



IGME

98

8-7

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BARALLA

Segunda serie - Primera edición

45	46	47	48	49	50	51
MIRASOL 5-5	CORTEZ 6-6	VOCALERA 7-5	MESA 8-6	S. MARINA 9-5	CHACAL DEL MARESC 10-6	BEDONTE 11-5
70	71	72	73	74	75	76
MIRONES 5-6	TIERRAS DE LOS MONES 6-6	LUGO	ENTREPIERRE	PONERADA	GRANIZ	MILA DE LA CARRERA 11-6
95	96	97	98	99	100	101
11790	ARTIA	ESTUN	ESTRELLA	ESTRELLA	ESTRELLA	ESTRELLA
9-7	6-7	7-7	8-7	10-7	10-7	11-7
121	122	123	124	125	126	127
M. ESTRADA 5-8	COLADA	PONTERASIN	SABRA	M. AGUILAS	M. AGUILAS 10-8	M. AGUILAS 11-8
153	154	155	156	157	158	159
CARDOZO 5-9	1616	CHAMADA	M. TIBAO	GENCA	PONTERASIN	REHUE
6-9	7-9	8-9	9-9	10-9	11-9	



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BARALLA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

Las presentes Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTEHIC, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, mediante el equipo técnico que a continuación se relaciona:

Geología de campo y gabinete: Apalategui Isasa, Octavio.

Asesoramiento científico: Corretge Castañón, Guillermo, y Martínez García, Enrique.

Colaboradores: Capdevila,, Raymond, y Matte, Philippe.

Colaboración temporal de campo: Abril Hurtado, José; González Lodeiro, Francisco, y Pliego Dones, Domingo.

Coordinación: Abril Hurtado, José.

Dirección del proyecto: García Salinas, Fernando.

Supervisor del I.G.M.E.: Huerga Rodríguez, Argimiro.

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 - 22.528 - 1976

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La presente Hoja núm. 8-7 (98) BARALLA, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, se halla situada en el ángulo NO. de la Península Ibérica y comprendida en las coordenadas $7^{\circ} 31' 10,5''$ y $7^{\circ} 11' 10,4''$ de longitud O. (Greenwich) y $42^{\circ} 50' 04,4''$ y $43^{\circ} 00' 04,4''$ de latitud N.

Desde el punto de vista geográfico se encuentra en la parte oriental de la región gallega, extendiéndose desde el meridiano de Lugo hasta casi el de Becerreá. Sirve de límite occidental el río Miño, y de límite oriental el valle del río Baleira al Norte y la Sierra de Pena de Pico al Sur. Dentro de la Hoja se encuentran las comarcas naturales del valle del Baleira y la de Neira de Jusá.

La Hoja presenta una morfología muy variada, pudiéndose dividir en dos partes. La parte occidental, de formas suaves y valles abiertos sin grandes desniveles topográficos, y de una altura media de unos 400-500 m. La zona oriental es más abrupta, con valles encajados y cotas más elevadas que culminan con las Sierras de Peñago y de Pena do Pico, donde se encuentra el punto más alto de la Hoja (1.182 m.).

La red fluvial está formada básicamente por los ríos Neira y Miño, predominando los tramos de dirección NE-SO., que recogen prácticamente todas las aguas de la Hoja.

El área estudiada pertenece a la zona III (MATTE, 1968) del Macizo Hercínico de Galicia (véase Cuadro 1), caracterizada por:

- a) Presencia de un Precámbrico esquistoso, localmente cuarcítico, bastante potente y de gran monotonía petrológica.
- b) Presencia de un Cámbrico completo, de notable diversidad petrológica, y con una potencia total de unos 1.500-2.000 m.
- c) Desde el punto de vista tectónico, por la presencia de pliegues con plano axial subhorizontal, y que se va levantando progresivamente hacia el E.

El estudio y levantamiento geológico ha encontrado una ayuda eficaz en las publicaciones de BARROIS, Ch. (1882); SAMPELAYO, P. H. (1915-1935-1935-1942-1960); DE SITTER, L. U. (1949); PARAGA-PONDAL, I. (1956-1966); LOTZE (1945); RIEMER (1963); GARCIA DE FIGUEROLA, L. (1965); MATTE, P. (1964-1968), y CAPDEVILA, R. (1964-1970).

1 ESTRATIGRAFIA

En la presente Hoja se encuentra una sucesión, al parecer ininterrumpida, desde el Precámbrico hasta el Ordovícico Medio.

Hay que destacar la existencia de un Precámbrico esquistoso muy monótono en el tiempo y en espacio. También es destacable la diversidad petrológica del Cámbrico.

1.1 PRECAMBRICO

Se han diferenciado dentro del Precámbrico dos series. La serie inferior o «Serie de Alba», formada por esquistos micacíticos que engloban hacia el techo un potente banco cuarcítico, y la serie superior o de «Villalba», formada principalmente por micacitas. Esta diferenciación se estableció por primera vez en los trabajos que la Div. Geol. del I. G. M. E. llevó a cabo en la región en 1973, y puede ser de gran importancia para la interpretación tectónica antehercínica.

1.1.1 Serie de Alba (PC, PC γ)

Aflora en la Hoja en una zona no superior a 1 Km², desapareciendo al NO. por debajo del Pliocuaternario, y limitando al Sur por el granito de Sarria. No se ve la base de dicha serie, en cambio se puede ver perfectamente el tránsito a la serie superior («Serie de Villalba»).

Presenta, de muro a techo, la siguiente sucesión estratigráfica:

- a) Esquistos micacíticos, muy moscovíticos (también contiene biotita, pero generalmente en menor proporción) de coloración amarillenta, hojosos y con irisaciones, que se caracterizan por la presencia de poiquiloblastos de granate y a veces estaurolita. Estas micacitas corresponden en origen a sedimentos arcillosos ricos en alúmina y hierro y a la vez pobres en calcio y magnesio. La potencia de esta serie no se puede deducir, debido a que se desconoce la base, pero se puede asegurar que como mínimo alcanza unos 150 m. de potencia.
- b) Del tramo anterior se pasa a un nivel detritico que comienza con una débil alternancia de cuarcitas micáceas (más biotíticas que moscovíticas) y esquistos micacíticos, para terminar en un banco de unos 40 m. de potencia de cuarcitas algo moscovíticas, que intercala pequeños niveles de micaesquistos moscovíticos de color verdoso.
- c) En el techo se encuentran unas micacitas que se van haciendo más biotíticas a medida que se asciende en la serie, para pasar de forma insensible a la «Serie de Villalba», definida por la presencia de las primeras intercalaciones de anfibolitas.

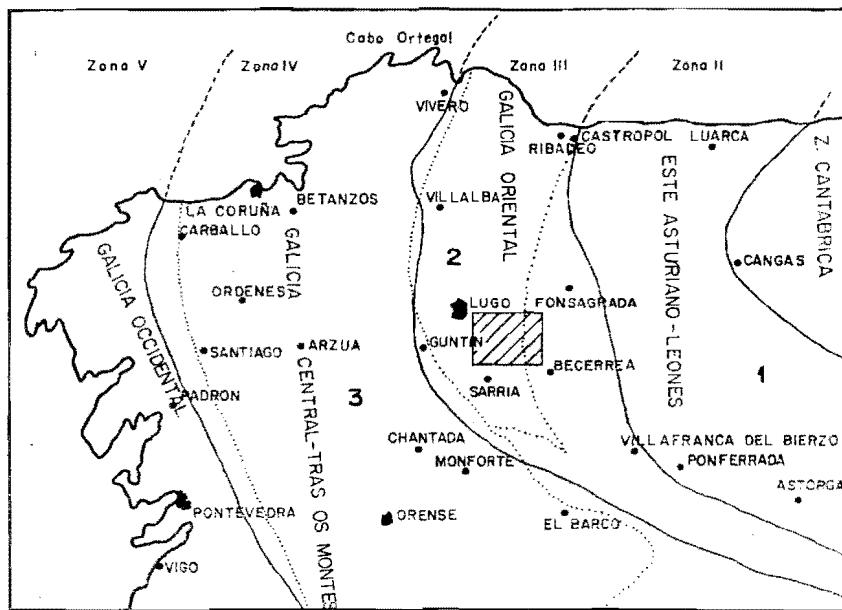
1.1.2 Serie de Villalba (PCξ+ξA)

Se encuentra sobre la «Serie de Alba». La forma una potente y monótona secuencia de esquistos micacíticos, gneis pelíticos con granates y lentejones intercalados de gneis anfibólicos de una potencia máxima de 15 cm. En general la serie es menos moscovítica que la «Serie de Alba», y la moscovita en grandes hojas no suele aparecer.

Los gneis anfibólicos presentan estructura típica en «gerbes», con una distribución irregular de los anfíboles en el plano de esquistosidad. Las anfibolitas son rocas oscuras, de color gris-verdoso y con cierto bandeados, debido a las distintas concentraciones de anfíboles en los planos de esquistosidad. La potencia deducible en la Hoja es del orden de un millar de metros.

1.2 PALEOZOICO

Aparece completo y con una gran diversidad petrológica. La estratigrafía del Paleozoico fue estudiada ya por WALTER (1963), revisada por MATTE (1968) y últimamente por MARCOS (1973).



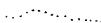
LEYENDA



Cuadrícula de la Hoja, 1:50.000; nº 06-07



Límite aproximado de zonas paleogeográficas



Límite aproximado de dominios tectónicos

1
2
3

Dominio de pliegues de plano axial subvertical

Dominio de pliegues tumbados

Dominio de pliegues tumbados y replegados

Cuadro 1.—Esquema de distribución de zonas paleogeográficas del NO. de la Península Ibérica, y dominios tectónicos principales (MATTE, P., 1968).

1.2.1 Cámbrico Inferior

1.2.1.1 Serie de Cándana Inferior (CA₁q₁)

Se llama así a una serie que consta de un centenar de metros de cuarcitas pardo-grisáceas, a veces azuladas, de grano más fino y compactas, alternando con esquistos satinados de grano fino que se disponen en delgados paquetes y que ha servido para delimitar la separación entre las series esquistosas precámbricas, antes descritas, y el primer nivel carbonatado del Cámbrico Superior. Aflora a lo largo del flanco occidental del sinclinal de Baralla.

