros Region.» *Leidse Geol. Med.*, pp. 147-175.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches Morphologiques dans le NW. de la Peninsule Iberique.» *Memoires et documents*, vol. 4, pp. 9-60.
- BIZOUARD, H.; CAPDEVILA, R., y GAVEN, C. (1970).—«Microanalyse de gneiss daplites et de granites de Galice oriental.» *Bol. Inst. Geol. Min. España*, vol. 81, pp. 299-304.
- BRELL PARLADE, J. M. (1972).—«Estudio litoestratigráfico del Terciario del oeste de Asturias y Galicia.» *Tesis Mem. Inéd. Facultad de Ciencias*, Madrid.
- CAPDEVILA, R., et VIALETTE, I. (1965).—«Premier mesures d'age absolu effectuées par la méthode au strontium sur les granites et micaschistes de la province de Lugo (NW. de L'Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 260, pp. 5.081-5.083.
- CAPDEVILA, R. (1965).—«Sur la géologie du Precambrien et du Paléozolque dans la région de Lugo et la question des plissements assyntiques et sardes en Espagne.» *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, núm. 80, pp. 157-174.
- (1966).—«Sur la présence de sills basiques et ultrabasiques métamorphisés dans la région de Villalba (Lugo-Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 262, pp. 2.193-2.196.
  - (1967a).—«Répartition et habitus de l'apatite dans le granite de Neira (Espagne) comparaisons avec les données expérimentales et applications pétrogenétiques.» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 1.694-1.697.
  - (1967b).—«Extension du métamorphisme régional hercynien dans le nord-ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, Leon).» *C. R. Soc. Soc. Geol. Fr.*, núm. 7, pp. 277-279.
  - (1968a).—«Zones de métamorphisme régional progressif dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne).» *C. R. Acad. Sc. vol. 266*, pp. 309-312.
  - (1968b).—«Les types de métamorphisme intermédiaires de basse pression dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 266, pp. 1.924-1.927.
  - (1968c).—«La symétrie du cloritoïde dans les micaschistes de Galice nord-orientale, NW. de l'Espagne.» *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, vol. 91, pp. 508-510.
  - (1969).—«Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale.» *These. Université de Montpellier*, pp. 431.
- CAPDEVILA, R., et FLOOR, P. (1969).—«Les différents types de granites her-

- cyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne.» *Bol. Inst. Geol. Min. España*, vol. 81, pp. 215-225.
- CARLE, W. (1950).—«Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia.» *Publ. Extranjeras Geol. Esp. C.S.I.C.*, vol. 5, pp. 61-90.
- DROT, J., et MATTE, Ph. (1967).—«Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite Galicia y León.» *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 93, pp. 87-92.
- FERRAGNE, A. (1966a).—«Sur les conditions du métamorphisme et de la migmatisation de la série de Celanova (province d'Orense, Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 263, pp. 480-482.
- (1966b).—«Sur l'existence d'une série volcano-detritique silurienne au nord de Celanova (province d'Orense, Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 262, pp. 832-834.
- (1966c).—«Aperçu sur les formations granitiques de la province d'Orense.» *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, vol. 103, núm. 3, pp. 1-7.
- (1966d).—«Etude des Porphyroïdes de la série de Celanova, province d'Orense, Espagne.» *Actes. Soc. Linn. Bordeaux*, vol. 103, núm. 4, pp. 1-7.
- (1968).—«Sur l'existence d'une socle précambrien dans la région de Viana del Bollo.» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 266, pp. 2.376-2.379.
- (1972).—«Le Précambrien et le Paléozoïque de la province d'Orense.» *These de l'Université de Bordeaux*, I, pp. 249.
- FLOOR, P. (1966a).—«Petrology of an Aegirine-Riebeckite Gneiss-Bearing part of the Hesperian massif: the Galiñeiro and Surrounding Areas Vigo, Spain.» *Leidse. Geol. Med.*, vol. 36, pp. 1-204.
