

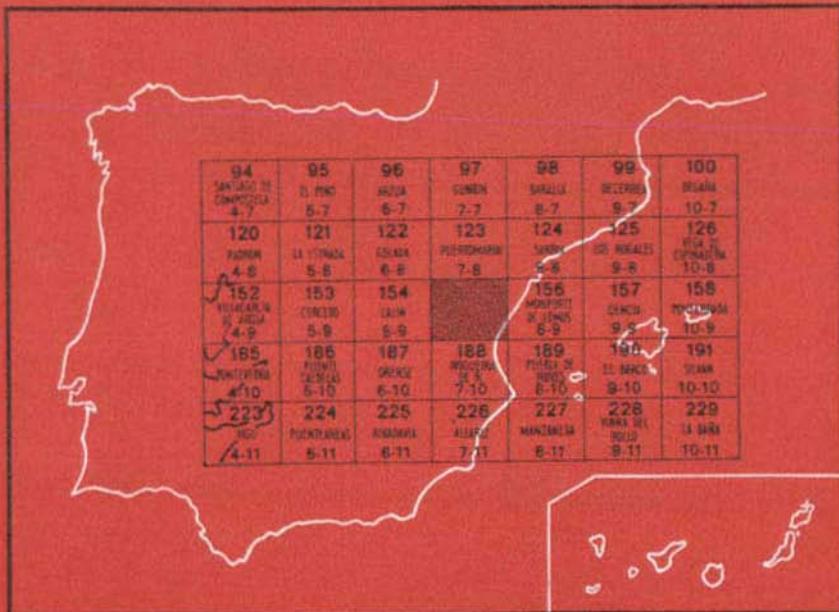


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CHANTADA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CHANTADA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la División de Geología del I.G.M.E., habiendo intervenido los Licenciados en Ciencias Geológicas siguientes: F. González, J. R. Martínez y M. Iglesias, con las colaboraciones que figuran 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 - 7.417 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

INTRODUCCION

La presente Hoja y Memoria número 7-9, Chantada, ha sido realizada por la División de Geología 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:

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

Colaboraciones:

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

Universidad francesa: R. Capdevila.

Universidad holandesa: J. D. Hilgen.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 PALEOZOICO

En el área nororiental de la Hoja aparece la serie del anticlinal «Ollo de Sapo», que abarca desde el Precámbrico al Silúrico y que comienza con la formación del mismo nombre, en su facies de grano fino.

Es un porfiroide de composición grauwáckica o arcósica, con abundantes materiales volcánicos (cuarzos corroídos y clastos de feldespato) que hacen pensar en un origen vulcano-detrítico, siendo el vulcanismo de tipo ácido, riódacítico (PC-CA).

La edad de la formación no se conoce con exactitud, y según los diferentes autores varía desde el Cámbrico al Precámbrico.

Para LOTZE (1945), PARGA-PONDAL, MATTE y CAPDEVILA (1964) sería Precámbrico, pero según ANTHONIOZ y FERRAGNE (1969) serían Cámbrico, y según MARTINEZ-GARCIA (1971) reposaría sobre una potente serie Cámbrica y probablemente Precámbrica Superior, en su mayoría detritica y vulcano-detrítica.

La potencia visible es superior a los 200 m., y pasa en aparente continuidad a la serie superior detritica fina, haciéndose cada vez más escasos los clastos de cuarzo y feldespato.

La formación viene limitada por una serie de capas de ortocuarcita gris con intercalaciones de esquistos, sobre un espesor de más de 20 m.

Este nivel guía cuarcítico yace debajo de un conjunto de esquistos satinados, de tono rojizo y azulado hacia el techo, con una potencia de 300 a 400 m.

Aparecen a continuación unos lechos de cuarcita intercalados con esquistos.

La cuarcita es gris, ortocuarcita en muchos casos, y en bancos de 1 a 20 metros, con frecuentes cambios de facies que hacen desaparecer varios de los bancos.

Así, en la carretera de Escairón a Rebordondiego, predominan las pizarras negras, viéndose algo más al Norte una mayor abundancia de cuarcitas, y siendo éstas muy importantes en el flanco occidental del anticlinal del «Ollo de Sapo».

Se observan claramente pliegues y micropliegues en los niveles cuarcíticos, lo que hace difícil estimar su espesor. Aparecen dichos niveles sobre unos 250 a 300 m. de serie.

Reposa encima una serie de pizarras negras, carbonosas en ocasiones, intercaladas con otras rojizas y ocres que predominan hacia la parte superior, habiéndose encontrado alguna intercalación muy fina de ortocuarcita y bancos de 0,5 a 1,5 m. de liditas (CA-O₁).

Las pizarras negras son en realidad un flysch de capas pelíticas y arenosas muy finas, en lechos milimétricos a centimétricos, en los que se observan estructuras típicas de turbiditas, muy enmascaradas por el desarrollo de la esquistosidad de flujo hercínica (S₂).

La potencia de esta última formación es de unos 350 a 400 m.

La edad de toda la formación detrítica anteriormente descrita puede estimarse como Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, ya que está limitada por varios niveles de cuarcita blanca y gris con intercalaciones esquistosas

y pizarrosas, en las que se han encontrado crucianas y estructuras sedimentarias del tipo estratificación cruzada.

Tales niveles cuarcíticos se siguen perfectamente en toda Galicia oriental, siendo el equivalente de la cuarcita armoricana de edad Arenigense (O_{12}).

Su potencia puede estimarse en 200 a 250 m., aunque probablemente sea mucho menor, y el engrosamiento sea debido a la existencia de pliegues muy apretados de estilo isoclinal.

Sobre la cuarcita armoricana descansan unas pizarras de tono rosado, salmón y rojizas, satinadas en general, que hacia el techo se intercalan con pizarras grises y azuladas, que llegan a dominar (O_2).

La edad de las pizarras y esquistos azulados se puede suponer como Ordovícico Medio, es decir, Llandeilo-Llanvirniense, por ser iguales en facies y posición estratigráfica a las datadas más al Sureste por RIEMER (1966).

El espesor de la formación es de unos 800 a 1.000 m., apareciendo encima una serie de esquistos, pizarras arenosas, cuarcitas micáceas, ampelitas, lítidas, grauwackas y algún nivelillo de conglomerados que se pueden suponer ya de edad Silúrica (O_3-S).

Se ha trazado en la Cartografía un contacto supuesto entre el Ordovícico Medio y el Superior y Silúrico, aproximadamente por donde aparecen los primeros niveles de lítidas, o un poco por debajo de éstas.

En la zona central y occidental de la Hoja existe una importante serie vulcanodetrítica a la que no es fácil asignar una edad determinada por no haberse encontrado fauna (PC-O₁₁).

Comienza con esquistos micáceos y niveles de cuarcita, que yacen debajo de la primera serie de vulcanitas ácidas, ricas en feldespato y plagioclasas.

Las vulcanitas serían materiales piroclásticos removilizados y depositados en medio seguramente marino. Se conservan con poca frecuencia las corrosiones típicas de los cuarzos volcánicos.

La potencia de la formación varía de 50 a 200 m., aproximadamente, siendo frecuentes las intercalaciones de esquistos que predominan hacia el techo, desapareciendo las vulcanitas y dando paso a una serie de cuarcitas micáceas y ortocuarcitas intercaladas con esquistos, y con frecuentes cambios tanto de facies como de espesor.