1.2.1.2 Serie de Cándana Medio (CA₁e₁) (CA₁c₁) (CA₁q₂) (CA₁c₂)

Está constituida por unos 600 m. de una sucesión esquistosa que de base a techo presenta los siguientes tramos:

- a) 120 m. de esquistos verdosos satinados con moscovita y clorita, que intercalan pequeños niveles de cuarcita.
- b) 60 m. de una serie más gruesa, areniscosa, que cuando se altera presenta colores amarillentos. Hacia el techo esta serie se va haciendo más pelítica, hasta terminar en esquistos con moscovita.
- c) 60 m. de un lentejón de dolomía marmórea (CA₁c₁), de color grisáceo, y que presenta un ligero bandeadío.
- d) Unos 150 m. de pizarras sericíticas, de color grisáceo, que se caracterizan por una gran homogeneidad litológica. Hacia el techo, y sólo en el sur de la Hoja, aparece un banco de cuarcita que localmente llega hasta los 25 m. de potencia (CA₁q₂).
- e) Niveles lenticulares (0-100 m.) de caliza marmórea y dolomía, de colores claros (CA₁c₂), donde se han encontrado estructuras de algas, y posiblemente arqueoziátidos (véase fotografía en Documentación Complementaria).
- f) 150 m. de un tramo detrítico de semiesquistos o «wacka» esquistosa. Se trata de una metamorfita procedente de una arenisca fina y poco elaborada.

1.2.1.3 Serie de Cándana Superior (CA₁q₃)

Unos 200 m. de cuarcitas en bancos, generalmente grisáceas y blancas que alternan con unos niveles tipo flysch de areniscas y pizarras sericíticas. En estos tramos se ven bien los criterios de polaridad (estratificaciones cruzadas, bolas de arena, etc.). Aflora esta serie en el flanco occidental del pliegue de Baralla, así como en el flanco oriental, donde tiene gran exten-

sión de afloramiento debido a una serie de pliegues de Fase 1 que los repite. A este tramo se debe la presencia en la Hoja de zonas con topografía muy abrupta.

1.2.1.4 Serie de las alternancias (CA₁e₂) (CA₁c₃)

Formada por unos 200 m. de pizarras sericíticas de color gris-verdoso y esquistos micáceos. Muy localmente aparecen pequeños bancos de cuarcitas grisáceas y pequeños lentejones calizos que no sobrepasan los 3 m. de potencia (CA₁c₃), y que se han exagerado en la cartografía. La base de esta serie la forman unos 25 m. de esquistos carbonosos con pirita. En esta serie, WALTER, R. (1963) cita el hallazgo de arqueoziátidos y trilobites de edad Georgiense.

1.2.1.5 Caliza de Vegadeo (CA₁c₄)

Consta el tramo de unos 100 m. de calizas, con dolomías en la base y calizas hacia el techo. La roca presenta una intensa recristalización, debido al metamorfismo hercínico, que ha destruido las estructuras primarias, y que se traduce en una débil laminación. Aflora en ambos flancos de la estructura de Baralla. En el flanco oriental aparecen tres barras de caliza, debido a un pliegue de Fase 2 que la repite. Respecto a su edad y dentro de la zona estudiada, no se han encontrado fósiles. No obstante, en la base de la serie superior se ha encontrado fauna del Cámbrico Medio, lo cual hace pensar que esta serie ocupa el techo del Cámbrico Inferior (FARBER y JARITZ, 1964; RUIZ, 1971, y MARCOS, A., 1973).

1.2.2 Cámbrico Medio-Tremadoc

1.2.2.1 Serie Flysch (CA₂O₁₁)

Está formada por unos 600 m. de una serie tipo flysch, donde alternan esquistos sericíticos y pizarras con niveles de cuarcitas y areniscas o esquistos muy cuarcíticos. A veces los niveles más groseros aparecen en forma de glándulas. Esta serie suele dar relieves destacados en la topografía. Aflora en el corazón del sinclinal de Baralla y en el flanco occidental del sinclinal cuyo eje coincide aproximadamente con el río Trubazos.

La serie comienza con una alternancia de esquistos y cuarcitas, en bancos muy finos, para pasar de forma progresiva a alternancias en capas más potentes (hasta 30 cm. de potencia). Hacia la mitad aparece un banco algo carbonatado de unos 8 m. de potencia; hacia el techo la serie se hace más pizarrosa y predominan los colores claros.

1.2.3 Ordovícico Inferior

1.2.3.1 Cuarcitas del Arenig (O_{12}^2)

Consta de unos 100 m. de cuarcitas que se presentan en potentes bancos de color claro, que dan resalte en la topografía, y que hacia el techo se transforman en una alternancia casi tableada de esquistos y cuarcitas en paquetes de 10-30 cm. En los niveles superiores aparecen cruzianas (*Cruziana furcifera*, D'ORB), pistas de gusanos, huellas de carga, etc. En estos niveles se observan frecuentemente estructuras sedimentarias que tienen gran valor para aplicarlos como criterios de polaridad.

1.2.4 Ordovícico Medio

1.2.4.1 Pizarras de Luarca (O_{2-3})

Los tramos superiores dentro de la Hoja están representados por un estrecho afloramiento de esquistos carbonosos, algo lustrosos, de color azulado, y que intercalan niveles de areniscas. Ocupan el centro del sinclinal anteriormente citado. Esta serie fue así denominada por BARROIS (1882) para definir las pizarras negras en las que PRADO (1857) había localizado la «fauna 2.º» correspondiente al actual Ordovícico Medio.

1.3 PLIOCUATERNARIO (T_{c2}^B - Q_1) (T_{mc}^B - Q_1)

Formado por sedimentos que reposan horizontales o subhorizontales y discordantes sobre un substrato ígneo o metamórfico. Están formados por depósitos continentales rojizos y litológicamente muy heterogéneos.

A escala macroscópica esta formación presenta las mismas litofacies en todos los afloramientos de la Hoja, a excepción de la cuenca del Láncara, en donde presenta un mayor desarrollo y diversificación de tramos.

Los depósitos son, en líneas generales, de tipo raña, en los que alternan arcillas arenosas rojizas, algo micáceas, y a veces feldespáticas, con gravas y arenas; presentan horizontes irregulares donde predominan los cantos subangulosos de cuarcita y cuarzo inmerso en una matriz arenoso-arcillosa, y arenas feldespáticas subredondeadas con bastantes fragmentos de rocas pizarrosas. En la mesa del monte Cervora se observa que los cantos de cuarcita de los tramos más altos están rodeados de una pátina de hierro.

En el valle del Láncara, que se supone actuó como una fosa tectónica durante la sedimentación del Pliocuaternario, se ha levantado una columna estratigráfica detallada de lo que pudiera considerarse el tramo basal de la formación pliocuaternaria. Se han diferenciado los siguientes paquetes:

- a) Al muro comienza la serie con unos tramos conglomeráticos forma-

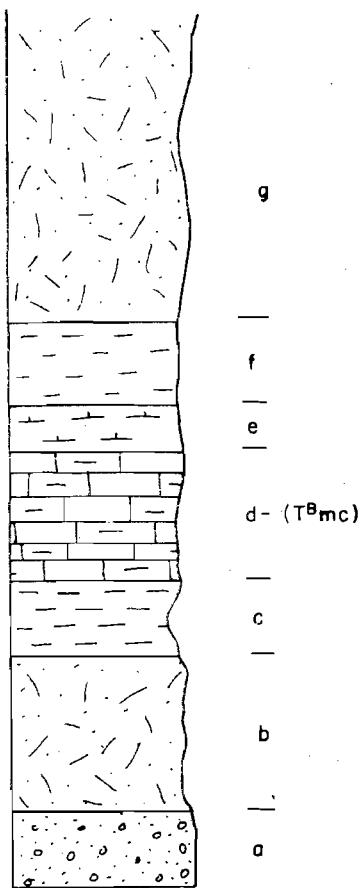


Fig. 1.—Columna estratigráfica del Pliocuaternario del valle del Láncara, entre Campos y Fuenteabuín. (Escala 1/1.000.)

dos principalmente por cantos de cuarcitas redondeadas, sumergidas en una matriz tipo arcósico. El mejor afloramiento es el de Rojedoiro (*).

(*) Rojedoiro (300,880-922,225).

- b) Se pasa a un tramo arcóstico de unos 20 m. de potencia, con abundantes clastos de feldespato y moscovita.
- c) Siguen 10 m. de arcillas rojas, algo margosas.
- d) Aparecen más arriba 15-20 m. de unas calizas margosas (T_{mc}^B - Q_1) blancas y deleznables, que pasan a margas a medida que se aproximan al borde de la cuenca.
- e) Siguen 5-10 m. de niveles margosos con concreciones calcáreas.
- f) Más arriba, 10-12 m. de arcilla margosa, rica en moscovita.
- g) Por último yacen 40-50 m. de arcosa, rica en moscovita y con abundantes clastos de feldespatos.

1.4 CUATERNARIO (QAI)

Los materiales cuaternarios considerados en cartografía corresponden exclusivamente a depósitos aluviales, formados generalmente por limos y arcillas con cantos subredondeados poligénicos y heterométricos. La proporción relativa de una y otra fracción es muy variable, constituyendo en ciertas zonas gravas lavadas y en otras arcillas limosas exentas de cantos gruesos. A veces estos depósitos constituyen terrazas ligeramente colgadas (1,5 m.) en el río Miño.

2 TECTONICA

La Hoja de Baralla está enclavada en la zona paleogeográfica, definida por MATTE, P. (1968) como Galicia Oriental (véase esquema del Cuadro 1). Los materiales deformados son de edad Precámbrico y Paleozoico Inferior, y presentan generalmente una sola esquistosidad, que a escala macro, y a veces mesoestructural, está deformada. Se trata de una zona en la que se pasa del dominio de los pliegues acostados con plano axial horizontal y desarrollo amplio del flanco invertido, al dominio de pliegues con vergencia. La edad de la deformación es hercínica, aunque en la Hoja sólo hay datos para acotar la deformación entre el Ordovícico Medio (últimos materiales deformados) y 315 ± 24 m.a., edad de la granodiorita precoz según CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1969).

2.1 PRINCIPALES FASES DE DEFORMACION

2.1.1 Fases Antehercínicas

En la Hoja estudiada el Cámbrico se apoya siempre sobre la «Serie de Villalba». Tampoco se observa una dispersión de la lineación de intersec-

ción S_0 - S_1 ; por tanto, no se tienen datos para hablar de fases de deformación antehercínicas. No obstante, en la Hoja de Puentes de García Rodríguez (07-04), el Cámbrico descansa bien sobre la «Serie de Alba», bien sobre la de «Villalba». Este dato, y el hecho de que la base del Cámbrico sean cuarcitas, ha hecho pensar en la existencia de una discordancia Cámbrico-Precámbrico sin metamorfismo ni esquistosidad, probablemente debida a movimientos de tipo epirogénico.

Fuera de la Hoja, en la carretera Sarria-Becerreá, a unos 6 Km. de Sarria, aparece un afloramiento de Cándana Inferior, donde se ven pliegues de Fase 1, con dirección N. 170; en el flanco de uno de esos pliegues se han visto varias charnelas con dirección de ejes N.100. Estos hechos, unidos a que las descripciones petrográficas de «Alba», «Cándana Inferior» y primeros tramos de «Cándana Medio» son muy parecidas, hacen sospechar que ambas series pudieran ser una misma, y estar relacionadas por pliegues precámbricos. Serían pliegues tumbados, sin esquistosidad visible. La base del Cámbrico sería entonces unos tramos areniscosos que están por debajo del primer banco calizo de la serie de Cándana Medio. De todas formas este problema podrá quedar resuelto con el levantamiento geológico de las Hojas situadas más al Sur; en este informe se adoptará, sin embargo, la hipótesis clásica de suponer que los primeros niveles detriticos encontrados son la base del Cámbrico y que forman parte, al igual que la «Serie de Alba», del flanco normal de un gran pliegue tumbado.

2.1.2 Fases Hercínicas

En Galicia Oriental se conocen varias fases de deformación y de fracturación de edad hercínica.

Las fases más importantes de plegamientos se han llamado Fase 1 y Fase 2 (MATTE, P., 1968); ambas muestran unas características totalmente distintas.

2.1.2.1 Fase 1

Es la de máximo desarrollo y afecta, en el dominio estudiado, a los materiales del Precámbrico y del Paleozoico Inferior.

A escala macroestructural esta fase ha producido pliegues tumbados de vergencia E., y una verticalización progresiva de la esquistosidad a medida que se avanza hacia el flanco oriental de la estructura de Baralla. Esta esquistosidad está deformada a escala cartográfica por una segunda fase, que no se estima sea la total responsable de dicha verticalización. En ésta pueden jugar varios factores, tales como: 1.^o Una elevación natural de la S_1 , pues en un desplazamiento progresivo hacia el E. se cortan niveles estructurales superiores. 2.^o Las fases de deformación tardías, y 3.^o El comporta-

miento geológico diferencial de los materiales de la cuenca paleozoica (los del Cámbrico Medio y Superior y Ordovícico son más competentes que los del Precámbrico y el Cámbrico Inferior).

A escala mesoestructural la Fase 1 se manifiesta por la presencia de pliegues menores, cuyo flanco invertido va disminuyendo hacia el E. Los ejes *b* de los pliegues presentan una dirección N.-170, y a veces parecen curvados, debido probablemente a fenómenos de aplastamiento inhomogéneo. Esto explicaría la presencia de budines de dirección N.-60, aproximadamente perpendicular al eje de los pliegues. También darían explicación estos fenómenos de aplastamiento inhomogéneo al hecho de que un anticlinal se cierre en la cartografía unas veces hacia el Norte y otras hacia el Sur.

A escala microestructural esta fase se caracteriza por una esquistosidad que pasa de foliación a esquistosidad de flujo de O. a E. La foliación se presenta exclusivamente en el dominio de la «Serie de Villalba», presentando las micacitas un estiramiento mineral de dirección aproximada N.-70, que corresponde a un estiramiento de los pliegues según el eje *a*.

En el dominio correspondiente al sinclinal de Baralla no hay evidencias claras para conocer la dirección de estiramiento máximo, debido a la ausencia de objetos deformados anteriores a la Fase 1 (oolitos, fósiles, etc.); no obstante, parece ser que existe estiramiento según el eje *b* del pliegue, lo cual está en concordancia con el hecho de que aparezcan budines según el eje *a*.

Esta fase va acompañada de un metamorfismo intermedio de baja presión, quedando la Hoja situada, bien en la mesozona (parte occidental), bien en la epizona (parte oriental).

2.1.2.2 Fase 2

En el área estudiada esta fase tiene más importancia de la que hasta el momento se le había venido dando. En la mitad oriental de la Hoja esta fase es responsable de un amplio sinclinal que se superpone al sinclinal tumbado de Baralla, y que se enlaza hacia el O. con el «Domo de Lugo». Esta fase se manifiesta a escala meso y macroestructural, y tiene repercusión en la cartografía.

A escala macroestructural esta fase se traduce en un amplio sinclinal de unos 5 ó 6 Km. de longitud, donde la esquistosidad en uno y otro flanco presenta buzamientos de 30-45°, y que da lugar al cierre periclinal de Baralla. Este sinclinal empalma hacia el E. con un anticlinal más cerrado que pliega el sinclinal tumbado de Baralla, y que cartográficamente es responsable de una repetición de las «Calizas de Vegadeo», que se encuentran siempre en flanco normal de primera fase. Al avanzar hacia el E., los efectos de ésta disminuyen hasta hacerse imperceptibles, probablemente debido a que se penetra en un dominio más competente.

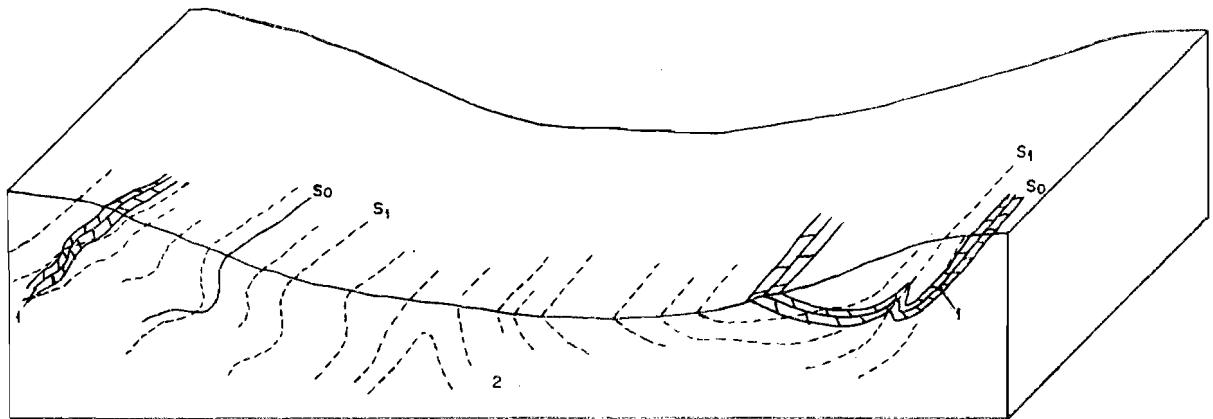


Fig. 2.—Esquema de los pliegues de Fase 2 en la «Serie de las alternan-
cias» (2) y «Caliza de Vegadeo» (1).

A escala mesoestructural se observan pliegues de Fase 2, de tipo cilíndrico, sin esquistosidad, de plano axial subvertical y dirección aproximada N.-180. Esto es especialmente observable en la carretera N.-VI entre Ferreiros y Baralla, donde se ven pliegues de la esquistosidad en la «Serie de las alternancias» (véase figura 2).

En el punto de coordenadas $3^{\circ} 32' 17''$ - $42^{\circ} 51' 37''$ existe un pliegue de segunda fase, en las «Calizas de Vegadeo», en el que puede observarse claramente su carácter de pliegue cilíndrico.

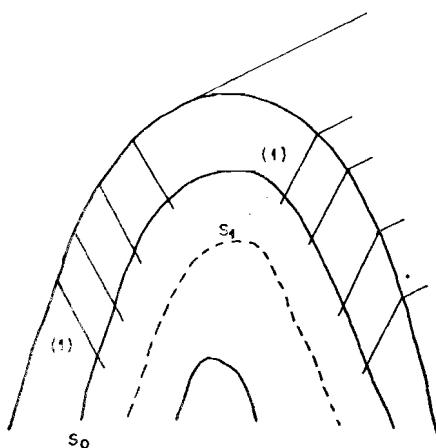


Fig. 3.—Pliegues cilíndricos de Fase 2 en la «Caliza de Vegadeo». (1) Grietas rellenas de calcita.

2.1.2.3 Fases tardías

Se manifiestan como meso y macroestructuras que afectan a S_0 y S_1 .

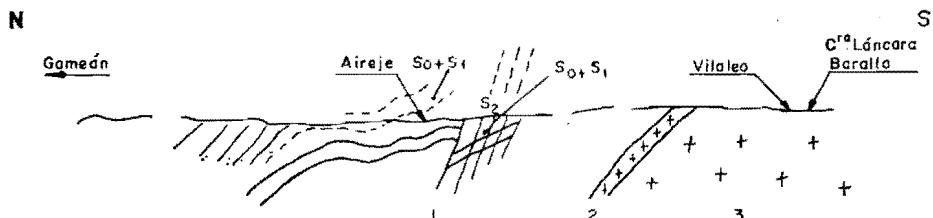
En las series de Cándara Inferior y Medio aparecen frecuentemente «kink-bands» tardíos, aislados o conjugados y con planos axiales generalmente subverticales.

También se observan localmente pliegues muy laxos de gran radio de curvatura, con una dirección de eje aproximadamente E-O. Se ha supuesto que son posteriores a la Fase 2, por correlación con los datos de MARCOS, A. (1973), pues en la Hoja no ha sido posible ponerlo en evidencia.

En toda Galicia, y en particular en la Hoja estudiada, se pueden ver sistemas de fracturas de desgarre, generalmente sinistras, de direcciones NE-SO. y otras detrás de dirección NO.-SE., que corresponden a un sistema de

compresión N-S. Estas fracturas son posteriores a la intrusión de las granodioritas tardías, y cortan todas las estructuras del macizo hercínico.

Por último, hay que hacer resaltar una segunda esquistosidad de la «Serie de Villalba», que se presenta en una estrecha franja bordeando el granito de dos micas; esta esquistosidad va acompañada de unos pliegues laxos de dirección aproximada E-O. (pista Vilaleo-Gomeán, véase figura 4).



1. «Serie de Villalba».
2. Granito de dos micas.
3. Granodiorita.

Fig. 4.—Esquistosidad de crenulación tardía en la «Serie de Villalba».

Este hecho podría interpretarse como una etapa de compresión N-S. en el momento en que intruya el granito de dos micas.

Por lo descrito anteriormente, se llega a la conclusión de que hay una etapa de compresión N-S. después de la segunda fase de deformación, a la vez que intruye el granito anatóxico de Sarria.

Esta hipótesis está respaldada por el hecho de que el granito de Sarria, de una edad absoluta de —280 m.a., y el conjunto de las demás leucogranodioritas alrededor de —290, —295 m.a. [CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1965, 1969].

2.2 CRONOLOGIA RELATIVA Y EDAD DE LAS FASES HERCINICAS

2.2.1 Cronología relativa

La cronología relativa de las fases hercínicas viene definida por la siguiente secuencia:

- a) Fase 1 de plegamiento, que afecta a todo el ámbito estudiado.
- b) Fase 2 de plegamiento, visible a escala cartográfica y que se atenúa en el flanco oriental de la estructura de Baralla.

- c) Formación de pliegues laxos de dirección E.-O.
- d) Fases tardías con formación de «kink-bands» y fallas de desgarre horizontales sinistras.

2.2.2 Dataciones

Los rasgos estratigráficos que permitieran datar estas fases son muy escasos, debido a la ausencia de depósitos postectónicos en la Hoja estudiada. La única solución aceptable sería conocer, por medio de las dataciones radiométricas, las edades absolutas de los granitos, y como, por otra parte, se conoce la cronología relativa deformación-emplazamiento del granito, podría llegarse a una datación bastante precisa de las fases hercínicas. De esta forma se han logrado los siguientes resultados:

- La fase 1 debe ser viseense.
- La Fase 2 intrawestfaliense (CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1970).

Los pliegues E.-O. deben de tener unos —280 m.a., aproximadamente, es decir, deben corresponder al Estefaniense Alto.

Las fallas de desgarre y los «kink-bands» están comprendidos entre los —260 m.a. (momento en que intruyen las granodioritas tardías) y unos —225 m.a. edad de los primeros sedimentos triásicos.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La Hoja núm. 08-07 está enclavada en la Cadena Hercínica. Presenta estructuras paralelas de dirección aproximada N.-S. Estas estructuras tienen gran continuidad longitudinal, mientras que transversalmente a ellas aparecen distintas unidades y materiales muy diversos.

La historia geológica de la Hoja puede resumirse con la sucesión de fenómenos que se indica a continuación:

- a) Posibles movimientos epirogénicos de edad Cadomiense, que se manifestarían como una ligera discordancia Cámbrico-Precámbrico.
- b) Orogenia hercínica definida por dos fases de deformación principales, acompañadas de un metamorfismo intermedio de baja presión y una etapa de compresión tardía de dirección N.-S.
- c) Movimientos epirogénicos que afectan ahora a un zócalo rígido sometido fundamentalmente a un intenso proceso erosivo y a una deformación de tipo fractura.

3.1 LA CADENA CADOMIENSE

La Península Ibérica ha sufrido aparentemente dos orogenias precámblicas aún mal conocidas, por encontrarse los afloramientos precámbrios en la zona más interna de la Cadena Hercínica, donde importantes procesos de metamorfismo y granitización enmascaran su historia antepaleozoica.

Aunque este tema ha sido discutido en el apartado de fases prehercínicas, es preciso insistir que en el ámbito estudiado no hay evidencias para hablar de fases prehercínicas, aunque no se descarta la posibilidad de la existencia de una fase anterior con pliegues tumbados.

Por tanto, la historia geológica durante el Precámbrico se resume en una sedimentación tipo geosinclinal, posiblemente afectada por ligeros movimientos epirogénicos, de edad asintótica.

3.2 EVOLUCION PALEOZOICA PREHERCINICA

A partir del Cámbrico, la sedimentación geosinclinal se produce sin perturbaciones notables y en particular sin plegamientos verdaderos, al menos hasta el Ordovícico Medio, al que pertenecen los materiales paleozoicos más altos que afloran en la Hoja.

La sedimentación cámbrica empieza con materiales detríticos tipo cuarcitas o areniscas y esquistos que indican una cierta proximidad de las fuentes de aportes. En la mitad y techo del Cámbrico Inferior hay sedimentación de calizas y dolomías que pudieran ser de aguas poco profundas.

El Cámbrico Medio y Superior, así como el Ordovícico Inferior lo constituyen materiales detríticos de poco fondo. En efecto, se trata de cuarcitas y areniscas que intercalan niveles pizarrosos donde se ven estratificaciones cruzadas, cruzianas, huellas de gusanos, etc., como rasgos característicos de depósitos de poca profundidad.

3.3 LA OROGENIA HERCINICA

La orogenia hercínica comienza con un proceso térmico y mecánico.

La primera fase va ligada a un metamorfismo creciente, y parece ser, por la relación esquisto-sídad-crystalización, que el paroxismo del metamorfismo es posterior a la primera deformación. Esto quiere decir que los granitos anatóxicos, que necesariamente exigen un tiempo entre su formación y su emplazamiento, lo van a hacer siempre después de la primera deformación, o al menos durante o después de los últimos estadios de ésta.

Al terminar la Fase 1 continúa un desarrollo ceciente del metamorfismo y se emplazan granitos profundos [granodiorita precoz de la Puebla de

San Julián) que se presentan moscovitizados en parte por la leucogranodiorita de Sarria.

Se sabe que la leucogranodiorita es posfase 2 y coetánea con una débil etapa de compresión N-S. La granodiorita tardía también es posfase 2, y la datación absoluta (CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1969) indica que es posterior al granito anatóxico.

Los hechos hercínicos se reconstruyen, pues, de la siguiente forma:

- a) Fase 1 de deformación y metamorfismo creciente.
- b) Instrusión de la granodiorita precoz de la Puebla de San Julián.
- c) Fase 2 de deformación.
- d) Instrusión del granito de dos micas de Sarria, acompañado de una compresión N-S.
- e) Intrusión de las granodioritas tardías de los macizos de Lugo, Castroverde y Neira.
- f) Sistema de fracturas de desgarre generalmente sinistras, y que indican una compresión N-S.

Quedan por resolver, dentro de la Hoja, la relación entre la intrusión de la granodiorita precoz y el paroxismo de metamorfismo, aunque parece ser que la granodiorita se emplaza antes, pues la isograda de la estaurolita hace una inflexión cerca del contacto con dicho granito, hecho que puede ser debido a un efecto de control litológico de la granodiorita sobre el metamorfismo.

3.4 EVOLUCION POSHERCINICA

Los materiales postectónicos que afloran en la Hoja se atribuyen al Pliocuaternario. Existe, pues, una inmensa laguna en la historia geológica de la misma que abarca desde el Hercínico hasta el Pliocuaternario.

La sedimentación pliocuaternaria está determinada por el rejuego de las fracturas hercínicas, originando una activación del relieve y, por consiguiente, la sedimentación de depósitos de carácter fluvial en las zonas más deprimidas.

Por el tipo de sedimentos y su disposición se deduce que existió un relieve acusado prepliocuaternario, siendo los asomos graníticos y cuarcíticos las principales «áreas-fuente» de estos sedimentos.

4 PETROLOGÍA

4.1 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas que afloran en la Hoja de Baralla (08-07) se pueden incluir dentro de las dos grandes series graníticas que se extienden por toda la Cadena Hercínica.

- Granitos calcoalcalinos biotíticos (Granodioritas).
- Granitos alcalinos de dos micas (Leucogranodioritas).

4.1.1 Granitos calcoalcalinos biotíticos (Granodioritas)

Dentro de esta serie granítica se distinguen dos grandes grupos, según la época de su emplazamiento:

- Granodiorita precoz ($\text{I}_{\text{Y}}^{\text{2}}$, $\text{I}_{\text{4Y}}^{\text{2}}$).
- Granodiorita tardía ($\text{P}_{\text{Y}}^{\text{2}}$, $\text{c2}_{\text{Y}}^{\text{2}}$).

4.1.1.1 Granodiorita precoz ($\text{I}_{\text{Y}}^{\text{2}}$, $\text{I}_{\text{4Y}}^{\text{2}}$)

Constituye dentro de esta Hoja la casi totalidad del macizo de la Puebla de San Julián (*). Aflora en el borde suroccidental de la misma, en una extensión de unos 38 Km² y adquiere el afloramiento su longitud máxima, según la dirección ENE-OSO., coincidente con el sistema predominante de las fracturas cartografiadas.

Al N. y NE. está limitado, en parte, por la «Serie de Villalba», y en parte por la leucogranodiorita de Sarria que se dispone bordeando a la granodiorita. Al S. y SE. limita con una gran fractura que la pone en contacto con el Pliocuaternario del Valle del Láncara, y al N. y SO. por el macizo de Neira (**). Por la presencia de esquistos en el centro del macizo, parece que la topografía lo corta en sus niveles más altos.

De acuerdo con YMPA, P., 1966; PARGA PONDAL, I., 1967, y últimamente CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G., y FLOOR, P., 1973, las granodioritas preoces cicatrizan grandes accidentes tectónicos de fracturas posteriores a la Fase 1. En este caso, la forma alargada del macizo, así como la ubicación del granito alcalino de Sarria, bordeando al macizo de la Puebla de San

(*) Puebla de San Julián (292, 920-924, 600).

(**) Neira (287, 650-924, 050).

Julián, parece indicar que el emplazamiento se hizo aprovechando fracturas de dirección ENE-OSE.

La facies común ($\text{I}_{\gamma\gamma}^{\text{b}}$) de estos granitos, que no es la típica de esta serie por comparación con las granodioritas de Galicia occidental, es una roca de grano grueso, de color gris oscuro, en la que destacan megacristales (2-3 cm.) de feldespato, grandes cristales alotriomorfos de cuarzo y predominio de la biotita sobre la moscovita en las partes centrales del macizo. En las proximidades del contacto con las leucogranodioritas aparecen gran-

FASES DE DEFORMACION	ELEMENTOS ESTRUCTURALES Y ESTRUCTURAS	INTRUSIONES GRANITICAS		INTENSIDAD DE METAMORFISMO
		GRANITOS Fusión seca	GRANITOS Fusión humeda	
FASES TARDIAS II	FRACTURAS DE DESGARRE SENESTRA Y KINK BANK			
FASE TARDIA I	PLIEGUES LAXOS QUE DAN COMPRESION N-S			
FASE II	PLIEGUES LAXOS Y SIN ESQUISTOSIDAD			
FASE I	PLIEGUES ACOSTADOS O VERGENTES CON ESQUISTOSIDAD DE PLANO AXIAL			

Cuadro 2.—Relaciones entre las fases de deformación, emplazamiento de los granitos e intensidad del metamorfismo.

des moscovitas tardías cristalizadas en el proceso de moscovitización de la roca, acaecido durante el emplazamiento de las leucogranodioritas.

El estudio petrológico de lámina delgada, de la facies común, proporciona los siguientes datos:

- El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos en los que es frecuente encontrar inclusiones de rutilo; es muy precoz en su cristalización, pues no es difícil observarle formando inclusiones dentro de las plagioclasas e incluso de las biotitas.
- El feldespato potásico aparece en megacristales subidiomorfos pertitizados. Aparece también una segunda generación de microclina que rellena los intersticios entre los cristales y que está generalmente bien desarrollada.
- Las plagioclasas se presentan en cristales subidiomorfos, en su mayoría zonados (con zonación oscilante); el núcleo más cálcico alcanza contenidos en anortita del 30 por 100, mientras que en los bordes estos contenidos varían del 15 al 20 por 100. Son frecuentes los crecimientos mirmekíticos.
- La biotita es la mica más abundante en la facies común, muy pleocroica y presenta numerosas inclusiones de circón; se altera fácilmente a clorita.
- La moscovita aparece en las proximidades del contacto con las leucogranodioritas; forma generalmente grandes cristales, en los que se observan crecimientos simpleteíticos en los bordes. Es frecuente que aparezca asociada a feldespatos y biotita.
- Los minerales accesorios más frecuentes son: circón, opacos, apatito y rutilo.

La media de los análisis modales efectuados en la roca es la siguiente (en zonas no moscovitizadas):

	%
Plagioclasa	38,4
Cuarzo	27,8
Feldespato potásico	25,0
Biotita	7,20
Accesorios	1,60

No siempre el carácter de la roca es granodiorítico, algunas facies marginales son verdaderas leucogranodioritas y granito de tendencia alcalina, manifestada por la presencia de plagioclase muy ácida (albita). Esto es lo que sucede en la facies que se ha llamado de Monte Albaredo (*) (CAPDE-

(*) Monte Albaredo (292, 050-921, 900).

VILA, R., 1969). Es un granito leucocrato, de grano fino y con dos micas; recorta, al parecer, a la facies común del macizo de Puebla de San Julián y ha sido cartografiado con la notación (${}^b_1\text{Y}\text{I}^2$).

El estudio petrológico de esta facies proporciona los siguientes datos:

- El cuarzo y los feldespatos se presentan en cristales xenomorfos.
- El feldespato potásico es microclina, relativamente pobre en sodio.
- La plagioclasa está ligeramente zonada y contiene aproximadamente un 10 por 100 de anortita.
- La biotita es muy parecida a la de la facies común, y a menudo aparece cloritizada.
- La moscovita es más potásica que la de la facies común, probablemente casi toda primaria, con textura lepidoblástica y bordes simplectíticos.

Esta facies de la granodiorita se distingue de los granitos anatóxicos por presentar de forma esporádica megacristales de feldespato.

4.1.1.2 *Granodiorita tardía* (${}^b_1\text{Y}\text{I}^2$, ${}^b_2\text{Y}\text{I}^2$)

Se presenta en afloramientos aproximadamente circulares. Dentro de la Hoja de Baralla se encuentran tres de estos macizos: *a) Castroverde*; *b) Lugo*, y *c) Neira*.

a) *Macizo de Castroverde*

Aflora, dentro de la Hoja, en una extensión de unos 100 Km², emplazándose en parte dentro de la unidad del «Domo de Lugo» («Serie de Villalba») y en parte dentro de las series de Cándana Inferior y Medio, dentro del dominio del «Sinclinal de Baralla».

El afloramiento es casi circular con contactos muy netos con las rocas encajantes; tanto en la «Serie de Villalba» como en las series cámbicas, el comportamiento de éstas con respecto a la granodiorita es el mismo; hay una clara adaptación al contacto de las estructuras (estratificación y esquistosidad). Se observan pocos enclaves de la roca encajante dentro del macizo, así como una ausencia casi total de productos diferenciados de tipo neumatolítico o hidrotermal.

Cerca del contacto con la roca encajante el granito presenta textura de flujo, dada por la orientación de los megacristales de feldespato que se disponen, en general, paralelamente al contacto.

Este macizo da lugar a una aureola de contacto que se solapa con el metamorfismo regional. Esto explica que dicha aureola tenga su máximo desarrollo en el borde oriental del batolito.

Por deformar a las estructuras de Fase 1, durante su emplazamiento, se deduce que este macizo es posterior a la Fase 1; las relaciones con la

Fase 2 son, sin embargo, más difíciles de determinar, pues no existen afloramientos buenos del contacto; no obstante, cabe pensar que estas granodioritas son posfase 2, porque presentan características análogas a las del macizo de Neira, en donde cortan a las estructuras de Fase 2 (Hoja de Guntín, núm. 07-07).

La facies común del Macizo de Castroverde está constituida por una roca grisácea, dura y compacta, de grano medio a grueso, en la que se diferencian megacristales de feldespato potásico de hasta 6 cm.

El estudio petrográfico muestra que es una roca formada esencialmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; su textura es granular hipidiomorfa:

- La plagioclasa presenta una zonación oscilante, en la que el contenido de anortita en las partes más básicas alcanza el 40 por 100, mientras que en los bordes es del 20 por 100. En el núcleo es frecuente ver inclusiones de biotita y/o anfíbol verde.
- El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos, de dimensiones variables, pero del orden de 1 cm. por lo general.
- El feldespato potásico generalmente aparece sucio (alterado) y muy pertítico.
- La biotita suele aparecer en agregados más o menos extensos, en los que es frecuente la aparición de círcón.
- Los minerales accesorios más abundantes son apatito y círcón.

La composición modal media de estas granodioritas es la siguiente:

	%
Plagioclasa	35
Cuarzo	27
Feldespato potásico	28
Biotita	8
Accesorios	2

b) *Macizo de Lugo*

Aflora dentro de la Hoja en una extensión de 1,5 Km², aproximadamente, emplazándose en la Serie de Villalba.

Debido a la pequeña extensión de afloramiento dentro de la Hoja, es difícil determinar su relación con la roca encajante; sólo puede decirse que deforma a las estructuras de Fase 1; la esquistosidad se adapta al contacto, pero buzando hacia fuera del granito.

Se ha observado que es anterior, en su emplazamiento, al macizo de Castroverde, pues éste es intrusivo en el macizo de Lugo.

Petrográficamente es una roca de características similares a la del macizo de Castroverde. Se presenta como una roca grisácea, de grano grueso a medio y de fractura irregular. Microscópicamente se observa que es una roca de textura granuda hipidiomorfa constituida esencialmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

- El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos, de dimensiones variables y que en raras ocasiones presentan extinción ondulante.
- Las plagioclasas presentan una zonación normal en las que el núcleo tiene un contenido en anortita del 25-30 por 100, mientras que en la periferia es del 10-15 por 100. Los crecimientos mirmekíticos son poco frecuentes.
- El feldespato potásico no forma apenas megacristales, son microclínicas muy pertitizadas, que en ocasiones presentan algunas pequeñas moscovitas asociadas.
- Las biotitas generalmente aparecen muy alteradas.

Los minerales accesorios más frecuentes son: apatito, círcón y opacos. La composición modal media de esta granodiorita es la siguiente:

	%
Cuarzo	30,90
Plagioclasa	23,50
Feldespato potásico	39,70
Biotita	4,10
Accesorios	1,80

c) *Macizo de Neira*

Se sitúa en el ángulo SO. de la Hoja. Se halla intruído en la serie esquistosa de «Villalba», en la granodiorita precoz y en las leucogranodioritas del macizo de la Puebla de San Julián, y se halla recubierto, en gran parte, por depósitos pliocuaternarios.

Sólo en el extremo O. de la Hoja (orillas del río Miño) se ve la relación de emplazamiento de granito con la «Serie de Villaiba». En esta zona los esquistos buzan hacia el granito, dando la apariencia de yacer bajo el mismo.

Estas granodioritas son rocas compactas, de textura porfiroide, en las que destacan megacristales de feldespato potásico de varios centímetros de longitud, de tonos blancos o rosados, frecuentemente maclados según Carlsbad. Presenta la roca tonalidades grisáceas, fractura irregular y disyunción a mesoescala, en bolos.

El estudio petrológico, en lámina delgada, de la facies común ($\text{P}_\text{Y}\text{Y}^2$) proporciona los siguientes datos:

- El feldespato potásico se presenta en megacristales subidiomorfos de microclina con inclusiones de cuarzo, y en ocasiones pertitizados.
 - El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos, con extinción ondulante, en ocasiones presenta intercrecimientos mirmekíticos con las plagioclasas.
 - La plagioclasa es el mineral más abundante (generalmente es andesina y en menos ocasiones oligoclasa) y presenta generalmente un maclado muy fino y zonación ondulante. Es frecuente que presente el núcleo alterado a sericitita y enclaves ferromagnesianos.

La biotita suele aparecer formando agregados extensos en los que se suelen acumular los minerales accesorios. Es de tonos rojizos y fuertemente pleocroica. Son frecuentes las inclusiones de círcón.

Los minerales accesorios más abundantes son: apatito, círcón, clorita y opacos.

La composición modal media de estas rocas es la siguiente:

	%
Cuarzo	26
Plagioclasa	35
Feldespato potásico	30
Biotita	7
Accesorios	2

En la facies de borde ($c_2\gamma\eta^2$) es menos frecuente el carácter porfiroido, si bien la textura continúa siendo granular. Cuando existen, los megacristales de feldespato potásico no presentan la tonalidad rosada tan frecuente en la facies común. La proporción de biotita es algo mayor que en la facies común. Generalmente la lineación de minerales, tanto en feldespatos como en biotitas, presenta una orientación paralela al contacto con las formaciones esquistosas encajantes.

El emplazamiento de este macizo no ha producido aureola visible de metamorfismo de contacto, dado el origen mesozonal de la roca encajante.

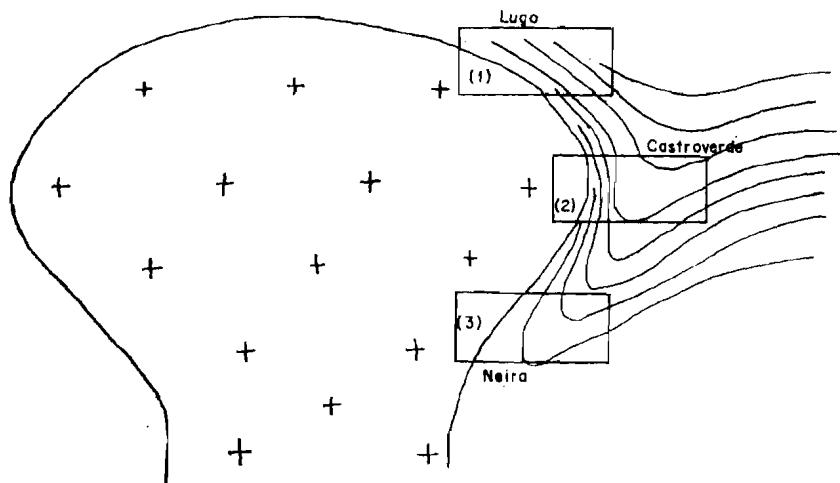
Las dataciones radiométricas, llevadas a cabo en Galicia nororiental, dan en conjunto, para las rocas de características análogas, una edad de —260 m.a. (CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1969). Esta edad pérmbica concuerda con las medidas realizadas en Galicia occidental y Portugal (BONHOMME, M.; MENDES, F., y VIALETTE, Y., 1961).

La presencia de ferromagnesianos en enclaves dentro de las plagioclásas,

los grandes circones y la estructura pertítica, con grandes cristales automorfos de feldespatos, son indicadores de altas temperaturas. Por otra parte, la ausencia de filones hidrotermales y/o neumatolíticos asociados al macizo indica que la presión de volátiles era restringida en el magma.

Como conclusión puede decirse que el emplazamiento de la granodiorita tardía se hace por inyección forzada, acompañada, a su vez, por un fenómeno de asimilación magmática.

En el área estudiada, la relación granodiorita-roca encajante parece que varía según que se trate de un macizo u otro, pero esto puede ser debido simplemente a que la topografía los corta por distintos niveles. Así, por ejemplo, en el batolito de Lugo aflora la zona de cúpula, mientras en el de Neira aflora un nivel más profundo. Las relaciones de estos granitos están esquematizadas en la figura adjunta.



- (1) Esquema del granito de Lugo.
- (2) Esquema del granito de Castroverde
- (3) Esquema del granito de Neira

Fig. 5.—Esquema donde se muestran los distintos niveles de intersección de los batolitos con la superficie topográfica actual.

4.1.2 Leucogranodioritas ($^{d\gamma^2}$)

Constituyen un grupo de granitos adamellíticos con dos micas, que en la Hoja de Baralla afloran en una estrecha franja adosada a los bordes del ma-

cizo de la granodiorita precoz, con una extensión no superior a los 3 km².

La forma del afloramiento y su concordancia con el macizo de la Puebla de San Julián, hacen pensar que este granito ha ascendido aprovechando las discontinuidades creadas por el emplazamiento de la granodiorita o las mismas zonas débiles que aquélla utilizó para su ascenso.

Los principales datos petrográficos obtenidos del estudio en lámina delgada son los siguientes: poseen textura granuda, en la que no destacan jamás megacristales de feldespato, y los componentes mineralógicos principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita.

- El feldespato potásico es generalmente subidiomorfo, frecuentemente maclado según Carlsbad.
- La plagioclasa presenta tendencias al automorfismo y zonación oscilante, su contenido en anortita varía del 8 al 15 por 100.
- Las biotitas son de tonos castaños y fuertemente pleocroicas.
- Las moscovitas son siempre las últimas en cristalizar, pues sus cristales engloban a los de los otros minerales.
- Los minerales accesorios más frecuentes son: apatito, circón y minerales opacos.

La composición modal media es la siguiente:

	%
Cuarzo	29,9
Feldespato potásico	22,8
Plagioclasa	34,0
Moscovita	8,5
Biotita	3,0
Accesorios	1,8

Se encuentra asociada a estas leucogranodioritas una serie de filones de productos hidrotermales y/o neumatolíticos.

Las características mineralógicas, el bajo contenido en anortita de las plagioclasas, la presencia de microclina y la ausencia de megacristales, indican que el magma originario era de baja temperatura.

4.2 EDADES

4.2.1 La granodiorita precoz de la Puebla de San Julián

Corta las estructuras de Fase 1 y su relación con la segunda fase es imposible de poner en evidencia. La edad radiométrica, según CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1969, es probablemente -303 ± 26 m.a.

4.2.2 Granodiorita tardía de Castroverde

Corta las estructuras de Fase 1 y Fase 2, así como las isogradas de metamorfismo, lo que conduce a datarlas como poshercínicas.

4.2.3 Granodiorita tardía de Lugo

Como la anterior, corta la estructura de Fases 1 y 2; es también, por tanto, poshercínica. A su vez es cortada por el macizo de Castroverde, lo que lleva a concluir que es anterior a dicho macizo.

4.2.4 Granodiorita tardía de Neira

Corta a todas las estructuras definidas por las fases hercínicas, así como a las isogradas del metamorfismo, lo que induce a datarla como hercínica posfases 1 y 2.

Las edades radiométricas establecidas por CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1969) para las granodioritas tardías son de —270 a —260 m.a.

4.2.5 Leucogranodiorita de Sarria

Corta las estructuras de Fase 1; ha sido situada en el tiempo en relación con una fase de compresión N.-S., posterior a la Fase 2.

La edad radiométrica calculada según CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1969) es de unos —280 m.a., es decir, unos 10 ó 15 millones de años más reciente que el conjunto de las demás leucogranodioritas de la zona.

4.3 ROCAS METAMORFICAS

La descripción petrológica de los materiales metamórficos presentes en la Hoja se realizará siguiendo el mismo orden establecido en el apartado de Estratigrafía.

4.3.1 Serie de Alba

Se diferencian en ella los siguientes tipos petrológicos:

- a) Esquistos moscovíticos con estaurolita.
- b) Cuarcitas y cuarcitas micáceas.

Los primeros son rocas foliadas con textura lepidoblástica. Como componentes principales aparecen: cuarzo, moscovita, biotita y estaurolita, y como accesorios: biotita (cloritizada), apatito, circón, turmalina y opacos. En algu-

nos niveles los granates son gigantes y muy abundantes y la estaurolita es poiquilitica.

Las cuarcitas y cuarcitas micáceas son rocas ligeramente foliadas, con textura granoblástica orientada y a veces lepidoblástica. Los minerales principales son: cuarzo y moscovita, y los accesorios: biotita, circón, turmalina, estaurolita y granates; clorita y sericitia como secundarios.

4.3.2 Serie de Villalba

Los tipos petrológicos más corrientes son:

- a) Esquistos micacíticos con granates.
- b) Gneis micáceos con granates.
- c) Anfibolitas.
 - a) Los esquistos micacíticos con granates son rocas oscuras foliadas, de textura lepidoblástica, con biotitas orientadas según los planos de foliación.
Los minerales principales son: cuarzo, moscovita, biotita y granate. Como accesorios aparecen: circón, apatito, turmalina, clorita (secundaria), plagioclasa (oligoclásica) y muy raramente rutilo en paso a leucoxeno.
Estos esquistos provienen de sedimentos arcillosos.
 - b) Los gneis micáceos granatíferos son rocas foliadas, con textura lepidoblástica, que presentan la siguiente paragénesis mineral. Minerales principales: cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa y granate; accesorios: apatito, circón, a veces turmalina y feldespato potásico.
Los granates presentan texturas helicíticas y poiquiliticas.
 - c) Las anfibolitas o gneis anfibólicos son rocas verdosas con clara laminación. Presentan textura granular con poiquiloblastos y ligera orientación; a veces presentan textura nematoblástica.
Como componentes principales aparecen: cuarzo, plagioclasa, anfíbol monoclinico, y como accesorios: biotita, granate, esfena, apatito, epidota y circón.
Los granates y anfíboles presentan textura poiquilitica. A veces aparecen también texturas helicíticas en los granates.

4.3.3 Serie de Cándana Inferior

Está constituida por: a) cuarcitas, y b) esquistos moscovíticos:

- a) Las cuarcitas son de color parduzco, a veces azulado, con textura granoblástica. En la cuarcita, con menor grado de recristalización, se

observa claramente una escasa madurez textural (clasificación pobre, y clastos subangulosos o subredondeados).

Los componentes principales son: cuarzo y clorita; como componentes accesorios: moscovita, biotita, apatito, turmalina, circón, sericita y óxido de hierro con textura especular.

- b) Los esquistos son verdosos y presentan textura lepidoblástica. Como minerales principales aparecen cuarzo y biotita (a veces alterada a sericita) y como accesorios más comunes: moscovita, circón, turmalina y cloritoide.

Estos esquistos derivan de sedimentos arcillosos ricos en hierro.

4.3.4 Serie de Cárdana Medio

Esta serie presenta los siguientes tipos petrológicos:

- a) Esquistos moscovíticos.
- b) Mármol dolomítico.
 - c) Semiesquistos.
 - a) Los esquistos moscovíticos son de color verdoso. Tienen textura lepidoblástica y presentan las siguientes paragénesis minerales. Minerales principales: cuarzo, moscovita, clorita; minerales accesorios: albita, clorita, turmalina, circón, apatito y leucoxeno, y en algunos casos coexisten estaurolita y cloritoide. Esta roca estaría originada por metamorfismo regional de sedimentos arcillosos ricos en Al_2O_3 y pobres en K_2O .
 - b) Mármol dolomítico. Estas rocas afloran en dos lentejones que pueden alcanzar los 100 m. de potencia. Son rocas de textura granoblástica, ligeramente bandeadas, que a veces contienen estructuras de algas y posibles restos de arqueoziátidos (ver fotografías en Documentación Complementaria). El mineral más abundante es la dolomita; como accesorios están el cuarzo y minerales micáceos, tales como moscovita y sericita.
 - c) Semiesquistos. Son rocas de color marrón poco elaboradas y con textura clástica; presentan zonas más pizarrosas, generalmente orientadas. Los minerales principales son: cuarzo, sericita y moscovita, y los accesorios: albita, clorita, turmalina, apatito, circón y opacos.

4.3.5 Serie de Cándana Superior

Está constituida por:

- a) Cuarcitas.
- b) Alternancias de areniscas y pizarras.
 - a) Las cuarcitas son de color claro, a veces grisáceo, de grano fino. Presentan textura granoblástica y ligera orientación cuando son ricas en minerales micáceos. Como mineral principal aparece el cuarzo, y como accesorios: plagioclasa, feldespato potásico, sericitita, apatito, círcón, turmalina, moscovita y rutilo.
 - b) Alternancias de areniscas-pizarras. Están formadas por una sucesión tipo flysch de rocas con textura pizarrosa orientada en los niveles más finos, y textura clástica en las areniscas. Los minerales principales son: cuarzo y sericitita, y los minerales accesorios: clorita, plagioclasa (albita), círcón, turmalina, feldespato potásico y opacos (óxidos de hierro).

4.3.6 Serie de las Alternancias

Presenta los siguientes tipos petrológicos:

- a) Pizarra sericítica.
- b) Esquistos micáceos.
- c) Mármol de calcita.
- d) Semiesquistos o «grit» esquistoso.
 - a) Las pizarras sericíticas son rocas grisáceas de grano fino y textura lepidoblástica. Los minerales principales son: cuarzo, moscovita y sericitita; los minerales accesorios: clorita, turmalina, feldespatos, biotita y opacos (óxidos de hierro). Estas rocas están formadas por metamorfismo de sedimentos pelíticos.
 - b) Esquistos micáceos. Son rocas grisáceas de textura lepidoblástica, y a veces presentan lineación. Los minerales principales son: cuarzo y moscovita, y los accesorios: oligoclasa (albita), feldespato potásico, apatito, clorita, sericitita y turmalina. Proceden del metamorfismo de sedimentos arcillosos.
 - c) Mármol de calcita. Son rocas negruzcas, con vetas y zonas blancuzcas que presentan textura granoblástica. Como componente mineral principal aparece la calcita; como minerales accesorios: cuarzo, plagioclasa y moscovita.

- d) Semiesquistos o «grit» arenoso. Son rocas gris-marrón, con textura lepidoblástica y que presentan las asociaciones minerales que a continuación se describen. Como componentes principales están el cuarzo y la moscovita (muy raramente feldespato potásico), y como accesorios: la plagioclasa (albita), circón, turmalina, clorita y apatito.

Proceden del metamorfismo de rocas arenosas con arcilla, algunas veces del tipo arcosa.

4.3.7 Caliza de Vegadeo

Aparecen dos niveles petrológicamente distintos: a) dolomítico, y b) calizo.

- a) El nivel dolomítico se encuentra en la base de la formación; está formado por rocas de textura microcristalina con tendencia a granoblástica. El mineral principal es la dolomita, y como accesorios aparecen: calcita, cuarzo y opacos (óxidos de hierro y sulfuros).
- b) El nivel superior es de calcita. Estas rocas presentan textura granoblástica con orientación, y cierto bandeadío, como consecuencia del metamorfismo sufrido.

El mineral principal es la calcita, y los accesorios: cuarzo, sericita, dolomita, moscovita y opacos (óxidos de hierro y sulfuros).

4.3.8 Serie Flysch

Dentro de esta serie se han separado los siguientes tipos petrológicos:

- a) Esquistos moscovíticos.
b) Cuarcitas.
- a) Los esquistos moscovíticos son rocas algo verdosas y foliadas con textura lepidoblástica, compuestas por cuarzo, moscovita, sericita y clorita como minerales principales, y plagioclasa (albita), clorita, circón, apatito, turmalina, rutilo y opacos, como secundarios.
- b) Las cuarcitas son rocas de color gris claro con textura granoblástica y cierta orientación. Están compuestas por cuarzo y sericita, como minerales principales, y plagioclasa (albita), apatito, circón, turmalina y opacos, como accesorios.

4.3.9 Cuarcitas del Arenig

Son rocas de colores claros, algo grisáceos, presentan textura granoblás-

tica y están formadas por cuarzo, como mineral principal, y turmalina, circón, material sericítico y opacos, como componentes secundarios.

Esta serie presenta algunos niveles esquistosos, de características idénticas a los descritos en la «serie flysch».

4.3.10 Pizarras de Luarca

Son rocas oscuras de grano fino y algo carbonosas. Presentan una esquistosidad definida principalmente por las micas. Los componentes principales son: cuarzo, moscovita y clorita, y los accesorios: circón, material carbonoso, apatito y opacos.

4.4 FACIES DE METAMORFISMO

El metamorfismo estudiado en la Hoja de Baralla (08-07) es de tipo epizonal y mesozonal de presión intermedia, asimilable al metamorfismo tipo Barrowiense, si bien con un gradiente geotérmico inferior.

Se ha encontrado la siguiente sucesión zonal: zona de la clorita, zona de la biotita, y zona de la estaurolita.

La mesozona es la más extendida, mientras que la epizona (zona de la clorita) queda restringida al borde oriental de la Hoja.

En el mapa de isogradas se pone de manifiesto el efecto de zócalo, de tal forma que al Domo de Lugo se le considera como una gran «plataforma de estaurolita» (CAPDEVILA, R., 1969), así llamada por analogía con la «plataforma de sillimanita» de New Hampshire.

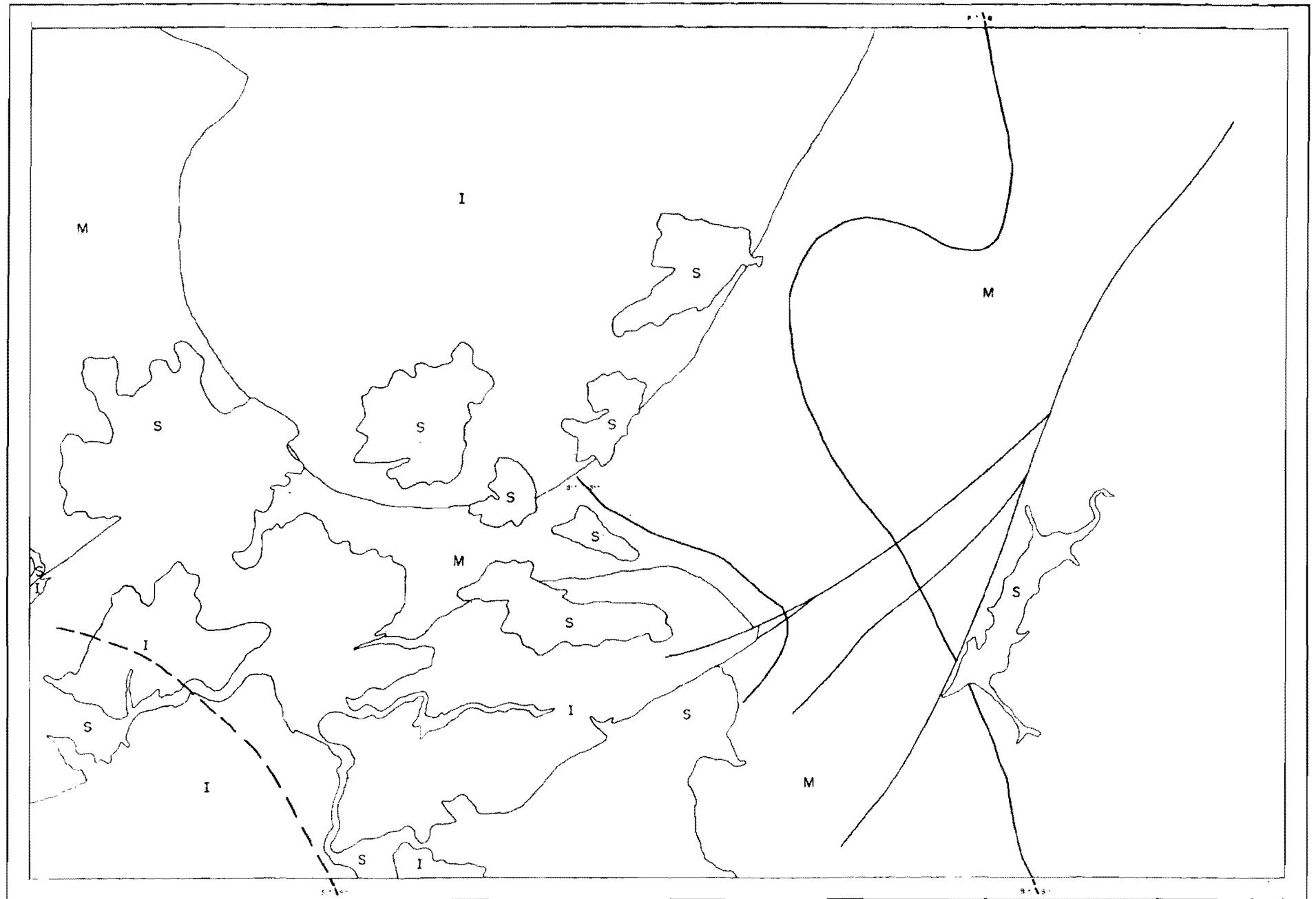
Las características del metamorfismo registrado en esta Hoja parecen concordar perfectamente dentro del metamorfismo regional hercínico de Galicia oriental, definido por CAPDEVILA, R. (1969). Según este mismo autor, el grado geotérmico medio correspondiente al metamorfismo regional hercínico en Galicia nororiental está comprendido entre 20 y 30° C/Km.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA

En esta Hoja no existen minas en explotación, si bien se encuentran pequeñas labores abandonadas de minas de hierro, asociadas a fracturas en los materiales metamórficos que limitan la cuenca del Láncara (*) por su

(*) Láncara (301, 850-924, 150).



Baralla (mapa de isogradas)

borde oriental. Estos yacimientos no tienen continuidad ni grandes dimensiones, y se intercalan en las series pizarrosas y cuarcíticas de la zona.

Asociadas a las «calizas de Vegadeo» se presentan anomalías geoquímicas positivas de cinc y plomo.

5.2 CANTERAS

La explotación de rocas tiene gran actividad en la zona estudiada.

Hay canteras que explotan los tramos más cuarcíticos de la «Serie de Villalba»; el material extraído se emplea, debido a su hojosidad y dureza, para la construcción de pequeñas vallas. Las principales canteras se encuentran en el borde NO. de la Hoja.

La granodiorita tardía se utiliza cuando está poco meteorizada, como roca de construcción. Ultimamente se han abierto grandes canteras que explotan los tramos más alterados de la granodiorita, utilizándose el material extraído como árido de granulometría fina y baja calidad.

Con el mismo fin se han abierto también grandes canteras en los asomos calizos de la zona. Todo el flanco oriental de la «caliza de Vegadeo» presenta condiciones óptimas como masa rocosa canterable.

5.3 HIDROGEOLOGIA

Debido a la impermeabilidad de los materiales metamórficos, las posibilidades hidrológicas subterráneas son escasas, aunque variables. Al desplazarse el agua únicamente a favor de la esquistosidad y fracturas, las mayores o menores posibilidades de alumbramiento dependen de la dirección y buzamiento de la esquistosidad, así como de la topografía en cada punto.

La gran variabilidad del caudal de las corrientes fluviales de la zona pone de manifiesto la poca capacidad de almacenamiento de estos materiales.

Las labores más productivas son las realizadas en la formación pliocuaternaria, cuando cortan alguno de los niveles detríticos groseros intercalados en ella. Las surgencias de la zona están, en su mayor parte, relacionadas con aquéllos.

También son interesantes las captaciones realizadas en el lecho granítico, cuando las condiciones topográficas son favorables.

En cualquier caso la precipitación media anual es de unos 1.100 mm., aunque con grandes oscilaciones pluviométricas, entre los meses de invierno (140 mm/mes) y verano (30 mm/mes), lo que en definitiva condiciona un permanente elevado grado de humedad en el suelo y cierta facilidad para llevar a cabo captaciones de pequeños caudales en la mayor parte de la región estudiada.

6 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M., y FERRAGNE, A. (1969).—«Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations 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.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1971).—«La structure de la chaine Hercynienne de la Meseta Iberique: comparaison avec les segments voisins». *Collection colloques et seminaires. Institut Français du Petrole*, t. 1, vol. 4, pp. 61-68.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1972).—«Le Precambrian de la Meseta Iberique». *Coll. Intern. C. N. R. S.*, Paris, 192, pp. 315-335.
- BARROIS, C. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturias et la Galice [Espagne]». *Mém. Soc. Geol. de Nord.*, 2, 1, 630 p.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches Morphologiques dans le NW de la Peninsule Iberique». *Mémoires et documents*, vol. 4, pp. 9-60.
- BIZOVARO, H.; CAPDEVILA, R., y GAVEN, C. (1970).—«Micronalyse de grenats d'aprites et de granites de Galice oriental». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, vol. 81, pp. 299-304.
- BOILLOT et al. (1972).—«Congreso I. F. P. de París».
- BONHOMME, M.; MENDE, S. F., et VIALETTE, Y. (1961).—«Age absolu par la méthode au strontium des granites de Sintra et de Castro Daire au Portugal». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 252, pp. 3.305-3.306.
- CAPDEVILA, R., et VIALETTE, I. (1965).—«Premières mesures d'âge 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.
- (1970).—«Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (N-W de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, pp. 2.527-2.530.
- CAPDEVILA, R. (1965).—«Sur la géologie du Precambrien et du Paleozoïque dans la région de Lugo et la question des plissement assyntiques et sardes en Espagne». *Not. Comun. Inst. Geol. Min. España*, 80, pp. 157-174.
- (1966).—«Sur la présence de sills basiques et ultrabasiques métamorphiques dans la région de Villalba (Lugo-Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 262, pp. 2.193-2.196.

- (1967 a).—«Répartition et habitus de l'apatite dans le granite de Neira (Espagne) comparaisons avec les donnees experimentales et applications pétrogenetiques». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 1.694-1.697.
 - (1967 b).—«Extension du metamorphisme regional hercynien dans le nord ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturias, Leon)». *C. R. Soc. Geol. Fr.*, 7, pp. 277-279.
 - (1968 a).—«Zones de metamorphisme regional progressif dans le segment hercynien de Galice-orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, vol. 266, pp. 309-312.
 - (1968 b).—«Les types de metamorphisme intermediaires de basse presion dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 266, pp. 1.924-1.927.
 - (1968 c).—«La symetrie du cloritoide dans le micaschistes de Galice nord orientale, NW de l'Espagne». *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, vol. 91, pp. 508-510.
 - (1969).—«Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale». *These Universite de Montpellier*, 431 pp.
- CAPDEVILA, R., et FLOOR, P. (1969).—«Les différents types de granites hercyniens et leur distributions 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.
- DIVISION DE GEOLOGIA DEL I.G.M.E. (1973).—«Memoria de la Hoja de Lugo (07-06) (MAGNA)». En prensa.
- 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*, 93, pp. 87-92.
- FERRAGNE, A. (1972).—«Le Precambrien et le Paleozoïque de la province d'Orense». *These de l'Universite de Bordeaux*, I, 249 p.
- FLOOR, P. (1966 b).—«Los metasedimentos y gneises graníticos antehercinianos». *Leidse Geol. Med.*, vol. 36, pp. 223-234.
- (1968).—«Basement rocks of western Galicia as sources for the minín Ria de Arosa». *Trab. Lab. Geol. de Lugo*, 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.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965).—«Datos sobre las pizarras de Lugo». *Rev. Fac. Cien.*, Oviedo, 6, 1, pp. 131-143.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M., y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1972).—«Memoria de la Hoja de Chantada (07-09)». *Div. Geol. del I. G. M. E. (MAGNA)*.

- (1972).—«Memoria de la Hoja de Nogueira de Ramuín [07-10]». *Div. Geol. I. G. M. E.* (MAGNA).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).—«Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Ibid.*, 36, pp. 277-299.
- (1935).—«El Sistema Cambriano». *Ibid.*, 41, pp. 291-525.
- (1935).—«Hierros de Galicia». *Ibid.*, 42, 769 p.
- (1942).—«El sistema Siluriano». *Ibid.*, 45, 789 p.
- (1960).—«Graptolítidos Españoles». *Not. Com. I. G. M. E.*, 57, pp. 3-77.
- HILGEN, J. D. (1971).—«The Lalín unit a new structural element in the hercynian Orogen of Galicia». *Koninkl. Nederl. Ak Van Wetenss.*, vol. 74, 4, pp. 1-10.
- KONING, H. (1966).—«Les types des roches basiques et ultrabasiques qu'on recontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)». *Leidse, Geol. Med.*, vol. 36, pp. 235-242.
- LOTZE, F. (1945).—«Enige probleme der Iberischen Meseta». *Geotekl. Forsch.*, 6, pp. 1-122.
- MAASKANT, P. (1970).—«Chemical Petrology or polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia». *Leidse Geol. Med.*, vol. 45, pp. 237-325.
- MARCOS, A. (1971).—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase Herciniana de deformación en el Occidente de Asturias (NO. de España)». *Brev. Geol. Astúrica*, año XV, 4, Oviedo, pp. 59-64.
- (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura Herciniana del Occidente de Asturias (NO. de España)». *Tes. Doct. Fac. Cienc. Univ. de Oviedo*.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria». *Studia Geológica*, v. pp. 7-106.
- MATTAUER, M. (1973).—«Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre». *Collection Méthodes*, Hermann. Paris.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paleozoïque de la Sierra de Caurel». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 7, pp. 243-245.
- (1964 a).—«Sur la volcanisme silurien du synclinal de Truchas». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 2, pp. 57-588.
- (1964 b).—«Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice 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 extrusion». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 2.268-2.271.

- (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. du lab. de Geol. Fac. Sc. Grenoble*, vol. 44, pp. 1-128.
- (1969).—«Les kink-bands exemple de deformación tardive dans l’Hercynien du nord-ouest de la Espagne». *Tectonophysics-Elsevier Publishing Company*, vol. 7, 4, pp. 309-322.
- NISSEN, H. U. (1959).—«Deformation und kristallisation in norwest-spanischen kustengebirge bei Vivero». *Dis. Math. Natur. Fak. Univ. Münster*, 300 p.
- NOLLAU, G. (1966).—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el oeste de la provincia de León». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, vol. 88, pp. 31-42.
- (1966).—«Stratigraphie magmatismus und tecktonik der montes de Leon zwischen Astorga und Ponferrada, in nordwest Spanien». *Geotekt Forsch.*, 27, pp. 71-146.
- PARGA-PONDAL, I. (1956).—«Nota explicativa del Mapa Geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña». *Leidse. Geol. Med.*, vol. 21, páginas 467-484.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 59, pp. 333-358.
- PARGA-PONDAL, I., y GOMEZ DE LLARENA, J. (1963).—«Yacimientos fosíferos en las pizarras metamórficas de Guntín». *Bol. R. Soc. España. Hist. Nat.*, 61, pp. 83-88.
- PARGA-PONDAL, I.; MATTE, Ph., et CAPDEVILA, R. (1964).—«Introduction a la Géologie de "l'Ollo de Sapo" formation porphyroïde antesisilurienne du nor-ouest de l'Espagne». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 76, pp. 119-154.
- PARGA-PONDAL, I., y ALEIXANDRE, T. (1966).—«La arenisca ortocuarcítica de Gistral. Lugo». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 87, pp. 59-90.
- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; VERCHURE, R.; HEBEDA, E., y VERDUMEN, E. (1970).—«Dating events or acid plutonism throught the paleozoic of the western Iberian Peninsula». *Ecloge Geol. Helv.*, vol. 63, 1, pp. 225-274.
- QUINTERO, I. (1962).—«Graptolitos en la provincia de Lugo». *Not. Com. Inst. Geol. 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». *Comun. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 101-105.
- RIEMER, W. (1963).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, vol. 81, pp. 7-20.
- ROMARIZ, C. (1969).—«Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular». *Comun. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 107-156.
- SEILACHER, A. (1964).—«Biogenic sedimentary structures». In J. IMBRIE & N. D. NEWELL (Edit.): *Approaches to Paleoecology*, p. 296, John Wiley and Sons Inc., New York.

- SITTER, L. U. de (1949).—«The developmen of the Paleozoic in Nordwest Spain». *Geol. Mijnb.*, 11, 11.
- TEX, E. den (1966).—Apercu petrologiques et structural de la Galicie cristalline». *Leidse Geol. Med.*, 36, pp. 211-222.
- TEX, E. den, and FLOOR, P. (1971).—«A synopsis of the geology of western Galicia». *Ed. Technip*, París.
- VIDAL, BOX, E. (1941).—«Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. Real Soc. Hist. Nat.*, vol. 29, pp. 121-153.
- WAGNER, R. H. (1964).—«Ideas sobre el significado tectónico y paleogeográfico del arco astúrico en el noroeste de España». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 62, pp. 343-346.
- WALTER, R. (1968).—«Die geologie in der nodostluchen provinz lugo, NW Spanien», *Geotekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70.
- YPMA, P. J. M. (1966).—«Sumario de la mineralización metalífera y su génesis en Galicia occidental (España)». *Leid. Geol. Meded.*, 36, pp. 279-291.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NO. de España) y su distribución paleogeográfica». *Tes. Doct. Fac. Cienc. Univ. de Oviedo*.
- ZUREN, 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