- (1966b).—«Los metasedimentos y gneises graníticos ante-hercínianos.» *Leidse. Geol. Med.*, vol. 36, pp. 223-234.
- (1968).—«Basement rocks of western Galicia as sources for the minin Ria de Arosa.» *Trab. Lab. Geol. de Lage*, núm. 34, pp. 77-84.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J., y OEN ING SOEN (1970).—«Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal.» *Bol. Inst. Geol. Min. España*, vol. 83, pp. 242-244.
- GUILLOU, J. J. (1970).—«Les magnésites cambriennes de Pacios province de Lugo, Espagne, leur environnement paléogéographique.» *Bull. B.R.G.M.*, vol. 4, núm. 3, pp. 5-20.
- (1971).—«Quelques régularités dans la distribution de mineralisations sulfureuses en particulier en Antimoine, dans les niveaux carbonates du Paléozoïque inférieur du Géosynclinal Asturien.» *Ann. Bull. Soc. Geol. Belgique*, vol. 94, pp. 21-37.
- HILGEN, J. D. (1971).—«The Lalín unit a new structural element in the hercynian Orogen of Galicia.» *Koninkl. Nederl. Ak. Van Wetens*, vol. 74, número 4, pp. 1-10.

- JARITZ, W., y WALTER, Z. R. (1970).—«Faziesuntersuchungen im altpaläozoikum nordwest Spaniens.» *Geol. G. B.*, vol. 88, pp. 509-552.
- KONING, H. (1966).—«Les types des roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne).» *Leidse Geol. Med.*, vol. 36, pp. 235-242.
- LOTZE, F. (1945).—«Einige probleme der Iberischen Meseta.» *Goetekl. Forsch.*, 6, pp. 1-12.
- MAASKANT, P. (1970).—«Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia.» *Leidse Geol. Med.*, vol. 45, pp. 237-325.
- MARTINEZ-GARCIA, E. (1969).—«Notas sobre la posición del 'Ollo de Sapo' en las provincias de Zamora y Orense.» *Com. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 37-42.
- MARTINEZ-GARCIA, E., y CORRETGE, L. (1970).—«Nota sobre la serie metamórfica Porto-Villavieja.» *Studia Geol. Esp.*, vol. 1, pp. 47-58.
- MARTINEZ-GARCIA, E. (1971).—«Esquema geológico del NO. de la Provincia de Zamora.» *I Cong. Hisp.-Luso-American. de Geología*, vol. 1, núm. 1, pp. 273-286.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paleozoïque de la Sierra de Caurel.» *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, núm. 7, pp. 243-245.
- (1964a).—«Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas.» *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, núm. 2, pp. 57-58.
- (1964b).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galicie orientale.» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 259, pp. 1.981-1.984.
- (1967).—«Le Precambrien supérieur schisto-gresey de l'ouest des Asturies et ses relations avec les séries Precambriennes plus internes de l'Arc Galicien.» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 1.769-1.772.
- MATTE, Ph., et RIBEIRO, A. (1967).—«Les rapports tectoniques entre le pré-cambrien ancien et le paleozoïque dans le nord-ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions.» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 2.268-2.271.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice, Espagne.» *Trad. du Lab. de Geol. Fac. Sc. Grenoble*, vol. 44, pp. 1-128.
- NOLLAU, G. (1966).—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el oeste de la provincia de León.» *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, vol. 88, pp. 31-42.
- (1968).—«Stratigraphie magmatismus und tektonik der montes de Leon zwischen Astorga und Ponferrada, in nordwest Spanien.» *Geotekst Forsch.*, núm. 27, pp. 71-146.
- (1969).—«Las calizas cambro-silúricas de la región limítrofe entre Galicia y León.» *Com. Serv. Geol. Port.*, núm. 53, pp. 21-35.
- OEN ING SOEN (1970).—«Granite Intrusion Folding and Metamorphism in central northern Portugal.» *Bol. Inst. Geol. Min. España*, pp. 271-298.