Así, los esquistos tienen una potencia superior a 100 m., y las cuarcitas varían desde aparecer intercaladas sobre unos 200 m. de serie esquistosa, hasta reducirse a un solo banco de 1 ó 2 m. en la zona noroccidental del anticlinal de Frontón-Herbedeiro.

Sobre las cuarcitas descansa una serie de esquistos con intercalaciones de cuarcitas negras, carbonosas y con abundantes sulfuros, cuya potencia es variable, desde unos 40 m. por la carretera de Peares a Chouzán, a sólo algunos bancos de 2 a 5 m. de cuarcitas negras más al Norte.

Por encima de los tramos cuarcíticos grises y por debajo de las cuarcitas y esquistos carbonosos aparece, al norte del «Cabo do Mondo» y próximo al pueblo de Campaza, un lentejón de mármol que llega a tener 50 m., y que en forma de pequeños lentejones se sigue hasta 12 Km. al Sur, ya en la Hoja de Nogueira de Ramuín.

Sobre los esquistos descansa discordantemente la formación vulcanodetrítica superior, que comienza con cuarcitas micáceas y continúa con lechos de material piroclástico removido, esquistos y cuarcitas intercaladas, con una potencia visible, más al Sur, de unos 600 m.

La discordancia de esta serie sobre los tramos inferiores se observa en la parte meridional de la Hoja, y sobre todo, en la de Nogueira de Ramuín, donde llegan a desaparecer los niveles carbonosos y las vulcanitas reposan muy cerca de los niveles cuarcíticos.

Como argumento adicional se da el hecho de que en la zona oriental y septentrional del anticlinal de Frontón-Herbedeiro no llegan a aparecer en ningún momento los niveles volcánicos, que, caso de existir, quedarían por encima de los esquistos que afloran actualmente.

La edad de todo el 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 A. FERRAGNE en el Silúrico del Sinclinal de Verín, la existencia de dos niveles importantes de metavulcanitas hacen 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 A. FERRAGNE asimila al «Ollo de Sapo» (FERRAGNE, 1972), y así, la serie del «anticlinal de Frontón-Herbedeiro» sería Ordovícica Inferior, Cámbrica y probablemente Precámbrica, lo cual significa que la formación porfiroides cambia de facies hacia el Oeste, y que reposa sobre una serie detrítica y vulcanodetrítica que sería la continuación hacia el Noroeste de la serie de «Porto-Villavieja» descrita como Cámbrico-Precámbrico Superior (MARTINEZ-GARCIA y CORRETGE, 1970).

Apoyaría esta hipótesis el hecho de encontrarse en ambas series unos niveles finos, muy típicos, de «gneis anfibólico», compuestos principalmente por cuarcita con anfíboles, granates y plagioclasa, que no han aparecido, hasta el momento, en formaciones más modernas.

En cuanto a la posibilidad de que la serie fuera de edad Silúrica, a pesar de presentar facies en cierto modo parecidas, 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 metamorfismo regional muy diferente: al Este, la zona del anticinal «Oollo de Sapo», cuyo metamorfismo es siempre de la facies de los esquistos verdes, y al Oeste, la del anticinal de «Frontón-Herbedeiro», con un metamorfismo de facies anfibolitas, casi siempre con sillimanita.

1.2 TERCARIO (T³)

Los depósitos terciarios de la cuenca de Monforte consisten en una serie de materiales detríticos finos, margas, arcillas y arenas que fosilizan un relieve premioceno.

La serie comienza con margas y niveles de calizas margosas, de colores gris, verde y rojo, cuya potencia visible es superior a 20 m.

Los niveles arenosos son raros en esta parte inferior de la columna, la más calcárea de todo el Terciario. Los minerales arcillosos de la fracción fina presentan como dominante la illita, con débiles contenidos en caolinita.

Por encima vienen unos tramos arcillosos, de tonos rojizos y verdosos, muy calcáreos en algún punto, y cuyo contenido en material arenoso es bajo, 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, detríticos, compuestos por arenas sin compactar, debido a la escasez de material arcilloso y de carbonato cálcico, con granos de cuarzo, micas y a veces feldespatos muy alterados.

La fracción arcillosa vuelve a ser frecuente en el techo, presentando illita en proporción del 50 por 100, caolinita y cantidades menores de montmorillonita (BRELL, 1972).

La potencia máxima de sedimentos terciarios en la cuenca de Monforte se estima en unos 90 a 100 m.

Al norte de Chantada, sobre la carretera de Lugo a Portugal, en el borde septentrional de la Hoja, aparece un pequeño resto del Terciario, constituido por arcillas rojas y verdosas, arenas y arcillas arenosas, de las que no se ven más de 7 m. de potencia.

En la fracción fina predomina igualmente la illita, con contenidos menores de montmorillonita y caolinita (BRELL, op. cit.).

La edad de los depósitos es seguramente Terciario Superior, Mioceno, pero es difícil de precisar al no haberse encontrado fauna.

1.3 CUATERNARIO (QAI, QT1-5).

En el borde noroccidental de la cuenca de Monforte, los niveles finos del Terciario se sitúan bajo una alternancia de capas de arcosas y niveles

con cantes de esquistos siliceos angulosos. En Baamorto, la formación tiene unos 30 m. de espesor; los aportes vendrían de las crestas vecinas.

Al alejarnos del borde, los depósitos pasan a ser una delgada película sobre el Terciario, con gruesos cantes de esquistos y cuarcitas, que difiere muy poco de la superficie de erosión desarrollada principalmente sobre el Terciario, y localmente sobre el Paleozoico, que presenta una cobertura de tipo «Raña».

Los depósitos detriticos gruesos de Baamorto se sitúan en el tiempo un poco antes del pleno dominio de las rañas.

Estas son en realidad vastos glaciares poligénicos recubiertos por una película de cantes de cuarcita (BIROT y SOLE SABARIS, 1954).

Se identifican cinco de tales niveles que irían a enlazar con sendos niveles de terrazas, y cuyas alturas sobre el cauce del río Cabe, en Monforte, son las siguientes:

- I 70 a 80 m., aumentando hacia el Norte hasta alcanzar 90 m. por encima del río.
- II 35 a 40 m.
- III 21 a 23 m.
- IV 19 a 21 m.
- V 2 a 3,5 m.

Por debajo de cada una de las terrazas aflora el Terciario, y los sedimentos actuales del río reposan asimismo sobre él.

Se encuentran, además, depósitos aluviales de poca importancia y coluviones de ladera

2 TECTONICA

Nos referimos, 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 las metavulcanitas del Sinclinorio de Peares se puede observar que los pliegues de la fase II deforman a una esquistosidad de flujo (S_1) y que los planos de la esquistosidad S_2 interrumpen a una de flujo que en ocasiones aparece plegada entre ellos.

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

Aparecen, además, en las láminas, minerales que bien pudieran pertenecer a un metamorfismo correspondiente a esta fase. Estos minerales están alterados, por lo que no podemos estimar las condiciones de dicho metamorfismo.

No se observan en el área de la Hoja megaestructuras correspondientes a esta fase.

El relacionarla con el emplazamiento de los complejos básicos de Morais, Bragança, Ordenes, Lalín y Cabo Ortegal no deja de ser atractivo, pero serían necesarios estudios más profundos.

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

Por nuestra parte, no disponemos de suficientes argumentos para discutir a fondo la cuestión y 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 dispuestas según S_1 .

Se ha datado en otras áreas del Noroeste, entre el Devónico Superior y el Carbonífero Medio (MATTE, 1968).

Los pliegues de esta fase son isoclinales, muy apretados, producidos por un mecanismo de flexofluencia, por desarrollo de una esquistosidad de flujo de plano axial, muy visible en el campo de las pizarras y esquistos, y reflejada en los materiales más competentes, por la orientación y aplastamiento de los minerales, visible al microscopio.

El plano axial de los pliegues sería subhorizontal, y la dirección del eje de los mismos estaría comprendida entre 130° y 170°.

Se observan numerosas microestructuras a escala de afloramiento, y se deducen megaestructuras como el Sinclinorio de Peares, asimilable a esta fase y del que trataremos más adelante.

La segunda fase lleva asociado un metamorfismo de presión intermedia, que comenzaría antes de ella y continuaría después, hasta llegar a dar migmatitas, que heredan la esquistosidad S_2 , y están plegadas por la fase III.

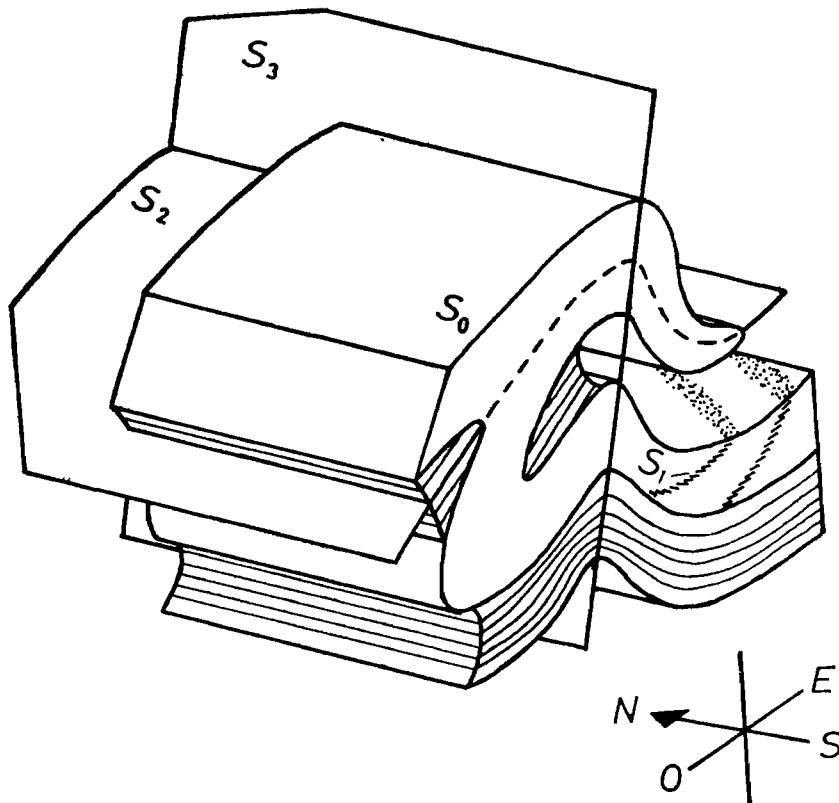
Fase III

Esta fase es quizás la mejor datada, por orientar a unos granitos con una edad de 310 a 320 millones de años y existir otros contemporáneos o ligeramente posteriores, con 290 a 295 millones de años de antigüedad (CAPDEVILA y VIALETTE, 1965).

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

Produce una esquistosidad S_3 , de fractura o crenulación, según los casos, con algunas recristalizaciones de moscovita y esporádicamente de biotita.

Esta S_3 es de plano axial de los pliegues correspondientes a esta fase, grandes estructuras de dirección 135° y 180° con ejes subhorizontales, o ligeramente inclinados al Norte, y de plano axial vertical o inclinado hasta 60° al Oeste, producidas por un mecanismo combinado fluencia-deslizamiento con predominio de este último (esquema 1).



Esquema 1.— S_0 : Estratificación original. S_1 : esquistosidad de la fase I doblada, y con las micas reorientadas por la fase II. S_2 : esquistosidad de flujo y plano axial de los pliegues tumbados isoclinales de la fase II. S_3 : plano axial de los pliegues de fase III que dobran a todas las superficies anteriores. Suele llevar una esquistosidad de fractura o crenulación asociada.

El final del metamorfismo regional, iniciado poco antes de la fase II, viene a coincidir con esta fase III.

Fase IV

Se ha observado una esquistosidad de fractura o crenulación, S_4 , no continua y poco penetrativa, cuyo plano es vertical o buza fuertemente al Este, que puede corresponder a una fase F_{IV} que incluso pudiera ser anterior a la fase III, ya que no se han visto las dos equistosidades cortándose; no se puede establecer un orden de sucesión, pero por comparación con áreas cercanas nos inclinamos a pensar que la tercera fase es anterior a la que produjo la esquistosidad S_4 .

Fases tardías.—Se agrupan bajo esta denominación las deformaciones postesquistosas que no dan grandes estructuras, y las que dan pequeñas son fundamentalmente diferentes de las de cualquiera de las facies anteriores. Aparecen con cierta frecuencia «kink-bands» de simetría monoclinica y plano subvertical, y perpendicular a las estructuras Hercínicas.

Se han encontrado también pliegues centimétricos, agudos, de plano axial horizontal, y producidos por alguna fase tardía, por la intrusión del granito, o bien por la actuación de una fractura muy próxima, en los esquistos y cuarcitas en el enclave situado en el ángulo noroccidental del mapa, cerca del pueblo de Adá.

2.1 PRINCIPALES UNIDADES ESTRUCTURALES

2.1.1 Pliegues

Sinclinorio de Peares.—Llamaremos así a la gran estructura cuyo centro ocupa las metavulcanitas superiores, y que alcanza un máximo desarrollo en la Hoja de Nogueira de Ramuní, apareciendo en la presente sólo una pequeña área en el borde meridional. La serie se repite a uno y otro lado de la estructura.

Dado que las metavulcanitas terminan perisinclinalmente sin que la esquistosidad S_2 resulte doblada en el cierre, como sucede en el resto de los pliegues de la fase III presentes en la Hoja, y como, además, el eje de los pliegues buza al Sur, mientras que los de la fase III son horizontales o se inclinan ligeramente al Norte, asimilamos el pliegue de Peares a la fase II de plegamiento, si bien ha sido luego afectado por la fase III, dando mesoestructuras bien visibles sobre la carretera de Peares a Chouzán.

Ya que el estilo de la fase II es isoclinal, se ha tenido que recurrir al estudio microestructural (micropliegues de arrastre e intersecciones entre la estratificación original y la esquistosidad S_2), de lo que resulta original-

mente sería un sinclinalio tumbado, de plano axial subhorizontal, vergente al Este o Nordeste y llevado a su actual posición tras la actuación de la fase III, formando ahora parte del flanco occidental del anticlinal de Frontón-Herbedeiro.

Anticinal del «Ollo de Sapo».—Es una importantísima estructura de la fase III de plegamiento que se sigue sobre unos 300 Km., desde el extremo septentrional de Galicia hasta la provincia de Zamora, donde desaparece bajo el Terciario de la Meseta.

En realidad se trata de una serie de anticlinales apretados, de eje subhorizontal, y cuyo plano axial buza al Oeste entre 55° y 70°, que van sustituyéndose entre sí.

Es, por tanto, un pliegue volcado en el que se desarrolla una esquistosidad S_3 , a veces de fractura, y generalmente de crenulación muy fina, que se observa casi de una forma continua.

En el centro aflora la formación porfiroide «Ollo de Sapo», y hacia los flancos, el Cámbrico Superior, Ordovícico y Silúrico.

Existe una serie de pliegues relacionados con este anticinal, como son los sinclinalios que lo limitan, tanto por el Norte, en la esquina superior derecha del mapa, como por el Oeste, donde existen varias estructuras que pasamos a describir con más detalle.

La cuarcita armoricana dibuja un sinclinalio, es cubierta por el Terciario y aparece de nuevo al sureste de Monforte de Lemos, para cerrarse poco más abajo.

Límite el sinclinalio por su flanco occidental un anticlinal de plano axial subvertical y dirección 180°, que va a enlazar al Sur, ya en la Hoja de Nogueira de Ramuín, con el anticlinal de Gundivós, en cuyo centro aparece de nuevo la formación porfiroide.

Al este y sureste de Juvencos aparece de nuevo el Arenig en una serie de afloramientos alargados que son cúpulas anticlinales que se cierran en sí mismas o se enlazan entre ellas, lo que se puede interpretar como una figura de interferencia.

Finalmente aparece en el borde septentrional del mapa, ya en el Silúrico y Ordovícico Superior, una serie de pliegues que definen un suave sinclinalio y un anticlinalio de geometría difícil de reconstruir por la ausencia de capas guías, con una dirección NNO.-SSE.

Anticinal de Frontón-Herbedeiro.—Es una estructura de la fase III que aparece en el cuadrante inferior izquierdo del mapa, con una dirección NO.-SE. y charnela subhorizontal. Hacia el Norte se divide en dos anticlinales, uno de los cuales, el más occidental, flexiona su eje, dando poco más al Oeste unas curiosas figuras de interferencias, producidas al doblar pliegues tumbados de la fase II.

El flanco occidental del anticlinal buza entre 40° y 80°, mientras que el

oriental es prácticamente vertical, llegando a estar invertido en algún punto.

Existe en toda la zona del anticlinal, aunque no se ve de forma continua, una importante esquistosidad de fractura o de crenulación, paralela al plano axial del pliegue, que buza al Oeste entre 60° y 70° . Por el flanco occidental aparecen materiales progresivamente más modernos, hasta llegar al sinclinal de Peares. En cambio, por el oriental hay una serie de pliegues apretados, con el plano axial paralelo al de Frontón-Herbedeiro y charnela horizontal que se va suavizando a medida que nos acercamos al macizo granodiorítico de Chantada.

2.1.2 Fracturas

La más importante sería la que luego fue ocupada por la granodiorita de Chantada-Taboada, que representaría la continuación meridional de la gran falla que viene desde la costa septentrional gallega, bordeando el flanco occidental del anticlinal del «Ollo de Sapo», hasta perderse dentro de los granitos y granodioritas antes de llegar a Palas del Rey.

Esta gran falla no se ve en este sector por haber sido aprovechada para su intrusión, según suponemos, por el macizo de Chantada-Taboada. Está justificada por la forma alargada de dicho macizo, por la diferencia de grado de metamorfismo regional a uno y otro lado de él, y también por el contacto mismo de la granodiorita con los esquistos que la circundan.

En efecto, mientras que por el Oeste el contacto es muy difuso, existiendo numerosas migmatitas e inyecciones granodioríticas en los esquistos, lo que lleva a pensar que allí sería paraautóctona, por el flanco oriental el contacto es muy neto, como corresponde a un magma intruido en materiales relativamente fríos, siendo claramente alóctona.

La fractura se situaría en el tiempo simultáneamente con la fase III de plegamiento, o hacia su final, ya que la granodiorita corta los pliegues producidos durante dicha fase.

Tras la fase III de plegamiento se desarrolla un sistema de fracturas, de edad desconocida, de dirección aproximada NO-SE. y otro de dirección NNE-SSO.

Este último da importantes zonas de filonitzación en los granitos.

Una gran falla de esta dirección, debida a una reactivación de la anterior o de una dirección de cataclasis, es la que bordea por el Noroeste la cuenca de Monforte.

La edad de este último movimiento sería del Terciario muy Superior, ya que hunde la citada cuenca, que, a juzgar por el resto de depósitos terciarios que aparece al norte de Chantada, se encontraría primitivamente a mayor altura de la actual.

Existen finalmente fracturas de dirección E-O. y ONO-ESE. Una de ellas, que ha jugado a la vez en la vertical y en dirección, atraviesa la carretera

de Escairón a Rebordondiego, a la altura del Km. 6, desplazando las estructuras de la tercera fase de plegamiento.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos presentes en la Hoja son de edad Infraordovícica, probablemente hasta Precámbrica, y consisten en una importante serie vulcano-detritica 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 por cierto, varios episodios volcánicos importantes, ácidos, que dieron lugar al depósito de materiales piroclásticos, alternando 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 pelíticas pueden observarse estructuras propias de las turbiditas. Limita la serie la cuarcita armoricana, en la que son frecuentes las pistas de tipo cruciana y estratificaciones cruzadas que señalan una época de escasa profundidad de sedimentación. Por encima de ella, el Ordovícico se compone de esquistos y pizarras arenosas, de tono salmón, que hacia el techo se van intercalando con esquistos azulados, de grano muy fino, que llegan a dominar, señalando un aumento en la profundidad de deposición y condiciones sedimentarias tranquilas que duraron al menos hasta el Ordovícico Superior.

Los depósitos de edad Silúrica, que no han sido datados con exactitud en la Hoja, 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, lítitas y grauwackas hace pensar en áreas más profundas.

Probablemente se sitúa en el Silúrico la primera fase de plegamiento, de la que se conservan pocos indicios, 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.

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

Los efectos del metamorfismo son bien visibles en la zona central y occidental de la Hoja. Se trata de un metamorfismo mesozonal de presión intermedia, con biotita, granate, andalucita, estaurolita y sillimanita, de la facies de las anfibolitas, acompañado de una migmatización que se sitúa en la interfase II-III.

En la zona del anticlinal del «Ollo de Sapo» el metamorfismo es epizonal, siempre de la facies de los esquistos verdes, no apareciendo granate más que en la parte más occidental de la banda paleozoica.

En la interfase II-III y en parte durante la fase III tuvo lugar la intrusión del macizo granodiorítico de Chantada, ya que corta algunos pliegues de la fase III y está a su vez deformado por ella.

Dicho macizo cicatriza una gran fractura, producida probablemente durante la fase III, y que separa dos zonas muy diferentes tanto en cuanto a la edad, como en cuanto al metamorfismo.

La fase III de plegamiento puede situarse entre el Westfaliense Superior y el Estefaniense. Dio lugar a pliegues importantes que marcan muy bien la virgación hercínica en toda Galicia y marcó el final del metamorfismo M_2 .

Coincidendo 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 la 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, sin orientación preferente, y no deformada.

Tras la fase principal de deformación hercínica, la cadena sufrió un levantamiento progresivo. 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.

Esta superficie se extiende por toda Galicia septentrional, y es perfecta sobre los granitos y desigual en los esquistos y cuarcitas, donde da un

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				
				SILLIM.	MOSCov.	GRANATE	ESTAUR.	ANDALUC.
F _I	ESQUISTOSIDAD DE FLUJO S ₁ GRANDES MANTOS ?							
INTERFASE								
F _{II}	ESQUISTOSIDAD DE FLUJO S ₂ PLIEGUES TUMBADOS DE ESTILO ISOCLINAL							
INTERFASE								
F _{III}	ESQUISTOSIDAD DE FRACTURA Y CRENULACION S ₃ PLIEGUES IMPORTANTES	GRANODIORITA DE MEGACRISTALES						
INTERFASE		GRANITOS ADAMELLITICOS DE DOS MICAS						
F _{IV}	ESQUISTOSIDAD DE FRACTURA Y CRENULACION S ₄ PEQUEÑOS PLIEGUES							
F. TARDIAS FRACTURACION	PLIEGUES TIPO "CHEVRON" KINK - BANDS FRACTURAS							

The diagram illustrates the temporal sequence of geological events. At the top, a vertical timeline shows the progression from F_I through F_{IV} and ending with F. TARDIAS. Below the timeline, arrows indicate the timing of metamorphic events: M₁ (Metamorphism 1) and M₂ (Metamorphism 2). A large arrow labeled 'MIGMATIZACION' points downwards, indicating the intrusion of granitic magmas. The presence of various minerals is indicated by black shapes: SILLIMITE (thin horizontal lines), MOSCOVITE (dashed lines), GRANATE (large vertical rectangles), ESTAURITE (small vertical rectangles), ANDALUCITE (thin vertical lines), BIOTITE (medium vertical rectangles), and KINK-BANDS (wavy lines).

relieve de tipo apalachiano. Sobre la superficie se instalaron los depósitos del Terciario Superior, que sólo quedan conservados en las cuencas hundidas, salvo algún resto aislado, donde permanecen sobre su primitiva posición, como al norte de Chantada.

Dadas las características de los depósitos terciarios, arcosas con restos feldespáticos y abundancia de arcillas, que provienen de la alteración granítica, se supone que las áreas madres que suministraron los materiales 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 inferior derecha del mapa, se hundió por efecto de una gran fractura que, como ya se dijo, se asienta sobre una banda de cataclasis o sobre una fractura preexistente, ya que al Sur, cerca de Ferreira, existe un filón de pórfido granodiorítico correlacionable en el tiempo con la intrusión de las granodioritas tardías, que no aparecen en la Hoja y que tienen una edad posterior a las últimas fases de plegamiento, debido a su similar composición química.

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 del Cuaternario son formaciones conglomeráticas, que en los bordes de dicha cuenca alcanzan una potencia superior a los 30 m., formados por cantos de esquistos y cuarcitas, y hacia el centro son débiles películas de cantos de cuarcita exclusivamente, empastados por una matriz arenosa y arcillosa, que cubre amplios glacis poligénicos inclinados hacia el centro de la depresión.

Los materiales cuarcíticos gruesos que cubren los glacis y terrazas más modernos son, en su mayoría, heredados del primero.

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 como resultado el encajamiento del río Cabe. Este discurre a contrapendiente de la penillanura basculada, ya en la Hoja de Nogueira de Ramuín, dando un bello ejemplo de cauce antecedente (BIROT y SOLE SABARIS, 1954).

4 GEOLOGIA ECONOMICA

Los únicos materiales de interés que aparecen en la Hoja son las granodioritas preoces, muy duras y compactas, empleadas como material de construcción para carreteras, presas y edificaciones.

Existen varias canteras en los alrededores de Chantada, embalse de Belesar, y en el extremo occidental de la Hoja.

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

Se han abierto varios pozos en las cuarcitas del Arenig, que al estar diaclasadas podrían retener algo de agua, pero los resultados han sido negativos.

Las únicas labores que han dado algún resultado son las excavadas aprovechando los «*lechos*» graníticos, formados «*in situ*» por alteración meteórica de granitos y granodioritas, y que contienen siempre cierta cantidad de agua.

5 PETROLOGIA

5.1 ROCAS IGNEAS

Se distinguen en esta Hoja representaciones de las dos series graníticas (CAPDEVILA y FLOOR, 1969; CAPDEVILA, 1969), extendidas por toda la cadena Hercínica: granitos alcalinos de dos micas y granitos calcoalcalinos biotíticos, que fueron los primeros en emplazarse.

5.1.1 Granodiorita precoz ($\text{P}^{\text{b}}\text{Y}^{\text{2}}\text{Nb}^{\text{2}}$)

Pertenece al grupo de los granitos calcoalcalinos. Forma un macizo alargado, paralelo a las directrices de la deformación hercínica, el llamado de Chantada-Taboada, que es el de mayor superficie de todo el Noroeste, con una longitud de unos 90 Km. Los terrenos encajantes son los esquistos y cuarcitas ordovícicos y silúricos de la serie del anticlinal «Olla de Sapo», por el Este, y la serie infraordovícica del anticlinal de «Frontón-Herbedeiro», por el Oeste.

La granodiorita ha dado lugar a una aureola de metamorfismo térmico que se extiende a más de 2 Km. del contacto, y el momento de su emplazamiento ha sido posterior al momento culminante del metamorfismo regional hercínico.

Los contactos, por el borde oriental, son netos, y en determinados puntos se observa una perfecta línea de contacto entre la granodiorita de me-



Foto 1.—Micropliegues producidos por una fase tardía o por la intrusión de la granodiorita en las corneanas del pantano de Belesar.



Foto 2.—Granodioritas de megacristales. La visible orientación de los feldespatos es debida al flujo. Carretera Monforte-Chantada, en Pesqueiras, cerca del embalse de Belesar.

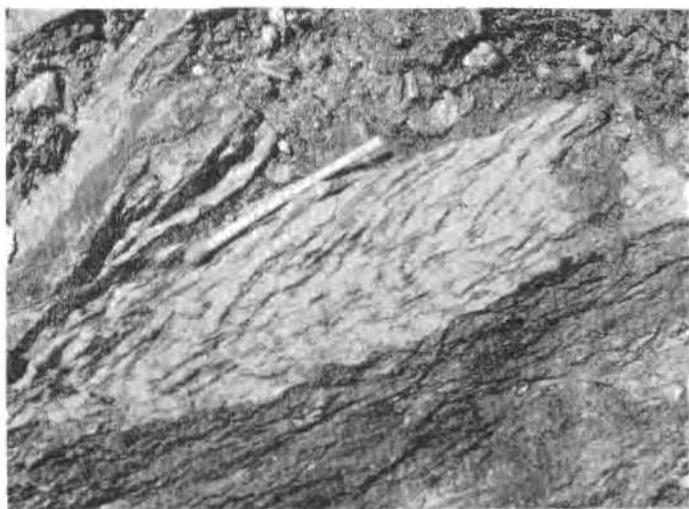
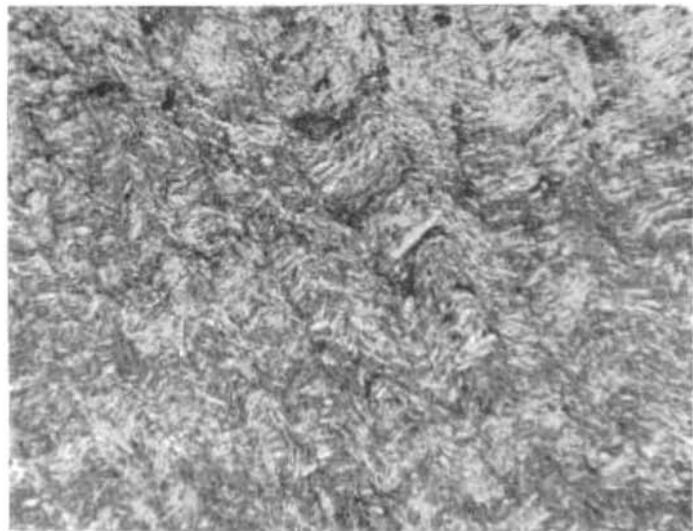


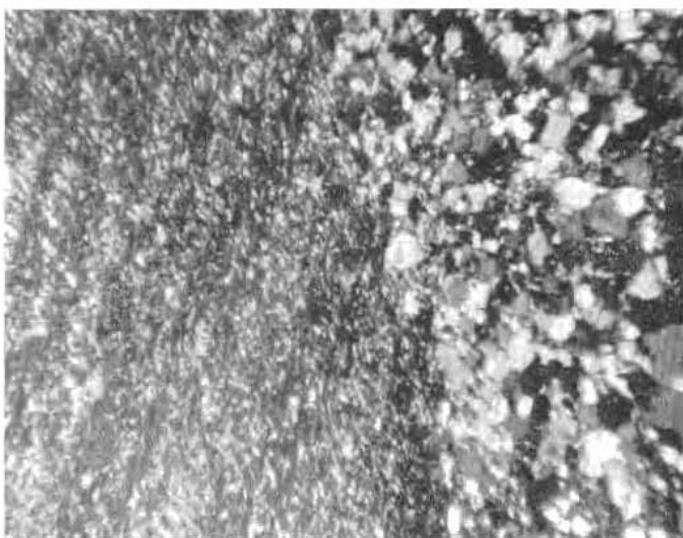
Foto 3.—Esquistosidad principal S_2 paralela a la cerilla. Se observa una esquistosidad S_1 , en forma de bandas más oscuras, plegada por la fase II.
Metavulcanitas de Peares.



Microfotografía 1.—Clasto de cuarzo de la formación «Ollón de Sapo» budinado y con «Strain Lamellae», Piñeiro (nicoles cruzados. $\times 50$).



Microfotografía 2.—Crenulación tipo «Strain slip» doblando a la esquistosidad principal. Sur de Villaesteva (nicoles cruzados. $\times 50$).



Microfotografía 3.—Se observa la estratificación (S_0). A la derecha, cuarcita, y a la izquierda, esquisto con una esquistosidad (S_2) paralela a la estratificación. Crenulación (S_3) tipo «Strain slip» oblicua a S_0 y S_2 . Un kilómetro al este de Sabadelle (nicoles cruzados. $\times 50$).

gacristales y unas corneanas negras muy duras. Por el Oeste, en cambio, el contacto es difuso, y pueden verse sobre el terreno inyecciones de granodiorita hasta muy lejos del batolito.

El granito se encuentra filonitizado por la fase III, pero a su vez corta a sus pliegues, por lo que se supone que en parte intruyó durante dicha fase. En cuanto a su forma de emplazamiento, creemos, por las razones expuestas en el apartado de Tectónica, que se encuentra cicatrizando una gran fractura.

La facies común del batolito es una roca de grano grueso, de color gris oscuro, en la que destacan como características distintivas, de visu, la presencia de cristales idiomorfos de feldespato potásico, de 3 a 8 cm. de longitud, gruesos cristales de cuarzo alotriomorfos, ausencia de moscovita, salvo en pequeñas zonas cerca del borde con los granitos posteriores, que a menudo está filonitizada por la fase III.

Dentro del macizo aparecen enclaves de rocas anteriores de composición tonalítica, pero desconocemos sus relaciones genéticas con la granodiorita.

Hemos distinguido una facies posterior a la común, cuya composición es la de un granito adamellítico. Está deformada asimismo por la fase III. Es de grano grueso, y esporádicamente pueden verse megacristales de feldespato potásico. La moscovita aparece en proporción inferior a la biotita.

Entre las tonalitas hay varias facies de variación, como la microtonalita porfídica y las facies con biotitas gigantes, probablemente anterior a la facies común, que aparece unos 5 km. al sur de Chantada, en el pueblo de Ulfe.

En cuanto a los filones tardíos, se han encontrado en la presa de Belesar aplitas con granate y algunos de pegmatita.

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, plagioclásas 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, y maclados. El contenido medio de anortita varía entre el de una oligoclásica básica y andesina. El núcleo más cálcico puede presentar alteración incipiente a sericitación.

El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos con marcada extinción ondulante y frecuentes texturas en mortero. Son abundantes los entrecimientos mirmecíticos con las plagioclásas.

El feldespato potásico es en gran parte alotriomorfo, pero a veces se observan algunos cristales subidiomorfos. Normalmente está pertitizado.

La biotita, que suele ser la única mica presente, es fuertemente pleocroica y contiene numerosas inclusiones de circón y apatito. Puede estar cloritizada.

La media de los análisis que se han efectuado de varias muestras sería:

— Plagioclasa	38,60
— Cuarzo	26,70
— Feldespato K	23,20
— Biotita	9,70
— Accesorios	1,80

Dentro de las granodioritas aparecen, con cierto desarrollo en la zona Sur, 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 la facies de variación, menos frecuentes en los granitos posteriores,
- feldespatos potásicos casi siempre muy pertitizados en las fases de variación de la granodiorita; raras las pertitas en los granitos posteriores, y
- 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 raro la presencia de granates o turmalinas.

En cuanto a las tonalitas, son estas rocas de color oscuro, generalmente de grano medio, en las que pueden distinguirse, de visu, pequeños cristales verdosos de anfíbol tipo hornblenda. Su textura es granular hidromorfia; compuesta por plagioclásas, 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 pleocroísmo rojizo y gran riqueza en inclusiones de circón y apatito.

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

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

5.1.2 Granitos adamellíticos ($\frac{b}{0-3} \gamma \gamma_{\text{sill.}}^2$; $\frac{b}{2-3} \gamma^2$)

Son los granitos de más frecuente aparición en toda Galicia y los de estructura más compleja. Se encuentran formando un macizo de contornos muy irregulares, e intruyen a la serie infraordovícica y a las granodioritas precoces.

Los contactos con las rocas 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 ya de los terrenos metamórficos encajantes, una zona en la que las inyecciones graníticas y las migmatitas alcanzan hasta más del 50 por 100 del total de los materiales.

Los contactos netos y discordantes son raros, y dentro del macizo granítico los enclaves de gneises y esquistos son muy abundantes.

Cuando intruyen a la granodiorita, los contactos son relativamente netos a escala del afloramiento, pero como son muy abundantes y rodean a los restos, a veces enormes, de ésta, se ha cartografiado una zona de granodiorita, intruida por granito de dos micas, sin separarlos entre sí.

Estos granitos son tardicinemáticos con relación a la fase III, y están estrechamente ligados al metamorfismo, pues aparecen frecuentemente dentro de la isograda de la sillimanita, y asociados a zonas de migmatización. Han debido formarse por anatexia en zonas profundas, en el momento en que el metamorfismo principal hercínico alcanzó la máxima temperatura (interfase II-III), y fueron llevados hasta su posición actual al final de la fase III y después.

Son frecuentes las intrusiones graníticas de este tipo en los esquistos, donde tienen formas muy variadas, desde circulares a alargadas.

Entre sus facies de variación destaca una de grano fino, visible en ocasiones en el borde occidental de la Hoja. Su composición es similar a la de la facies común, se suele presentar en cuerpos pequeños y ligeramente alargados, y muchas veces se la encuentra intruyendo a la granodiorita precoz.

Aparecen aplitas y pegmatitas con granates y turmalina, y menos frecuentemente berilo y topacio, en masas alargadas o en filones que atraviesan a la facies común, a la granodiorita y a veces a los esquistos. Con menos frecuencia pueden verse filones de turmalinas, cuarzo, moscovita y cuarzo.

La facies común está constituida por rocas de color generalmente claro, de grano medio a grueso, sin megacristales de feldespato potásico. Su textura es granular alociomorfa, y sus minerales componentes: cuarzo, feldes-

pato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita; como accesorios, apatito, 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 mirmecitas con la plagioclasa y simpleteas con la moscovita.

Los feldespatos potásicos son también alotriomorfos. Pueden existir pertitas.

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

La biotita, en pequeños cristales, con frecuencia cloritizadas, tiene abundantes inclusiones de círcón.

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; en menor proporción se encuentran el círcón, y alguna vez, granates y turmalinas.

La media de los análisis modales ha dado el siguiente resultado:

— Cuarzo	35,5
— Feldespato K	26,0
— Plagioclasa	28,0
— Moscovita	8,0
— Biotita	2,0
— Accesorios	0,5

5.2 ROCAS METAMORFICAS

Debido a que todos los materiales sedimentarios que aparecen en la Hoja, salvo los depósitos terciarios y cuaternarios, han sufrido un metamorfismo regional, se dará en primer lugar una descripción petrográfica de cada una de las rocas que integran las series paleozoicas, incluyendo las características impresas por el metamorfismo, ya sea de contacto o regional, visibles al microscopio, y a continuación se hará una breve reseña de las facies y zonas de metamorfismo existentes, así como un esquema de la distribución de ellas sobre el mapa.

5.2.1 Serie del anticlinal del «Ollo de Sapo»

De muro a techo aparecen los siguientes tramos:

Formación «Ollo de Sapo»

Es un porfirole formado por granos de cuarzo y feldespato y una gran

abundancia de micas, principalmente moscovita, aunque también es frecuente la biotita.

Afloran en el mapa más de 200 m. de la formación porfiroide, observándose que hacia el muro el tamaño de los granos de cuarzo y feldespato aumenta paulatinamente. El cuarzo alcanza hasta 0,5 cm. y los feldespatos ocasionalmente 2 cm. en una máxima dimensión, si bien suelen ser bastante menores.

Al microscopio se ve una esquistosidad marcada por la orientación de las micas, que ocupan bastante más del 50 por 100 de la roca.

Hay que destacar la aparición de biotita, presente en cristales alargados y frecuentemente tectonizados de nuevo, dando «kink-bands» micrométricos y una crenulación del tipo «strain slip», también presente en los cristales de moscovita.

La biotita no aparece en la serie superior hasta más al Oeste, donde se encuentra con cierta abundancia en áreas de mayor metamorfismo.

El cuarzo se presenta en glándulas de variado tamaño. Corresponden, en realidad, a clastos heredados que suelen conservar texturas típicas de rocas volcánicas, esto es, bordes corroídos y granos estallados, y con recristalización en las grietas.

Se observan en los cuarzos varias estructuras debidas a los esfuerzos tectónicos, tales como microbudinajes, extinción ondulante, aplastamientos y «strain lamellae» (microfotografía 1).

Los feldespatos potásicos y las plagioclásas denotan los esfuerzos a que fue sometida la roca por su aplastamiento, lo 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 de grano, pero tiene una herencia volcánica indiscutible.

El vulcanismo que suministró parte de los materiales sería de tipo ácido, riódáctico, y no podía encontrarse muy lejos, dado que se conservaron los feldespatos y las corrosiones de los clastos de cuarzo a través del transporte.

Esquistos y cuarcitas del Cámbrico Superior y Ordovícico Inferior

Esta formación, con un espesor de unos 900 m., ya ha sido descrita estratigráficamente en el apartado correspondiente, por lo que pasamos a describir los tipos petrológicos más característicos.

Esquistos y pizarras arenosas.—Corresponden a un depósito de arcillas con algo de material detrítico muy fino, casi exclusivamente cuarcítico, y frecuentemente con óxidos de hierro, que dan a la roca un tono rojizo o

amarillento. El metamorfismo ha transformado la arcilla en una matriz serícita que le confiere un aspecto satinado a simple vista.

Al microscopio se observan unas laminillas muy delgadas, micáceas, que marcan la esquistosidad principal, que está luego muy finamente crenulada por la segunda fase Hercínica (microfotografía 2).

Intercalados con las láminas serícitas existen bandas ricas en cuarzo, de grano muy fino, y atravesando la estratificación se observan, en ocasiones, filoncillos de exudación de cuarzo plegados.

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, y ésta atravesada a su vez por una crenulación muy fina, de tipo «strain slip», que no se observa a simple vista (microfotografía 3).

Cuarcitas.—Son compactas, duras y de color gris más o menos claro, observándose frecuentemente un fino bandeadío litológico.

Al microscopio se presentan como un mosaico equigranular de cuarzo, orientado por la primera fase hercínica, con escasos cristales de moscovita paralelos a dicha esquistosidad.

La cuarcita armoricana tiene unas características similares, si bien la abundancia de mica dentro de ella varía mucho de unos niveles a otros.

En el flanco occidental de la serie, cerca ya de la granodiorita precoz, se conservan restos de un metamorfismo regional dentro de la cuarcita. Fuera de ella, estos restos han sido borrados por el metamorfismo térmico producido por la intrusión de la granodiorita.

Estos restos consisten en granates destrozados y alargados, según la esquistosidad hercínica, por lo que se puede asegurar que son anteriores o sincinemáticos con ella. Alternando con los niveles cuarcíticos aparecen pizarras negras y algunas arenosas como las descritas anteriormente.

Esquistos arenosos y micáceos.—Por encima de la cuarcita armoricana, el Ordovícico se compone de esquistos arenosos y otros micáceos muy finos, de tono rojo salmón, que hacia el techo se van intercalando con pizarras negras y azuladas muy típicas. Estas pizarras dominan en la parte superior, desapareciendo las de tonos rojizos.

Los esquistos arenosos y micáceos tienen unas características petrográficas muy similares a las descritas para el Ordovícico Inferior y Cámbrico.

Las pizarras negras y azuladas de edad Llandeilo-Llanvirniense se usan frecuentemente para techar, debido a que se separan en losas compactas muy grandes.

Al microscopio se observa una esquistosidad debida al material serící-

tico recristalizado. Esta esquistosidad está, muy frecuentemente, atravesada por una esquistosidad de crenulación o microplegamiento muy fina, y en ocasiones se observa aun otra crenulación de tipo «strain slip» más gruesa.

Cuando las pizarras han sido afectadas por el metamorfismo térmico del batolito granodiorítico de Chantada, se ha formado biotita y andalucita.

La andalucita se presenta en cristales perfectos, prismáticos, en cuya base es frecuente ver la cruz de la quialtolita, formada por las inclusiones carbonosas que el cristal no pudo expulsar al crecer. No suele presentar un pleocroismo muy acusado.

Hacia la parte exterior de la aureola los cristales no están bien formados, y se pueden ver a simple vista mejor que al microscopio. La andalucita está frecuentemente damouritizada. Por lo que se refiere al Ordovícico terminal y al Silúrico, éstos se componen de esquistos, esquistos cuarcíticos, pizarras arenosas, pizarras negras y niveles de lítitas, grauwackas, anfibolitas y algunos de conglomerados. Describiremos someramente los cuatro últimos, ya que el resto de los tipos litológicos son iguales a los citados en la serie inferior.

Lítitas.—Son rocas muy compactas, negras, formadas por deposición del gel del sílice, en un medio reductor muy rico en materia orgánica. Están frecuentemente atravesadas por filoncillos finos de cuarzo blanco, de exudación, muy replegados, que evidencian los esfuerzos a los que estuvo sometida la roca.

Al microscopio se observa un mosaico equigranular de cuarzos muy finos, recristalizados, bien sea por un proceso metamórfico o simplemente diagenético, y abundantes restos de grafito intersticial.

Grauwackas.—Son más o menos deleznables, según el grado de alteración, y se componen de granos de cuarzo y plagioclasa principalmente. Se encuentran muy rara vez en la serie.

Anfibolitas.—Aparecen en niveles muy finos, a menudo cuarcíticos.

Al microscopio se distinguen los cristales alargados de anfíbolo monoclinico (tremolita), desordenados y repartidos por toda la preparación. Se suelen encontrar también cristalitos de calcita y cierta cantidad de esfena y epidota que, junto con la tremolita, evidencian un depósito calcáreo (areniscas con cemento calcáreo probablemente) metamorfizado posteriormente.

Conglomerados.—Se ha encontrado un solo nivel al norte de Rebordaos, con matriz arcillosa y cantos de cuarzo muy rodados, de hasta 2 cm. de diámetro. Estos clastos son muy poco abundantes y se encuentran espaciados en la matriz.

5.2.2 Serie del anticinal de Frontón-Herbedeiro

Ya que la serie ha sido descrita en el capítulo de Estratigrafía, nos limi-

taremos 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. Abunda 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 muy 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 adamellíticos de dos micas, y en parte regional.

El granate suele ser subidiomorfo, crecido dentro de la esquistosidad principal, que luego está aplastada alrededor de él. Se encuentran frecuentemente rotos. Son sincinemáticos tardíos con la fase III y preTECTónicos con respecto a la fase III.

La estaurolita se presenta en cristales idiomorfos, generalmente tardicinemáticos con la fase II, cuya esquistosidad engloban, y están tectonizados por la fase III.

No obstante, se han encontrado cristales con estructuras rotacionales que indican un origen sincinemático. La sillimanita se suele encontrar en la variedad denominada fibrolita, y parece provenir de las micas, tanto biotita como moscovita.

Cuarcitas.—Al microscopio aparecen formadas por un mosaico equigranular 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 las metavulcanitas.

Calizas.—Son en realidad mármoles de silicatos cálcicos que se encuentran 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 observan: feldespato potásico, moscovita, biotita, anfíbol monoclinico, tipo tremolita, esfena y opacos.

Esquistos y cuarcitas carbonosas.—Son rocas más o menos cuarcíticas, con abundancia de micas, moscovita y biotita en los esquistos.

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.

Metalvulcanitas.—Se componen de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y micas, además de los minerales típicos de metamorfismo citados al describir los esquistos.

El cuarzo se presenta al microscopio redondeado, al igual que los feldespatos, y con un fuerte aplastamiento que ha dado lugar a la típica forma de ojos de los clastos.

El feldespato potásico tiene a veces inclusiones de cuarzo.

Las acciones tectónicas se notan no sólo por la esquistosidad principal, marcada por las micas, y otra posterior de crenulación, sino por la extinción ondulante del cuarzo, el aplastamiento y la distorsión de las maclas de las plagioclasas, 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 muy escasa proporción de feldespato potásico que posiblemente tengan un origen volcánico más o menos lejano.

5.2.3 Condiciones físicas del metamorfismo

Estudiaremos en primer lugar el metamorfismo térmico del borde oriental de la granodiorita, y a continuación, las facies del metamorfismo regional.

Los aportes térmicos de la granodiorita dieron en las pizarras una aureola de contacto marcada por la aparición de biotita y andalucita.

La isograda de la andalucita (esquema 3) es paralela al contacto del batolito y llega hasta una distancia de 2 a 3 Km. del mismo.

La isograda de la biotita que no se ha trazado coincide con la de la andalucita.

Se distinguen dos facies de metamorfismo térmico, la de las corneanas de albita-epidota y la de corneanas de hornblenda. Se sitúa el paso de las corneanas de albita-epidota a los de hornblenda cuando la clorita desaparece en presencia de cuarzo.

En algunas muestras que han dado clorita dentro de la facies de las corneanas de hornblenda, la clorita es secundaria, producida por alteración de la biotita.

Se consideran asociaciones típicas de las facies albita-epidota las siguientes:

Tremolita-calcita,

Epidota-tremolita-calcita.

Las corneanas de hornblenda se caracterizan por la asociación andalucita-moscovita; por tanto, cuando aparece la andalucita sin moscovita se han dado ya como corneanas de albita-epidota.

La asociación andalucita-biotita se encuentra en ambas facies y no es indicativa.



Esquema 3.—Isogradas de andalucita, sillimanita, andalucita (—) y estaurolita. Repartición de las facies del metamorfismo térmico al este del macizo granodiorítico de Chantada. Punteado fino: Terciario y Cuaternario. Punteado grueso: granito y granodiorita.

El metamorfismo regional hercínico de la zona del anticlinal del «Ollo de Sapo» es siempre de la facies de los esquistos verdes, y en su mayor parte de la subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita.

Hacia el Oeste aparece la subfacies cuarzo-albita-epidota-biotita, y llega a aparecer almandino, ya en la subfacies más alta dentro de los esquistos verdes.

Sólo dos muestras en la esquina nororiental del mapa han dado cloritoide.

En la zona del anticlinal de Frontón-Herbedeiro el metamorfismo es de la facies de las anfibolitas, casi siempre con sillimanita.

Sería un metamorfismo mesozonal, de alta temperatura y presión intermedia, cuya serie de facies estaría entre la 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 independiente de las variaciones de presión, aparece en esta Hoja dentro de la sillimanita, lo que indica que la presión era elevada, casi típica de un metamorfismo tipo Barroviense, pero en la Hoja de Nogueira de Ramuín, en series más superficiales, aparece fuera, lo que indica una presión menor.

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

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 de un 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 a los contactos de los granitos, y también a una supuesta isograda del comienzo de migmatización.

Se supone, por tanto, que los granitos, en su mayoría paraautóctonos, intruyeron por las áreas de mayor temperatura.

Los efectos del metamorfismo de contacto en esta área son prácticamente nulos, debido a la intensidad del metamorfismo regional.

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 presence d'orthgneiss en Galice Moyenne NW. Espagne.» *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 265, pp. 818-851.
- (1969).—«Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formation d'oeillees 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 grenats 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 Paleozoïque 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 presence de sills basiques et ultrabasiques metamorphisés dans la region 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. 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 hercyniens 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 Devónico 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-détritique 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'un 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 correlation 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 magnesites cambriennes de Pacios province de Lugo, Espagne, leur environnement paléogéographique.» *Bull. B.R.G.M.*, vol. 4, n.º 3, pp. 5-20.
- (1971).—«Quelques régularités dans la distribution de mineralisations sulfureées 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.» *Geotekl. 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, n.º 1, pp. 273-286.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paleozoïque de la Sierra de Caurel.» *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, n.º 7, pp. 243-245.
- (1964a).—«Sur le volcanisme silurien du synclinale de Truchas.» *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, n.º 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-greuseux 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.» *Geotekt Forsch.*, núm. 27, pp. 71-146.
- (1969).—«Las calizas cambro-silúricas de la región límitrofe 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 a la Géologie de l'Ollo de Sapo' formation porphyroïde antesilurienne 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.
- 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