- PARGA-PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa del Mapa Geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña.» *Leidse. Geol. Med.*, vol. 21, pp. 467-484.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia.» *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, núm. 59, pp. 333-358.
- PARGA-PONDAL, I., y GOMEZ DE LLARENA, J. (1963).—«Yacimientos fosilíferos en las pizarras metamórficas de Guntin.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, núm. 61, pp. 83-88.
- PARGA-PONDAL, I.; MATTE, Ph., et CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction à la Géologie de l'Ollo de Sapo' formation porphyroïde antésilurienne du nord-ouest de l'Espagne.» *Not y Com. Inst. Geol. y Min. España*, núm. 76, pp. 119-154.
- PARGA-PONDAL, I., y LOPEZ DE AZCONA, J. M. (1965).—«Sobre la existencia de elementos escasos en los granitos de Galicia.» *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, núm. 78, pp. 221-236.
- PARGA-PONDAL, I., y ALEIXANDRE, T. (1966).—«La arenisca ortocuarцитica de Gistral, Lugo.» *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, núm. 87, pp. 59-90.
- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; VERSCHURE, R., et HEBEDA, E. (1965).—«Isotopic ages of two granites on the Iberian Continental Margi the Traba granite (Spain) and the Berlenga (Portugal).» *Geol. Mijnb.*, vol. 44, núm. 10, pp. 353-354.
- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; VERSCHURE, R.; HEBEDA, E., y FLOOR, P. (1966).—«Isotopic evidence for upper-cambrian or lower-ordovician granite emplacement in the Vigo Area, north-western (Spain).» *Geol. Mijnb.*, vol. 45, núm. 2, pp. 36-40.
- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; VERCHURE, R.; HEBEDA, E., y VERDURMEN, E. (1970).—«Dating events of acid plutonism through the paleozoic of the western Iberian Peninsula.» *Eclogae Geol. Hely.*, vol. 63, núm. 1, pp. 255-274.
- QUINTERO, I. (1962).—«Graptolites en la provincia de Lugo.» *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, vol. 65, pp. 61-82.
- RIBEIRO, A., y REBELO, A. (1966).—«Stratigraphie et structure de Tras Os Montes Oriental Portugal.» *Leidse Geol. Med.*, vol. 36, pp. 293-300.
- (1969).—«Problemes stratigraphiques et tectoniques de Tras Os Montes Oriental.» *Com. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 101-105.
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia.» *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, vol. 81, pp. 7-20.
- ROMARIZ, C. (1969).—«Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular.» *Com. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 107-156.
- TEX, E. DEN (1966).—«Aperçu petrologique et structural de la Galicie cristalline.» *Leidse. Geol. Med.*, núm. 36, pp. 211-222.
- TEX, E. DEN, and FLOOR, P. (1971).—«A synopsis of the geology of western Galicia.» *Ed. Technip*, París.
- VIDAL BOX, C. (1941).—«Contr. al conocimiento morfológico de las cuencas de los Ríos Sil y Miño.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 39, pp. 121-153.

- VOGEL, D. E. (1966).—«Las rocas catazonales de Cabo Ortegal.» *Leidse Geol. Med.*, vol. 36, pp. 243-254.
- (1967).—«Petrology of and eclogite and pyrigarnite bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW. Spain.» *Leidse Geol. Med.*, vol. 40, pp. 121-213.
- WALTER, R. (1968).—«Die geologie in der nordostlichen provinz Lugo, NW. Spanien.» *Geotekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70.
- WARNAARS, F. W. (1966).—«Las rocas básicas de Monte Castelo, La Coruña.» *Leidse Geol. Med.*, vol. 36, pp. 255-260.
- ZUUREN, A. VAN (1969).—«Structural petrology of an area near Santiago de Compostela.» *Leidse Geol. Med.*, vol. 45, pp. 1-71.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA