



# IGME

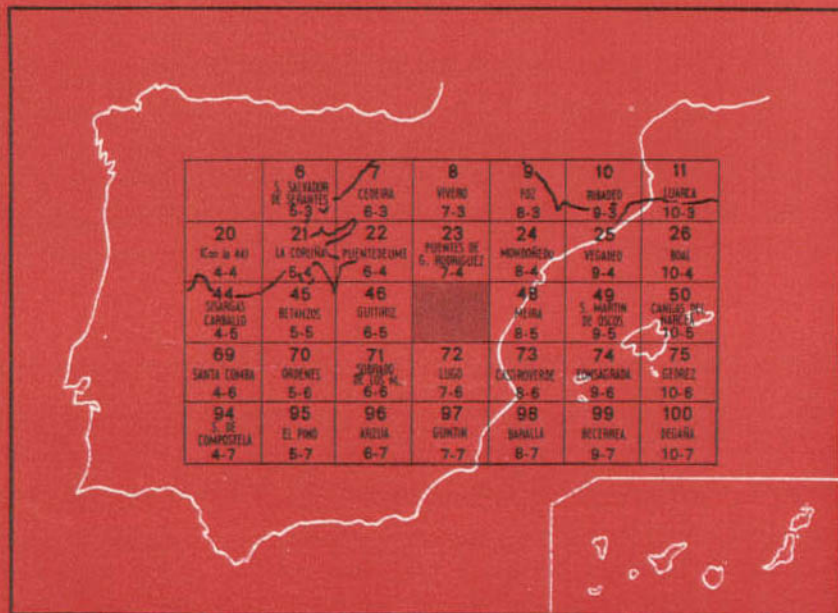
**47****7-5**

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# VILLALBA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**  
E. 1:50.000

**VILLALBA**

**Segunda serie - Primera edición**

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOTEHIC, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

Dirección del proyecto: Don Fernando García Salinas.

Coordinación: Don José Abril Hurtado.

Geología de campo y gabinete: Don Manuel de Tena-Dávila Ruiz.

Colaboración Universidad Francesa: M. R. Capdevila (Université de Rennes, laboratoire associé au CNRS, núm. 174).

#### **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 - 15.319 - 1975

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

## **1 INTRODUCCION**

La empresa GEOTEHIC ha realizado el estudio geológico de la Hoja número 07-05, Villalba, por encargo del IGME, siguiendo las directrices establecidas en el MAGNA, de cuyo proyecto forma parte esta Hoja, integrada en el bloque 1-6.

La elaboración de este trabajo se ha basado, principalmente, en los de C. BARROIS, 1882; P. HERNANDEZ SAMPELAYO, 1915-1960; R. CAPDEVILA, 1964-1970; P. MATTE, 1964-1968; I. PARGA-PONDAL, 1963-1967, y L. GARCIA DE FIGUEROLA, 1965. Asimismo, se han tenido en cuenta los trabajos realizados por R. WALTER, H. V. NISSEN y W. RIEMER en zonas próximas a la Hoja. Han intervenido temporalmente en campo R. CAPDEVILA, F. G. LO-DEIRO y M. IGLESIAS.

## **2 ESTRATIGRAFIA**

### **2.1 UNIDAD DEL DOMO DE LUGO**

#### **2.1.1 Precámbrico**

En los trabajos realizados anteriormente, el Precámbrico de esta unidad se denominaba serie de Villalba (BARROIS, C., 1882, y CAPDEVILA, R., 1969). En la realización de este trabajo ha sido posible establecer una estra-

tigrafía más detallada de esta serie, habiéndose dividido cartográficamente en dos tramos: superior, serie de Villalba (s. str.), y otro inferior o serie de Alba (San Juan de Alba,  $x=273.305$ ;  $y=969.203$ ).

#### 2.1.1.1 *Serie de Alba* (PC)

De muro a techo presenta la siguiente sucesión estratigráfica:

a) Micacitas y neises pelíticos con lentejones de anfibolitas negras de grano fino. Estas micacitas y neises localmente migmatizados; derivan de sedimentos pelíticos, mientras que las anfibolitas, generalmente ricas en dióxido, son relativamente calcomagnesianas y parecen ser de origen para.

La potencia del tramo no ha podido ser determinada al no aflorar términos más antiguos. Su espesor mínimo parece ser de un centenar de metros.

b) Del tramo anterior se pasa, insensiblemente, a un tramo de micacitas muy moscovíticas de coloración amarillenta y con irrisaciones que se caracteriza por la presencia de poiquiloblastos de granate, estaurilita, andalucita y cianita. Estos minerales se reconocen «de visu», encontrándose granates de hasta 2 cm. de diámetro.

Estas micacitas corresponden, en origen, a sedimentos arcillosos ricos en alúmina y hierro a la vez que pobres en calcio y magnesio.

Dentro de este tramo aparecen, localmente, lentejones de clorititas con granates que probablemente tienen origen orto.

Es difícil dar la potencia de este tramo debido a la escasez de buenos afloramientos y a la intensa deformación, aunque puede estimarse en unos centenares de metros.

c) Sobre el tramo anterior aparece un nivel detrítico de cuarcitas feldespáticas tableadas en pequeñas capas de 5 a 10 cm. de espesor que intercalan niveles micacíticos más finos.

Este tramo corresponde, en su origen, a una serie rítmica de areniscas arcósicas alternantes con pelitas. La potencia total de este nivel de cuarcitas tableadas oscila entre los 40 y 50 m.

d) Sobre las cuarcitas y en el techo de la serie de Alba aparece un nivel de unos 40 a 50 m. de potencia de micacitas homogéneas y de origen pelítico en las que, ocasionalmente, pueden aparecer poiquiloblastos.

#### 2.1.1.2 *Serie de Villalba* (s. str.) (PC $\xi$ + $\xi_A$ )

Viene representada por un conjunto de micacitas y neises pelíticos con granates que intercalan lentejones de neises anfibólicos cuyos anfíboles se distribuyen en rosetas en la foliación. Estos neises anfibólicos pueden representar antiguas capas de grauwackas calcomagnesianas, mientras que micacitas y neises pelíticos provienen de sedimentos pelítico-feldespáticos.

Es difícil establecer la potencia de este tramo, ya que con anterioridad

a la deposición del suprayacente la serie de Villalba se ha erosionado. El espesor mínimo calculado parece superar los 500 m.

Las series de Alba y Villalba se han datado como Precámbricas, ya que sobre ellas descansa el Cámbrico discordantemente (BARROIS, C., 1882, y CAPDEVILA, R., 1969).

La división aquí establecida, entre las series de Alba y Villalba, no tiene necesariamente un valor sedimentológico, pues la serie de Villalba debería empezar en el nivel detrítico de las cuarcitas tableadas, continuándose con las micacitas superiores y la serie de Villalba (s. str.), ahora bien, las posibilidades de que se disponía han hecho cartografiables con precisión únicamente las unidades definidas.

De todas formas, las dos series de Alba y Villalba parecen pertenecer a un mismo conjunto, ya que no se puede observar discordancias entre ambos tramos.

### 2.1.2 Cámbrico (CA $\gamma$ )

En esta Hoja únicamente aparece el tramo de base del Cámbrico, que viene representado por la cuarcita de Candana inferior.

Se trata de un tramo cuarcítico feldespático que descansa discordantemente sobre la serie de Alba. En la base presenta lentejones microconglomeráticos con pequeños cantos cuarcíticos y cuarzos azulados, mientras que hacia la parte superior se hace más ortocuarcítico.

Se trata de una serie detrítica con caracteres molásicos, en la que a pesar de la deformación y del metamorfismo se pueden observar estratificaciones entrecruzadas.

El espesor mínimo de esta formación, con la que se inicia el ciclo paleozoico, es de un centenar de metros.

## 2.2 UNIDAD DEL OLLO DE SAPO

### 2.2.1 Precámbrico (PCw)

Viene representado únicamente por la facies superior de la formación Ollo de Sapo.

Se trata en origen de grauwackas feldespáticas localmente asociadas a efusiones riolíticas, que han dado lugar a un tamo de neises ocelados de grano fino con inyecciones de granitos anatéxicos y alternantes con algunas micacitas y cuarcitas.

La potencia mínima de la formación se puede calcular en unas decenas de metros. Su edad es precámbrica, al estar cubierta por formaciones cámbricas en Miranda do Douro (Portugal); zona meridional de la Cordillera Central y de la Sierra Segundera (BARD, J. P., y al., 1972).

## 2.2.2 Ordovícico

Sobre el Olló de Sapo y probablemente discordante se apoya una formación de esquistos esencialmente micáceos ( $O_{12}^1$ ), constituida por los siguientes tramos, que de muro a techo son:

### 2.2.2.1 Microconglomerado ( $O_{12}^1cg$ )

Cuarzo feldespático de color blanco con elementos de plagioclasa y cuarzos azulados de diámetro inferior a 1 cm. y con un cemento cuarzo-feldespático fino.

El espesor máximo es de 20 m., aunque para hacerlo representable se ha exagerado su potencia en la cartografía. La distribución del microconglomerado metamorfozido no es continua, estando bien representado al S. del flanco oriental de la antifforma de Guitiriz, mientras que desaparece hacia el N.

### 2.2.2.2 Esquistos ( $O_{12}^1$ ), migmatizados ( $O_{12}^1\gamma$ ) y cuarcitas ( $O_{12}^1\gamma$ )

Directamente sobre Olló de Sapo o sobre el microconglomerado anterior se apoya una serie de esquistos pelíticos ( $O_{12}^1$ ) que intercalan niveles centimétricos de cuarcitas más o menos feldespáticas, en los que se pueden encontrar «load coasts», «slumpings», «ripple marks» y estratificaciones entrecruzadas. Se observa una gradación de secuencia normal en el espesor y cantidad de los bancos detriticos aumentando el material pelítico hacia la parte superior.

En el macizo de Puebla de Parga esta formación aparece migmatizada y/o inyectada por la granodiorita precoz con megacristales ( $O_{12}^1\gamma$ ).

Hacia la base, a unos metros del contacto con el Olló de Sapo se encuentra generalmente un banco de cuarcita ( $O_{12}^1\gamma$ ) de unos 7 m. de potencia, que en el flanco noroccidental del anticlinal del Olló de Sapo se ha podido cartografiar.

Los esquistos intercalan lentejones ferríferos de origen oolítico, que por su discontinuidad y pequeña cuantía no han despertado interés económico.

La potencia total de esta serie alcanza de 300 a 400 m., habiendo sido datada como Skidawiense, ya que en la región de Sanabria y en las cuarcitas basales, SEILACHER ha encontrado Crucianas de esta edad (MATTE, P., 1968).

### 2.2.2.3 Cuarcitas de cruciana ( $O_{12}^3$ )

La serie Skidawiense se termina con un potente banco de cuarcitas ( $O_{12}^3$ ).

con estratificaciones entrecruzadas y con algunos finos niveles de esquistos intercalados.

Al estar este dominio replegado por la segunda fase hercínica, la extensión de afloramiento de esta formación cuarcítica se hace variable. Estas cuarcitas se han datado como Skidawiense al haberse encontrado, en las zonas con baja intensidad de metamorfismo, de Monforte hacia el S., Crucianas de esta edad (RIEMER, W., 1963, y MATTE, P., 1968).

#### 2.2.2.4 Serie de Luarca (O<sub>2-3</sub>)

El Ordovícico Medio y Superior viene representado por una serie equivalente a la serie de Luarca, de esquistos de tonalidad azulada de grano generalmente muy fino y con pocas intercalaciones cuarcíticas (O<sub>2-3</sub>).

Esta formación intercala lentejones ferríferos de origen oolítico que en Vivero, Ponferrada, etc., han sido explotados. La edad de esta formación abarca desde el Llanvirniense hasta el Ordovícico Superior. Así, en x=266.050, y=977.055 hemos encontrado restos de crinoides y pleuras de trilobites de edad Ordovícico Superior.

### 2.2.3 Silúrico

#### 2.2.3.1 Ampelitas (S<sub>ξv</sub>)

Comienza el Silúrico con un nivel ampelítico (S<sub>ξv</sub>), en el que hemos encontrado varios ejemplares de *Monograptus*, M'COYI LAPK, y *Gladiograptus perlatus*, NICH VAN DAIZONI, LAPW, pertenecientes a la zona 22 de Elles and Wood, que corresponde a una edad Llandovery Superior. Comoquiera que en este mismo nivel hemos encontrado fauna de edad Ludlow Inferior (*Monograptus Roemerii*, BARR), se trata de un piso compresivo que abarca desde el Llandovery Superior al Ludlow Inferior.

Al ser éste un nivel plástico, su potencia es variable, oscilando entre 20 y 30 cm.

#### 2.2.3.2 Esquistos grafitosos (S)

Encima de este nivel ampelítico se desarrolla una serie de esquistos o micacitas generalmente grafitosos (S), que intercalan diversos niveles alentejonados de ampelitas (ξv). Se trata de sedimentos pelíticos ricos en Al y Fe y relativamente pobres en G, Ca y Mg, en los que, debido al proceso metamórfico, se han desarrollado estaurolitas, granates, cianitas y en mayor cantidad cloritoides.

Al no conocer el techo de esta formación no se puede fijar su potencia, que aproximadamente alcanza un mínimo de 1.000 metros.



## 2.3 Terciario (T)

Los materiales terciarios están constituidos por un conjunto de arcosas, arcillas y margas que están recubiertas por un nivel superior de 1,5 m. de canturrales cuarcíticos.

Las arcosas son grises, de grano fino a medio, mal compactadas, y están en finos niveles que no suelen superar los 2 m. de potencia.

Las arcillas y margas son de tonalidades verdosas que intercalan niveles rojizos milimétricos, habiendo encontrado en  $x=269.900$ ,  $y=961.755$ , ostrácodos y charáceas que lo datan como de edad Neógeno. El ámbito de deposición es continental, lacustre.

La potencia de este conjunto es variable según su emplazamiento, oscilando entre 3 y 20 m. aproximadamente. En algunos sitios (Hoja de Puentes de García Rodríguez) estas arcillas, depositadas en un medio reductor, intercalan lignitos explotables, alcanzando potencias de algunos centenares de metros.

Este Terciario yace horizontalmente fosilizando un relieve premioceno o bien rellenando fosas tectónicas de origen distensional que, en algunos sitios, pueden llegar a dar saltos de falla importantes que implican potencias en los materiales terciarios de centenares de metros.

Encima, y recubriendo arcillas y margas, hay un nivel conglomerático de 1,5 m. de espesor, muy suelto, y tipo raña con cantos de cuarcita subangulosos de hasta 10 cm. de diámetro y heterométricos que están inmersos en una matriz arcillo-limosa.

## 2.4 Cuaternario (Q)

Consta de limos eluvio-aluviales que generalmente descansan sobre el Terciario, constituyendo una fina película. Asimismo se encuentran coluviales de ladera y pequeñas terrazas locales. Sobre esta formación se desarrolla un suelo orgánico, que si generalmente no es potente, sí se encuentra muy ampliamente extendido.

# 3 TECTONICA

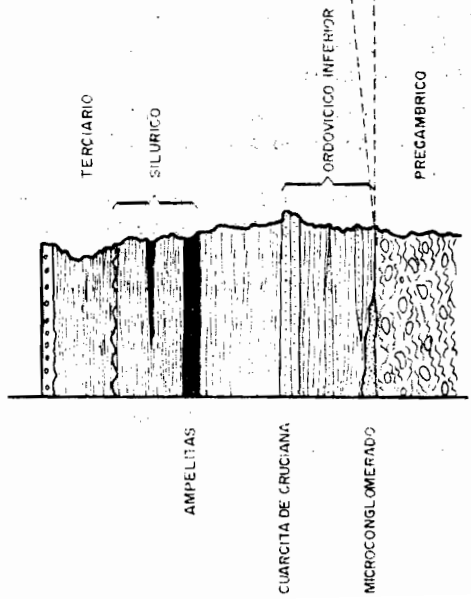
## 3.1 PRINCIPALES FASES DE DEFORMACION

### 3.1.1 Fases antehercínicas

La Hoja de Villalba (07-05) se encuentran enclavada en la zona interna de la cadena Hercínica, donde las deformaciones antehercínicas no han sido importantes, manifestándose únicamente posibles movimientos de tipo epiro-

O

UNIDAD DEL "OLLO DE SAPO"



E

UNIDAD DEL "DOMO DE LUGO"

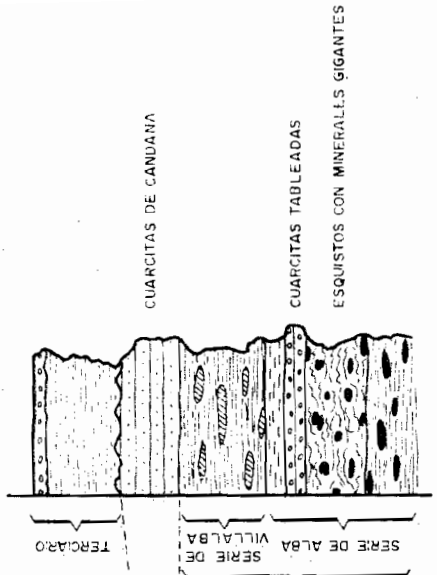


Fig. 1.—Columnas estratigráficas esquemáticas de las unidades del Ollito de Sapo y Domo de Lugo.

génico: Precámbrico-Cámbrico (Cadomienses) y Cámbrico-Skidawiense (Sárdicos).

#### 3.1.1.1 *Unidad del Domo de Lugo*

a) En el Precámbrico se observan lineaciones de intersección con la  $S_1$  hercínica de dirección variable, mientras que en los microconglomerados cámbricos las lineaciones de intersección son N-S.

b) El Cámbrico es microconglomerático y arcósico en su base y presenta caracteres molásicos.

c) Mientras que en esta Hoja el Cámbrico descansa sobre la serie de Alba, en la Hoja de Puentes de García Rodríguez (07-04) descansa sobre la serie de Alba o bien sobre la de Villalba.

Estos datos hacen pensar en la existencia de una discordancia Precámbrico-Cámbrico, aunque no se advierte la existencia de metamorfismo o esquistosidad Cadomiense. Esto indica que la orogenia Cadomiense aquí no ha sido importante, habiéndose realizado las deformaciones por encima del frente superior de esquistosidad o incluso que eran de tipo epirogénico.

#### 3.1.1.2 *Unidad del Olló de Sapo*

No hay evidencias microtectónicas de discordancia entre el Olló de Sapo y la base del Paleozoico, representada aquí por el Skidawiense. Ahora bien, se observa lo siguiente:

- Existencia de una laguna estratigráfica durante el Cámbrico.
- La base del Ordovícico viene representada en esta Hoja por un microconglomerado de base.
- Este Ordovícico Inferior descansa, bien sobre el microconglomerado, bien sobre el Olló de Sapo de grano fino, o en la Hoja de Lugo, sobre el Olló de Sapo de grano grueso.

Estas observaciones hablan de una probable discordancia Precámbrico-Ordovícico, si bien las deformaciones preordovícicas no han tenido gran intensidad.

Por otra parte, puede tratarse de una discordancia Sárdica de cuya existencia se tienen datos en las zonas más internas de la cadena y/o Cadomiense, ya que no hay datos para determinar con certeza cuál de las orogenias es causa de los posibles movimientos que han dado lugar a esta discordancia.

#### 3.1.2 **Fases hercínicas**

Se conocen en Galicia oriental varias fases de deformación, de fractura o de plegamiento de origen Hercínico.

Las deformaciones más importantes corresponden a dos fases de plegamiento que, según su edad relativa, se han denominado fase 1 y fase 2 (MATTE, P., 1968).

### 3.1.2.1 Fase 1

En la unidad del Domo de Lugo esta primera fase de deformación se caracteriza:

A escala megaestructural por el pliegue acostado de Mondoñedo-Lugo-Sarria de dirección N.-S., vergente hacia el E. y de gran amplitud (20 km. de flanco invertido en la región de Mondoñedo). La Hoja de Villalba comprende únicamente una parte del flanco normal de este gran pliegue acostado.

A escala mesoestructural, la fase 1 se manifiesta a través de pequeños pliegues acostados de arrastre, cuyo flanco invertido puede llegar a medir hasta tres kilómetros como en el pliegue de la región de San Juan de Alba.

A escala microestructural, la fase 1 se caracteriza por una foliación de plano axial horizontal en micropliegues similares, isoclinales, acostados. El eje *b* de los pliegues presenta una dirección general N.-S., salvo en zonas profundas (silimanita), como en la zona O. del Domo, donde los ejes de los pliegues pueden ser curvos. La dirección de intersección esquistosidad-estratificación es variable en el Precámbrico y N.-S. en el Cámbrico.

Las micacitas presentan una lineación mineral E.-O. que corresponde a un estiramiento de los micropliegues según el eje *a*.

En los neises anfibólicos la deformación se traduce generalmente en un «boudinage», así como en una dispersión de los anfíboles dentro del plano  $S_1$ .

Las vergencias son hacia el E.

En la unidad del Olló de Sapo la deformación de fase 1 se observa únicamente a escala microestructural.

Esencialmente se manifiesta por una esquistosidad deformada por la fase 2 y micropliegues similares e isoclinales originalmente acostados.

A escala mesoestructural es probable que la unidad del Olló de Sapo formase parte de un gran pliegue acostado vergente hacia el E., viendo nosotros el flanco normal. Sin embargo, no hay evidencias de esta megaestructura.

Así, la fase 1 en esta Hoja da grandes pliegues acostados, isoclinales, de tipo pénnico, dirección aproximada N.-S. y con vergencia hacia el E. La esquistosidad de flujo es subhorizontal y generalmente coincidente con la estratificación, salvo en la zona de charnela.

Esta fase va acompañada de un metamorfismo de tipo mesozonal intermedio de baja presión.

### 3.1.2.2 Fase 2

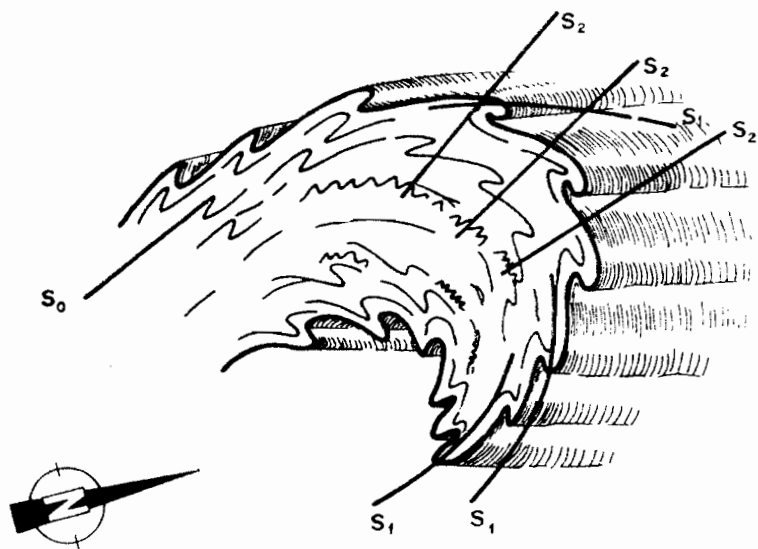
Esta fase es la responsable de las macroestructuras visibles actualmente en la unidad del Olló de Sapo, atenuándose su importancia de O. a E. de manera tal que, en la unidad de Domo de Lugo su influencia es pequeña.

En la unidad del Olló de Sapo la fase 2 se traduce:

A escala megaestructural por el anticlinorio de plano axial subvertical de Guitiriz, de dirección N.-S. y vergente hacia el E. En esta Hoja [07-05] únicamente aflora el cuadrante NE. de esta megaestructura.

A escala mesoestructural la fase 2 se traduce por toda una serie de pliegues que forman el anticlinal de Guitiriz.

A escala microestructural se observan micropliegues similares isoclinales en las metapelitas, aunque son menos apretados que los de fase 1. Presentan dirección N.-S., plano axial subvertical y vergencia hacia el E. Están generalmente acompañados de esquistosidad de plano axial.



S<sub>0</sub> ESTRATIFICACION ORIGINAL

S<sub>1</sub> ESQUISTOSIDAD DE LA 1ª FASE DE DEFORMACION

S<sub>2</sub> ESQUISTOSIDAD DE LA 2ª FASE DE DEFORMACION

Fig. 2.—Esquema mostrando la superposición de fases en el dominio del Olló de Sapo.

En los esquistos ordovícicos se observa una esquistosidad de flujo que traspone la estratificación y la esquistosidad  $S_1$  totalmente.

En ciertos casos, en la formación Olla de Sapo y en los esquistos del Ordovícico y Silúrico se encuentra una esquistosidad de crenulación que afecta a la  $S_1$ .

En las cuarcitas se observa frecuentemente una simple esquistosidad de fractura relacionada con esta fase.

Localmente la  $S_2$  no se observa, lo que indica que en ciertos casos la deformación de fase 2 se desarrolla por encima del frente de esquistosidad.

Las lineaciones de intersección de la  $S_2$  con la  $S_1$  o  $S_0$  son N-S.

En el Domo de Lugo la  $S_2$  queda reflejada:

A escala megaestructural por el abombamiento responsable de la formación del Domo de Lugo.

A escala mesoestructural se observan pliegues de dirección N-S. de plano axial subvertical o con vergencia al E. que se atenúan hasta desaparecer a 4-5 km. al E. del límite entre las dos unidades Olla de Sapo y Domo de Lugo.

A escala microestructural se observan micropliegues de arrastre con una esquistosidad de crenulación o de fractura.

Esta fase 2 da pliegues de plano axial subvertical, de dirección N-S., vergentes hacia el E. y con esquistosidad de crenulación y «strain slip». Las estructuras de esta fase deforman las de fase 1, siendo ambas homoaxiales.

Esta fase se desarrolla cuando el proceso metamórfico alcanza sus estadios finales.

### 3.1.2.3 *Relaciones estructurales entre las unidades Olla de Sapo y Domo de Lugo*

El contacto entre estas dos unidades es de tipo tectónico, manifestándose su importancia por:

- Separar dos dominios de estratigrafía distinta.
- Diferenciar dos dominios donde la  $S_2$  presenta un comportamiento tectónico distinto.
- Por estar ligado a un metamorfismo de más alta presión.

Las características estructurales de este contacto son:

a) Actualmente el contacto está constituido por una falla normal con dirección general N-S. y con un plano de falla buzando  $60^\circ$  O. Se encuentran espejos de falla con estrías verticales que indican que el labio O., que corresponde con el de menor intensidad de metamorfismo, es el labio hundido.

b) El labio hundido presenta en una extensión de 2 a 3 km. al O. de la fractura «kink-bands» y pliegues en chevron de plano axial horizontal o ligeramente buzantes al E. que se formarían por distensión durante el juego de la falla normal (MATTE, P., 1968). Comoquiera que estas estructuras deforman la  $S_2$ , esta falla ha rejugado posteriormente a la segunda fase de deformación.

c) El labio levantado presenta, en una extensión aproximada de 2 a 3 km. al E. del accidente, una esquistosidad paralela al contacto con buzamiento actual de  $45^\circ$  O. Esta esquistosidad es postfase 1 y antifase 2 (deforma la granodiorita precoz del macizo de Santa Eulalia y el granito de dos micas del macizo de Hombreiro en la Hoja núm. 07-06, Lugo, mientras que parece estar afectada por la  $f_2$ ).

Esta esquistosidad que aplasta los poiquiloblastos de las micacitas está acompañada de un estiramiento E.-O. muy intenso, aunque no da estructuras del tipo pliegue.

Por su localización, esta esquistosidad parece constituir la prueba de la existencia de un cabalgamiento profundo de la unidad Ollo de Sapo sobre el Domo de Lugo en la interfase 1-2. La amplitud del cabalgamiento puede ser importante, ya que la paleogeografía de los dominios es muy diferente.

#### 3.1.2.4 Fases tardías

Se manifiestan a través de micro y meso estructuras localizadas que afectan a los  $S_1$  y  $S_2$ .

En el Ordovícico o Silúrico aparecen frecuentemente «kink-bands» tardíos, aislados o conjugados y con planos axiales generalmente verticales.

Con posterioridad a las deformaciones descritas se desarrolla un sistema de fracturas de desgarre, generalmente senestras y de dirección SO.-NE., que corresponden a un sistema de compresión N.-S. que afectó a Galicia al final de la orogenia Hercínica. Estas fracturas ocasionalmente están cicatrizadas por diques de cuarzo o de doleritas.

#### 3.1.2.5 Fases de deformación recientes

Posteriormente a la deformación Pirenaica, que afecta al margen continental norte Ibérico (BOILLLOT, et al. Congreso I.F.P., París, 1972) existe un levantamiento en bloque de Galicia acompañado por una distensión que hace jugar en falla normal la mayoría de las fallas de desgarre horizontal post-hercénicas. Los grabens originados por esta distensión se rellenan de sedimentos miocenos.

## 3.2 CRONOLOGIA RELATIVA Y EDAD DE LAS FASES HERCINICAS

### 3.2.1 Cronología relativa

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

- Fase 1 de plegamiento que afecta a toda la Hoja.
- Cabalgamiento de la unidad Olla de Sapo sobre el Domo de Lugo.
- Fase 2 de plegamiento, bien desarrollada en la parte occidental de la Hoja, atenuándose su intensidad hacia el E.
- Juego en falla normal del contacto entre las dos unidades con formación de estructuras de origen distensional en el labio hundido.
- Formación de «kink-bands» y fallas de desgarre horizontal senestras.

### 3.2.2 Cronología absoluta

Los datos que permiten datar estas fases son muy escasos por falta de depósitos post-tectónicos.

El único dato utilizable en la Hoja es la datación radiométrica por el método Rb/Sr, estableciendo isócronas sobre las granitoides de Puebla de Parga y de Friol.

Estos datos dan una edad intrawestfaliense para el granito sin fase 2 de Friol (CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1970).

La fase 1, más antigua, debe ser ante-Viseense, si se considera lo interno de la zona.

El cabalgamiento zona del Olla de Sapo sobre Domo de Lugo es probablemente Westfaliense, por ser prefase 2 y posterior a granitos datados radiométricamente como Viseense Superior o Westfaliense Inferior (CAPDEVILA, R., 1969).

Las fallas de desgarre cortan las granodioritas tardías de edad Estefano-Pérmico (275 m. de a.) y están recubiertas por Triásico en Asturias; así pues, se trata de fracturas de edad Pérmica.

## 4 PETROLOGIA

### 4.1 ROCAS IGNEAS

En la Hoja de Villalba (07-05) afloran diversos tipos de rocas ígneas que, de forma general, se pueden englobar en dos series graníticas que están extendidas por toda la cadena hercínica.

- Granitos calcoalcalinos biotíticos (granodioríticos).
- Granitos alcalinos de dos micas (leucogranodioríticos).



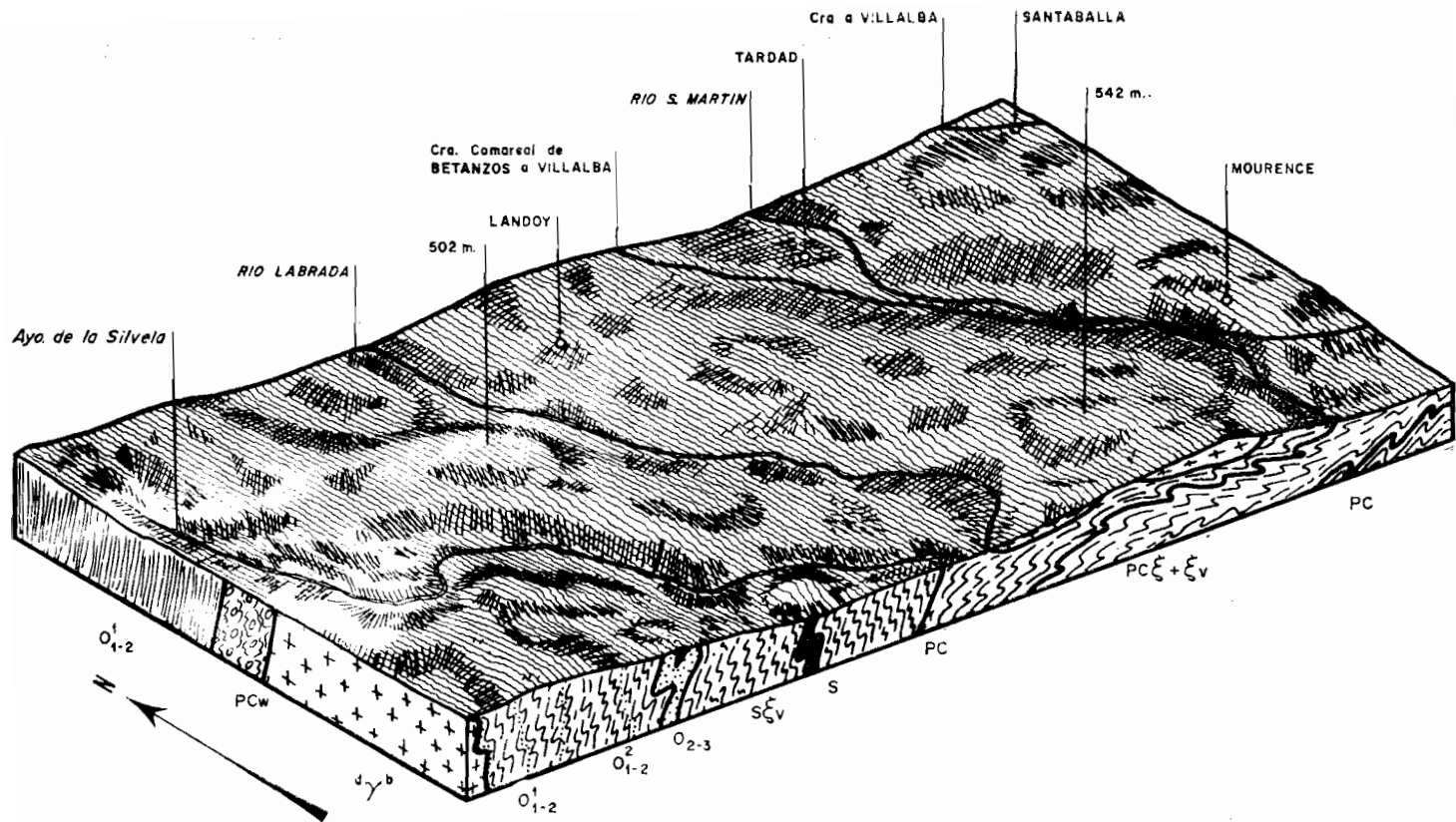


Fig. 3.—Bloque diagrama donde se ponen de manifiesto las relaciones entre los dominios del Olló de Sapo y Domo de Lugo.

Posteriores a estos granitos son unas doleritas que, aprovechando fracturas, están cortando perpendicularmente las estructuras.

#### 4.1.1 Granodiorita precoz ( $\gamma_1^b$ )

Se encuentra emplazada en el núcleo del anticlinal de Guitiriz, de fase 2, ocupando unos 40 km<sup>2</sup> en la parte occidental de la Hoja.

Constituye un macizo alargado de dirección N-S. que engloba esquistos del Ordovícico inferior que no ha podido asimilar. Estos enclaves de esquistos de dirección general N-S., están en afloramientos frecuentemente cortados por fracturas transversales a las estructuras.

El contacto oriental de la granodiorita es neto, estableciendo los esquistos del Ordovícico inferior un control litológico. De esta manera la formación Olla de Sapo, que era paralela a las estructuras dirección N-S., ha quedado asimilada por la granodiorita, quedando un retazo al norte del macizo. Asimismo, al no haber sido asimilados por la granodiorita, subsisten esquistos infraordovícicos que determinan un pequeño sinclinal.

La facies común de esta granodiorita es una roca de grano medio grueso, compacta y con megacristales de hasta 7 cm. de largo. La textura es gruesa alotriomorfa. Los megacristales y enclaves están orientados según una dirección de flujo con una lineación mineral subvertical.

La composición modal media es:

	%
Cuarzo ... ..	21
Feldespato potásico (microclina) ... ..	34
Plagioclasa (oligoclasa) ... ..	32
Biotita ... ..	5
Moscovita ... ..	6

Los accesorios son: apatito, circón, opacos (rutilo).

Hay facies donde la moscovita se presenta como mineral accesorio.

Los cuarzos incluyen frecuentemente unas pequeñas agujas de rutilo. Los feldespatos potásicos son automorfos, las plagioclasas presentan zonación oscilatoria y las biotitas engloban circones que dan los halos pleoicoicos típicos.

Al provenir estas granodioritas de una fusión seca, raramente van asociadas a filones de tipo neumatólitico o hidrotermal.

#### 4.1.2 Diorita y tonalitas ( $\gamma_2^b$ )

El macizo de Puebla de Parga engloba unas dioritas y tonalitas (CARELO y MATO) cuyo origen no es conocido. Bien pueden haber sido englobadas

por la granodiorita en su ascensión de zonas profundas, o bien ser precursores básicos de la granodiorita (CAPDEVILA, R., 1969).

Estas dioritas y tonalitas se encuentran en «stocks» cuyas dimensiones de afloramiento no exceden los 200 m<sup>2</sup>.

La composición modal media es:

	%
Plagioclasa ... ..	60,7
Anfíbol ... ..	24,2
Cuarzo ... ..	7,4
Biotita ... ..	4,8
Feldespato potásico ... ..	2,2
Accesorios ... ..	0,7

Las plagioclasas presentan un porcentaje de 40 por 100 en anortita, siendo inferior en los bordes y mirmequitas bien constituidas. Los anfíboles están maclados frecuentemente y son del tipo hornblenda. La biotita se altera frecuentemente a clorita. Los minerales accesorios son esfena y apatito.

#### 4.1.3 Leucogranodioritas

Dentro de los granitos alcalinos de dos micas o leucogranodioritas se diferencian dos tipos, debido a emplazarse en momentos distintos.

- Leucogranodioritas sinfase 1 ( $d\gamma^2$ )
- Leucogranodioritas sinfase 2 ( $d\gamma_{mb}^2$ ).

Los granitos de anatexia parautóctonos se producen mediante un proceso de fusión húmeda, por lo que van acompañados de procesos neumatolíticos e hidrotermales.

Estos granitos penetran a favor de la esquistosidad, y aunque no dan aureola de metamorfismo, sí dan una zona, alrededor del granito, con una densidad importante en filones de aplitas, pegmatitas, cuarzo, turmalinitas, esmeralditas, etc.

Se emplazan en facies anfíbolíticas, bajo las isogradas de la estauroлита o sillimanita, como corresponde al carácter anatético de estos granitos.

Se producen estos granitos durante una larga secuencia de tiempo. Los primeros son sincinemáticos con la primera fase de deformación, extendiéndose su producción a lo largo de la génesis de la cadena, hasta alcanzar su máximo en la interfase 1-2, momento en el que el metamorfismo presenta su intensidad máxima.

La petrología de estas leucogranodioritas en su facies común es muy

similar. Así tienen como minerales principales: cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (contenido en An, 15 por 100), moscovita y biotita. Como accesorios presentan: apatito y circón, y como minerales secundarios, clorita pseudomórfica de biotita.

Los resultados de los análisis modales realizados dan una composición media de:

	%
Cuarzo ... ..	34
Feldespato potásico ... ..	24
Plagioclasa ... ..	30
Moscovita ... ..	9
Biotita ... ..	2
Accesorios ... ..	1

Los cuarzos presentan extinción ondulatoria; las plagioclasas son albita-oligoclasa. El feldespato potásico es microclina con su típica macla en parrilla. Las biotitas se alteran a cloritas.

#### 4.1.3.1 *Leucogranodioritas sinfase 1* ( $\gamma^2$ y $\gamma_{c3}^2$ )

Están constituidas por los macizos de Román, Goiriz, Pazos, Vigil, así como numerosos y pequeños afloramientos de neises graníticos emplazados en la formación de Villalba con una deformación general N. 140° E.

##### — Macizo de Román.

Es el de mayor extensión en la Hoja, aproximadamente 14 km<sup>2</sup>. En este macizo la deformación planar del granito y la esquistosidad de la serie de Villalba son coincidentes, marcándose una pequeña orla, no superior a 10 m., de metamorfismo de contacto definida por unas cornubianitas.

Se observa en el macizo un fenómeno de «stopping» al quedar retazos de esquistos de Villalba dentro del propio macizo. Los contactos de estos esquistos con el granito encajante han rejugado posteriormente en una fase de distensión, implicando contactos mecánicos.

Al sur del macizo aparece una facies de variación  $\gamma_{c3}^2$  en un afloramiento de 1 a 2 km<sup>2</sup>. Es un granito blanquecino de grano medio y de textura granuda alotriomorfa, que se diferencia de la facies común por ser más ácida y por manifestaciones deutéricas más importantes.

##### — Macizo de Goiriz.

En la Hoja de Villalba aflora en una superficie de unos 4 km<sup>2</sup>, extendiéndose a la Hoja de Puentes de García Rodríguez (07-04). Se encuentra defor-

mado con una dirección general N. 140° E. y presenta una facies similar a la del macizo de Román.

#### — Macizos de Vigil y Pazos.

El macizo de Vigil, de extensión no superior a 3 km<sup>2</sup>, está deformado subhorizontalmente de manera que el granito flota sobre los esquistos de la serie de Alba.

El macizo de Pazos, que aflora en una superficie no superior a los 2 km<sup>2</sup>, presenta también una dirección de deformación N. 140° E. Asimismo diferencias pequeñas de «stocks» de composición sienítica.

Ambos macizos se encuentran enclavados en el núcleo de un pliegue acostado de fase 1, observándose, en el macizo de Pazos, signos evidentes de haber sufrido presiones posteriores a su emplazamiento, al encontrarse las maclas de plagioclasas distorsionadas. Estas sobrepresiones pueden deberse, bien al cabalgamiento del Olló de Sapo sobre el Domo de Lugo, o bien a la fase 2.

#### 4.1.3.2 *Leucogranodioritas sinfase 2* ( $\gamma_{nb}^2$ )

Viene representada por el extremo N. del macizo de Friol, que en su mayor parte se extiende en la Hoja de Lugo (07-06), llegando una estrecha franja a la Hoja de Villalba.

Este granito de dos micas orla la granodiorita precoz del macizo de Puebla de Parga por una banda que se estrecha hasta perderse hacia el N. y que al S. de la Hoja no presenta más de 200 m. de ancho.

El contacto oriental del granito de dos micas viene definido por el control litológico que los esquistos del Ordovícico Inferior determinan, mientras que el contacto con la granodiorita de megacrístales se establece en una franja donde ambos granitos se mezclan.

La leucogranodiorita del macizo de Friol, en la zona de borde, está deformada en estructuras planares que determinan la S<sub>2</sub> correspondiente a la segunda fase de deformación.

#### 4.1.4 *Doleritas* ( $\epsilon_{c4}^3$ )

Se encuentran cicatrizando fracturas distensionales que cortan transversalmente las estructuras, por lo que son claramente posthercínicas.

Afloran en filones de 10 a 15 m. de ancho, presentando disyunción en bolas que están inmersas dentro de un lem granítico, al que han alterado. Presentan estructuras concrecionales con tonalidades verdosas, textura óptica y son muy compactas.

La composición mineral está integrada por plagioclasa (labradorita), piroxeno (augita), clorita y uralita (seudomórfica de ferromagnesianos). Como

accesorios presenta carbonatos de alteración de plagioclasas, esfena, leucóxeno y opacos (probables ilmenitas).

Los análisis realizados dan la siguiente composición modal:

	%
Plagioclasa ... ..	51
Piroxeno ... ..	20
Clorita ... ..	26
Accesorios ... ..	3

## 4.2 EDADES RELATIVAS Y ABSOLUTAS

### 4.2.1 Granodiorita precoz

La granodiorita precoz corta las estructuras de fase 1 y se encuentra en el núcleo de la antiforma de Guitiriz, que corresponde a un pliegue de  $f_2$ , por lo que es posterior a la primera fase de deformación y anterior a la segunda.

La edad radiométrica probable del macizo de Puebla de Parga es  $-308 \pm \pm m.$  de a., con una relación  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  al origen de 0,711 (CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y., 1969).

### 4.2.2 Leucogranodioritas del Domo de Lugo

Las leucogranodioritas que afloran en el Domo de Lugo, donde la fase 2 actúa muy débilmente, son concordantes con la esquistosidad  $S_1$ . Comoquiera que no hay señales de cataclasis, sino de orientación de flujo dirigida por los esfuerzos correspondientes a la primera fase de deformación, han sido datadas como sincinemáticas con la  $f_1$ .

### 4.2.3 Leucogranodioritas del macizo de Friol

Las leucogranodioritas del macizo de Friol cortan las estructuras de fase 1 y están deformadas en la zona de borde, dando unas estructuras planares que determinan la  $S_2$  correspondiente al anticlinal de Guitiriz. Comoquiera que no se ven cristales deformados ni recristalizaciones posteriores, parece posible datar este macizo como sinfase 2.

### 4.2.4 Doleritas

Las doleritas, al cortar las estructuras transversalmente, sabemos que son posthercínicas, aunque no se puede hacer una datación más concreta por falta de materiales posthercínicos.

### 4.3 ROCAS METAMORFICAS

Siguiendo la misma sistemática empleada a lo largo del estudio de esta Hoja, se diferencian el ámbito del Domo de Lugo y el del Olló de Sapo.

#### 4.3.1 Dominio del Domo de Lugo

Dentro del Domo de Lugo se diferencian las series de Alba y Villalba.

##### 4.3.1.1 Serie de Alba (PC)

En la serie de Alba aparecen los siguientes tipos petrológicos:

- Neises granatíferos con estaurolita.
- Esquistos cianíticos estaurolíticos.
- Cuarzitas micáceas.

Los primeros presentan textura neísica con una composición mineral constituida por cuarzo, plagioclasa (An 15 por 100), biotita y granate. Como accesorios: moscovita, estaurolita, apatito, turmalina, circón y opacos.

La estaurolita es poiquilítica, y en algunos niveles los granates son gigantes y muy abundantes.

Los esquistos de cianita y estaurolita presentan textura esquistosa, y como componentes principales presentan: cuarzo, moscovita, biotita, estaurolita y/o cianita. Como accesorios: turmalita, clorita (seudomórfica de biotita), apatito, granate, circón y opacos (frecuentemente magnetita).

En la muestra 0705 GTTD 132 se ha encontrado coexistencia de estaurolita y cloritoide, lo que implica que la roca origen era pobre en  $K_2O$  y abundante en  $Al_2O_3$ . Asimismo era mayor el contenido en FeO que en MgO.

Se han encontrado cianitas con un ángulo axial  $2V_x=82^\circ$  con cruceros y alargamiento positivo y bordes alterados en minerales micáceos.

La esquistosidad principal viene definida por las micas, que se adaptan a los granates y están crenuladas por interferencia con la  $f_2$ .

Las cuarcitas micáceas presentan estructura granoblástica orientada. Como componentes principales tienen cuarzo, y como accesorios: moscovita, biotita, circón, turmalina y opacos.

La esquistosidad viene definida por las lamelas moscovíticas.

##### 4.3.1.2 Serie de Villalba (PC $\xi+\xi A$ )

En la serie de Villalba se distinguen los siguientes tipos petrológicos:

- Esquistos micácicos con granates.
- Neises micáceos granatíferos.
- Anfibolitas.

Los esquistos micacíticos con granates presentan estructura esquistosa lepidoblástica. Componentes principales: biotita, moscovita, cuarzo. Accesorios: plagioclasa (oligoclasa), granate, turmalina, apatito, circón y opacos.

La esquistosidad viene definida por las micas y los granates son de pequeño tamaño.

Los neises micáceos-granatíferos son rocas de textura néisica con una composición mineral definida por los siguientes minerales principales: cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita. Como accesorios, los minerales más comunes son: granate, apatito, circón y opacos.

Estos neises corresponden, en origen, a sedimentos arcillosos.

Las anfibolitas presentan textura granoblástica bandeada con una composición mineral definida por cuarzo, plagioclasa, anfíbol monoclinico y granate. Como accesorios: epidota, clorita de alteración de granate y de biotita, esfena, apatito, opacos, feldespato potásico y circón.

Estas anfibolitas van asociadas a epidotas o epidotitas. Presentan granates poiquilíticos, apatitos bastante sucios y plagioclasas (An 15 por 100).

#### 4.3.1.3 *Cuarcitas de Candana* (CA $\gamma$ )

El Cámbrico viene representado por una formación cuarcítica de textura granoblástica con estratificaciones entrecruzadas e isoclinamente plegada por la  $f_1$  con pliegues acostados y apretados.

Están constituidas por cuarzo, teniendo como minerales accesorios turmalina, moscovita, óxidos de hierro y circón.

### 4.3.2 **Dominio del Olo de Sapo**

Dentro de la Unidad del Olo de Sapo se distinguen las siguientes formaciones:

#### 4.3.2.1 *Formación Olo de Sapo* (PCw)

La formación Olo de Sapo viene representada únicamente por la facies de grano fino sin megacristales.

Esta formación está constituida por una metagrauwacka feldespática, donde el cuarzo y feldespato potásico provienen de distintas rocas ácidas, granitos y lavas principalmente.

La composición mineralógica del Olo de Sapo de grano fino viene definida por cuarzo, plagioclasa (anortita 15 por 100), feldespato potásico, moscovita, biotita, circón, apatito y clorita, estos últimos como accesorios. Los cuarzos son azulados con extinción ondulante y «*estrain lamellae*», de diámetro no superior a 1 cm. y pueden tener bordes corroídos. Los feldespatos suelen estar maclados y tener inclusiones.



#### 4.3.2.2 *Esquistos Ordovícico Inferior* ( $O_{12}^1$ )

Los esquistos del Ordovícico Inferior están constituidos por esquistos o pizarras micáceas procedentes de depósitos ricos en aluminio y hierro. Los minerales principales que entran en la constitución de estas rocas son: cuarzo, moscovita, sericita y clorita. Como accesorios aparecen: cloritoide, circón, turmalina, óxidos de hierro y opacos.

Las micas definen la  $S_1$ , estando esta esquistosidad principal crenulada debido a las interferencias con la  $f_2$ .

Los esquistos de esta formación que aparecen en enclaves asimilados por la granodiorita precoz se encuentran frecuentemente migmatizados.

#### 4.3.2.3 *Cuarcita de cruciana* ( $O_{12}^2$ )

Las cuarcitas de cruciana procedentes del metamorfismo de areniscas están constituidas por un mosaico equigranular de cuarzo que define una textura granoblástica. Como minerales accesorios presentan: moscovita, sericita, turmalina, circón, rutilo y opacos.

#### 4.3.2.4 *Esquistos ordovícicos y silúricos* ( $O_{2-3}$ ) [S]

Los esquistos silúricos presentan una foliación  $S_1$  definida principalmente por los minerales micáceos. La crenulación por superposición de fases posteriores es importante, observándose en varias preparaciones «strain slip clivage» y micropliegues donde los cruceros de moscovita han recrystalizado posteriormente.

La composición de minerales principales viene dada por cuarzo, moscovita, clorita, cloritoide, estauroлита y distena. Como accesorios: circón, material carbonoso, apatito y opacos.

Los esquistos del Ordovícico Medio-Superior difieren de los silúricos en el cloritoide y material carbonoso, que prácticamente son inexistentes.

### 4.4 METAMORFISMO

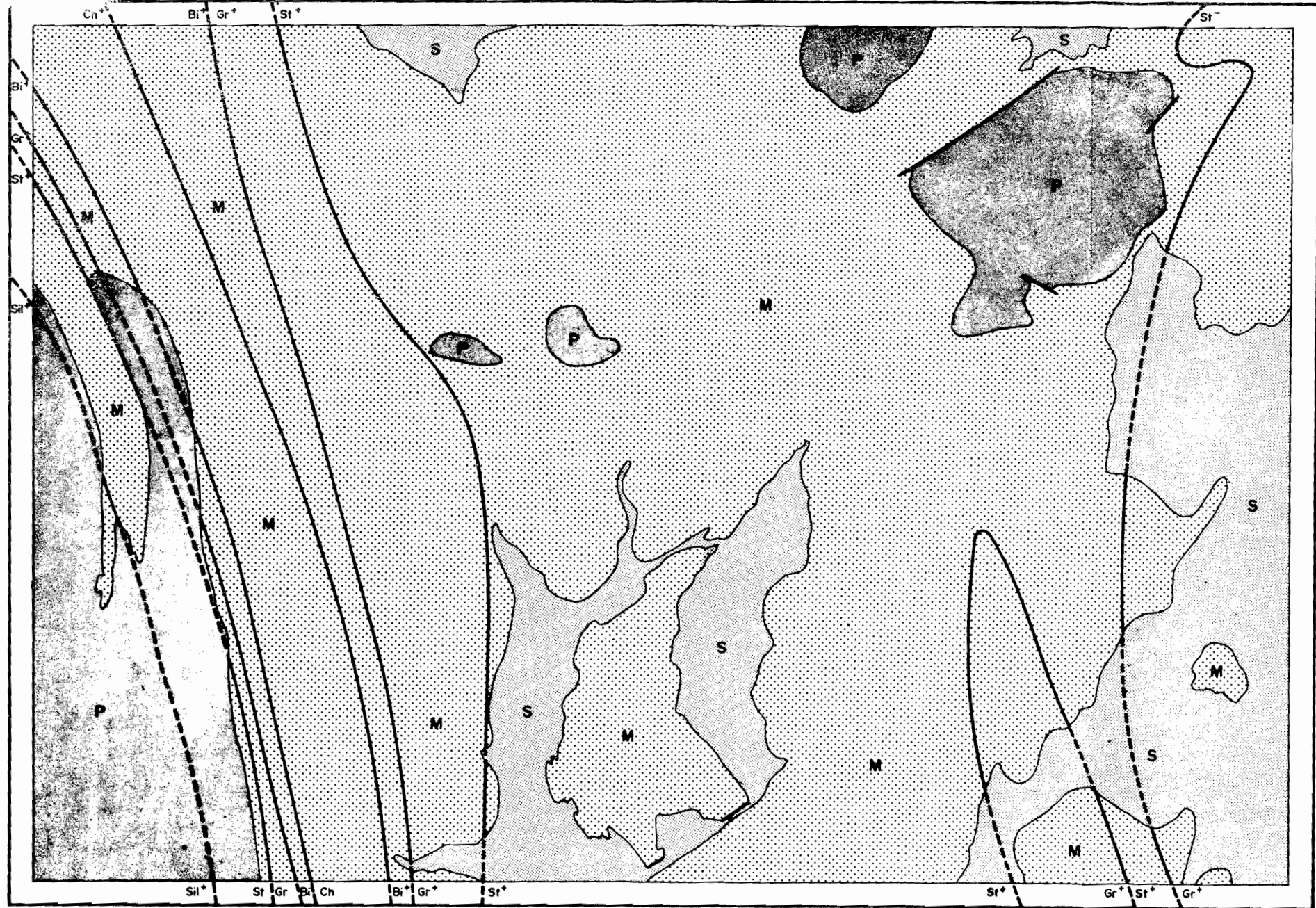
El metamorfismo de la Hoja de Villalba (07-05) es de tipo mesozonal, presión intermedia, asimilable al metamorfismo tipo Barrowiense, si bien con un gradiente geotérmico superior.

Se encuentra la siguiente sucesión zonal: zona de la clorita, zona de la biotita, zona del granate, zona de la estauroлита y zona de la silimanita.




La mesozona es la más extendida, mientras que la epizona (zona de la clorita) y catazona (zona de la silimanita) ocupan superficies más restringidas.

Observando el mapa de isogradas se pone de manifiesto el efecto de zócalo, y así, se definen estructuras con dirección general N.-S., manifestándose un sinclinal térmico en la zona que delimita los dominios del Ojillo de

VILLALBA (isogradas)



LEYENDA

-  FORMACIONES RECIENTES
-  ROCAS METAMORFICAS
-  ROCAS PLUTONICAS

ISOGRADAS

- Sil Sillimanita
- St Estaurolita
- Gr Granate
- Bi Biotita
- Ch Clorita

Sapo y Domo de Lugo, mientras que, en ambas unidades, se manifiestan dos anticlinales térmicos, siendo el gradiente de metamorfismo en la parte oriental del Olló de Sapo más elevado que en la zona occidental del Domo de Lugo.

El dominio del Domo de Lugo presenta una gran «plataforma de estauro-lita», así llamada por analogía con la plataforma de silimanita de New Hampshire (CAPDEVILA, R., 1969).

En el dominio del Olló de Sapo las isogradas están replegadas por la fase 2.

Al funcionar la fractura Olló de Sapo-Domo de Lugo, la zona del granate, en el dominio O., choca con la zona de la estauro-lita (en el dominio E.), confirmando el funcionamiento de la fractura como falla normal.

La presencia de cianita en una franja al O. de la fractura puede explicarse por la sobrepresión anómala producida al cabalgar la unidad Olló de Sapo sobre el Domo de Lugo.

Las características del metamorfismo registrado en esta Hoja parecen encuadrar 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° C y 30° C/km.

## 5 HISTORIA GEOLOGICA

La Hoja núm. 07-05 (Villalba) está situada en el dominio interno de la cadena Hercínica, en el ámbito correspondiente al eje de simetría de la virgación Galaico-Astúrica.

Los objetos estratigráficos, estructurales, metamórficos e incluso graníticos de la Hoja se continúan paralelamente con dirección N.-S., mientras que, transversalmente a esta dirección, las variaciones son notables. Asimismo, estas estructuras sufren inflexiones hacia el E., al N. y S. de esta Hoja.

### 5.1 LA CADENA CADOMIENSE

La Península Ibérica ha sufrido, aparentemente, dos orogenias de edad precámbrica, aún mal conocidas, por encontrarse la mayoría de los afloramientos precámbricos en las zonas más internas de la cadena Hercínica, donde importantes procesos de metamorfismo y granitización enmascaran su historia antepaleozoica.

En nuestra Hoja se observan dos series de edad precámbrica: la serie Olló de Sapo y la serie de Alba/Villalba.

La primera corresponde en la Hoja a sedimentos marinos poco evolucionados de grau-wackas feldespáticas, depositados en un ambiente de borde de cuenca, y que proceden probablemente del desmantelamiento de una asociación magmática granito-riolítica que se acompaña con riolitas.

Las series de Alba y Villalba parecen corresponder a unos depósitos posiblemente coetáneos con el Olló de Sapo, pero emplazados en zonas más profundas de la cuenca.

Una vez depositadas estas dos series se desarrolla la orogenia Cadomiense, que en el ámbito de la Hoja parece haberse traducido únicamente por deformaciones de gran radio, sin esquistosidad ni metamorfismo y sin el plutonismo consiguiente.

Posteriormente a la orogenia hubo un levantamiento de la cadena que dio lugar a la formación de una penillanura post-Cadomiense.

## 5.2 EVOLUCION PALEOZOICA PREHERCINICA

En el Domo de Lugo el Paleozoico comienza con un Cámbrico detrítico, molásico, que se apoya discordantemente sobre la serie de Alba, haciéndolo en la Hoja núm. 07-04 (Puentes de García Rodríguez) sobre las de Alba y Villalba.

Los depósitos cámbricos no alcanzan a depositarse sobre el Olló de Sapo, pues constituiría una zona emergida que posiblemente alimentaba al Cámbrico, ya que éste es muy feldespático en su base y de vez en cuando enseña cuarzos azulados.

Posteriormente a los depósitos cámbricos, en la zona del Olló de Sapo probablemente se produjo una serie de movimientos epirogénicos (Sárdicos) y una erosión posterior que permitió una sedimentación común en las dos unidades a través de unos depósitos molásicos del Ordovícico Inferior.

En esta Hoja núm. 07-05 (Villalba) actualmente no quedan restos de los depósitos ordovícicos en el Domo de Lugo por haber sido erosionados posteriormente a su deposición.

Durante el Ordovícico y Silúrico, en el dominio del Olló de Sapo se produce una serie de movimientos epirogénicos que implican una sucesión más o menos continua de sedimentos pelíticos y detríticos que, según el medio fuera oxidante o reductor, han dado paso a las distintas formaciones actuales después de haber sufrido un proceso metamórfico.

## 5.3 LA OROGENIA HERCINICA

La orogenia hercínica comienza con un proceso térmico y mecánico de importancia.

Así, la primera fase de deformación va ligada a un metamorfismo creciente y al emplazamiento de granitos de dos micas de origen anatéctico que afloran en el Domo de Lugo.

Existe la duda de saber si el metamorfismo precede a la primera fase de deformación o si son contemporáneos. Es lógico pensar que el granito de anatexia se ha generado con anterioridad a su emplazamiento; ahora

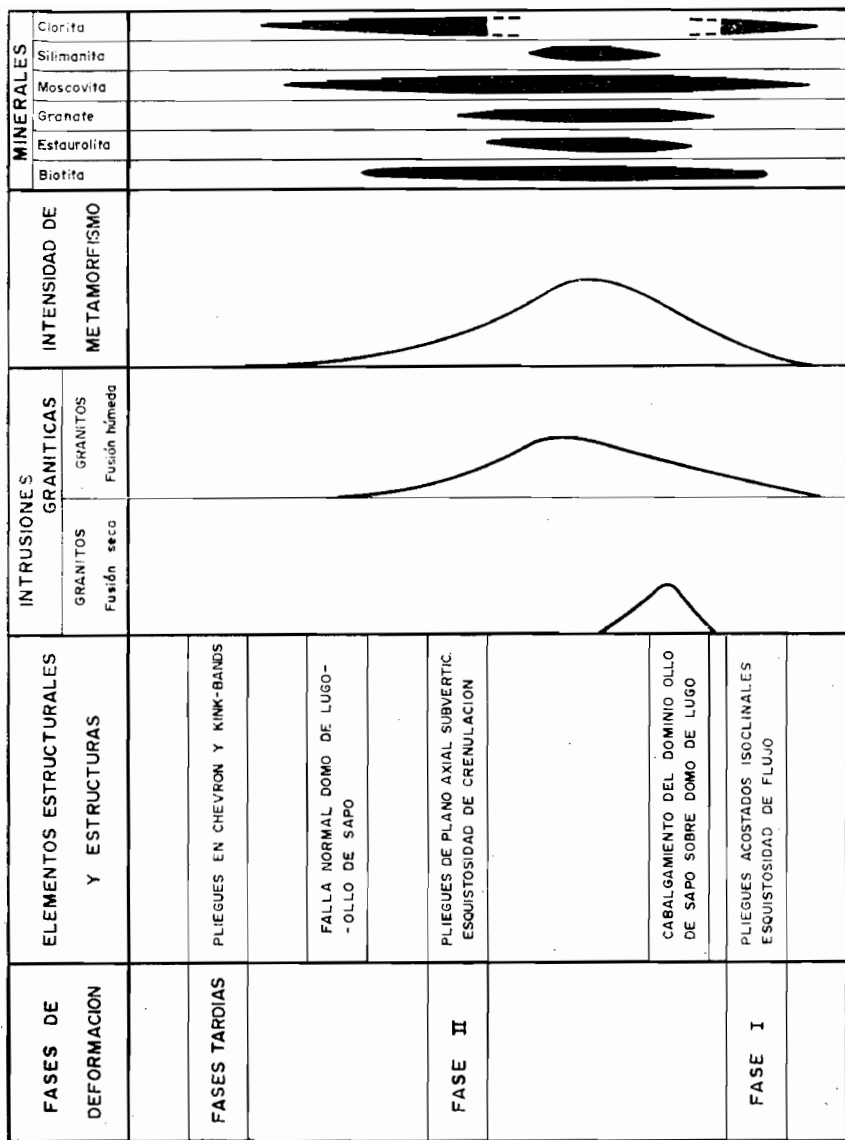


Fig. 5.—Relaciones entre las fases de deformación, emplazamiento de granitos, intensidad de metamorfismo y aparición de minerales de metamorfismo.

bien, parece apreciarse contemporaneidad de la primera fase de deformación del metamorfismo regional y del emplazamiento de los granitos de dos micas.

Al finalizar la fase 1 continúa un desarrollo creciente del metamorfismo regional y se emplazan granitos de origen profundo (granodiorita precoz de Puebla de Parga) en macizos alargados. Esta granodiorita de megacristales arrastra, en su ascensión, rocas básicas de tipo dioritas y tonalitas.

Posteriormente, el dominio del Olló de Sapo cabalga sobre el Domo de Lugo, lo que implica la aparición de una nueva esquistosidad en el autóctono infrayacente. Es en la interfase 1-2 cuando el metamorfismo alcanza su grado máximo, comenzando un lento descenso en su intensidad.

Con anterioridad a la fase 2 existió un levantamiento de la cadena, ya que las estructuras de fase 2 se han desarrollado en un nivel mucho más superficial que las de fase 1.

La fase 2 se desarrolla replegando las estructuras anteriores, en un climax de metamorfismo muy bajo, pero con inyecciones sintectónicas de granitos de dos micas de origen anatético, como el macizo de Friol, en el anticlinorio de Guitiriz.

Al finalizar la fase 2, la cadena hercínica toma sus rasgos esenciales. El límite entre las dos unidades funciona como falla normal, apareciendo «kink-bands» y pliegues en chevron de plano axial subhorizontal asociados a la fractura. Estas estructuras aparecen en el labio hundido, extendiéndose a lo largo de una banda de unos 4 km. hasta alcanzar el nivel ampelítico, que al ser más plástico amortigua la deformación.

Las fases tardías se caracterizan, en la Hoja, por estructuras del tipo «kink-bands» y fallas de desgarre horizontal.

Finalmente la cadena se convierte en un zócalo rígido que busca su equilibrio isostático por levantamiento y erosión, dando lugar a la penillanura posthercínica.

Las deformaciones tardihercínicas que sufre este zócalo son el resultado de una tectónica de bloques, existiendo la indeterminación de saber la edad de los filones doleríticos que se intruyen durante el juego de distensión de las antiguas fallas de desgarre horizontal.

#### 5.4 EVOLUCION POST-HERCINICA

Los materiales más recientes que descansan sobre el Paleozoico de esta Hoja los constituyen depósitos terciarios que contribuyen a suavizar el relieve al colmatar pequeñas cuencas, más o menos extensas, profundas y de origen tectónico.

Teniendo en cuenta los sedimentos (arcillas, margas, arcosas, etc.), parece ser que las áreas madres corresponden a pizarras y rocas graníticas.

El nivel superior conglomerático, tipo raña, engloba numerosos cantos

cuarcíticos provenientes de las cuarcitas cámbricas y skidawienses que constituyen el área fuente de esta formación.

En la actualidad los ríos presentan dos direcciones predominantes NO.-SE. y NNE.-SSO. Discurren entre sus propios aluviales y la mayoría de ellos llevan sus aguas al río Miño a través del río Parga, que discurre transversalmente a las estructuras.

Son menos caudalosos y más encajados los que discurren por la unidad del Olló de Sapo que los del Domo de Lugo, pues al ser en este dominio la  $S_1$  subhorizontal, el relieve es mucho más suave (terra cha), mientras que en el dominio interno la  $S_2$  está subvertical y los ríos discurren más encajados.

## 6 GEOLOGIA ECONOMICA

### 6.1 MINERIA

No existen minas en explotación en esta Hoja, si bien es frecuente encontrar, en las filitas de Luarca, pequeños y dispersos yacimientos abandonados de oolitos ferríferos metamorizados. Estos yacimientos han sido explotados por los antiguos con vistas a la obtención de hierro y magnetita.

En los filones pegmatíticos, ocasionalmente se encuentran baritas y grandes turmalinas, aunque el mayor interés de estos filones estriba en las posibles mineralizaciones dispersas, principalmente en minerales litiníferos y de estaño.

En algunas juntas de la granodiorita precoz se encuentra mispíquel en «spots» de unos centímetros de diámetro asociados a rosetas de turmalina.

También pueden ser interesantes de estudiar, con vistas a un posible contenido en minerales dispersos, las leucogranodioritas.

### 6.2 CANTERAS

Hay explotaciones en grandes canteras de las cuarcitas cámbricas para su posterior utilización como áridos. También, aunque con menos intensidad, se explotan con el mismo fin las cuarcitas skidawienses.

En el macizo de Román se explota el granito de dos micas para cantería, en pequeñas y particulares explotaciones, mientras que las explotaciones de mayor importancia se emplean en la obtención de áridos para carreteras.

Asimismo se explotan las doleritas para su posterior uso como rocas ornamentales.

Los esquistos de la serie de Villalba y del Silúrico son utilizados por los nativos para «chantas» y edificaciones, aprovechando su forma plana.

Hay una explotación, en las arcillas verdes terciarias, para utilizarlas

posteriormente como refractarios, mientras que otras explotaciones menores se utilizan para cerámica.

Como yacimientos granulares hay pequeñas y locales areneras de leucoxeno granítico que se explotan a bajo rendimiento.

### 6.3 HIDROGEOLOGIA

En lo concerniente a hidrogeología subterránea, las posibilidades son pequeñas, debido a la impermeabilidad de los materiales paleozoicos. Al desplazarse el agua únicamente a favor de la esquistosidad y fracturas, las mayores o menores posibilidades de agua dependen de la dirección y buzamiento de la esquistosidad, así como de la altura topográfica de cada punto.

Las labores de mejor resultado son las realizadas en el Terciario, aprovechando los acuíferos detríticos delimitados por niveles arcillosos.

La precipitación media anual en esta Hoja es de 1.000 mm., siendo grande la oscilación pluviométrica entre los meses de invierno, 130 mm/mes, y verano, 30 mm/mes. (Datos climáticos para carreteras, M. O. P., 1964.)

## 7 BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M., y FERRAGNE, A. (1969).—«Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations d'oeilles 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 Ibérique: comparaison avec les segments voisins». *Collection colloques et séminaires. Institut Français du Pétrole*, t. 1, vol. 4, pp. 61-68.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1972).—«Le Précambrien de la Meseta Iberique». *Coll. Intern. C.N.R.S.*, París, 192, pp. 315-335.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1954).—«Recherches Morphologiques dans le NW de la Peninsule Iberique». *Mémoires et documents*, vol. 4, pp. 9-60.
- BIZOUARD, H.; CAPDEVILA, R., y GAVEN, C. (1970).—«Microanalyse de grenats d'aplites et de granites de Galice orientale». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, vol. 81, pp. 299-304.
- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, I. (1965).—«Premier mesures d'âge absolu effectuées par la methode du 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 radiometrique 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 Précambrien et du Paléozoïque dans la région de Lugo et la question des plissements assynclinaux et sardes en Espagne». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 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.
- (1967a).—«Répartition et habitus de l'apatite dans le granite de Neira (Espagne) comparaisons avec les données expérimentales et applications pétrogénétiques». *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. Som. Soc. Geol. Fr.*, núm. 7, pp. 277-279.
- (1968a).—«Zones de métamorphisme régional progressif dans le segment hercynien de Galice-orientale (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 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 chloritoïde dans le micaschiste 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*, 431 p.
- 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. y Min. de 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. (1972).—«Le Précambrien et le Paléozoïque de la province d'Orense». *These de l'Université de Bordeaux I*, 249 p.
- FLOOR, P. (1966b).—«Los metasedimentos y gneises graníticos antehercynianos». *Leidse. Geol. Med.*, vol. 36, pp. 223-234.

- (1968).—«Basament rocks or western Galicia as sources for the minir Ria de Arosa». *Trab. Lab. Geol. de Lage*, núm. 34, pp. 77-84.
- FLOOR, P.; KISCH, H. J., y OENING SOEN (1970).—«Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du nord du Portugal». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, vol. 83, pp. 242-244.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M., y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1972). «Memoria de la Hoja de Chantada (07-09)». *División de Geología del IGME (MAGNA)*.
- (1972).—«Memoria de la Hoja de Nogueira de Ramuín (07-10)». *División de Geología del IGME (MAGNA)*.
- HILGEN, J. D. (1971).—«The Lalin unit a new structural element in the hercynian Orogen of Galicia». *Koninkl. Nederl. Ak. Van Wetens*, vol. 74, núm. 4, pp. 1-10.
- 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.
- (1956).—«El Precámbrico en España». (Traduc. G. de Llarena). *Not. y Com. IGME*, núm. 60, pp. 227-240, Madrid, 1960.
- (1956).—«Sobre la estratigrafía del Cámbrico español» (Traduc. de G. de Llarena). *Not. y Com. IGME*, núm. 61, pp. 131-164, Madrid, 1961.
- (1956).—«El Cámbrico de España». *Mem. IGME*, núm. 75, pp. 1-256, Madrid, 1970.
- MAASKANT, P. (1970).—«Chemical Petrology or polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia». *Leidse Geol. Med.*, vol. 45, pp. 237-325.
- MATTE, Ph. (1963).—«Sur la structure du Paleozoique de la Sierra de Caurel». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, núm. 7, pp. 243-245.
- (1964a).—«Sur la volcanisme silurien du synclinal de Truchas». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, núm. 2, pp. 57-58.
- (1964b).—«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 Superior schisto-greséu de l'ouest des Asturies et ses relations avec les series 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 precambrien ancien et le paleozoique dans le nord-ouest de la Peninsule Iberique: grandes nappes ou extrusion». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 264, pp. 2.268-2.271.
- MATTE, Ph. (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 deformation tardie dans l'hercynien

- du nord-ouest de la Espagne». *Tectonophysic-Elsevier Publishing Company*, vol. 7, núm. 4, pp. 309-322.
- MARCOS, A. (1971).—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase Herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XV, núm. 4, Oviedo, pp. 59-64.
- NOLLAU, G. (1966).—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el oeste de la provincia de León». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, vol. 88, pp. 31-42.
- (1966).—«Stratigraphie magmatismus und tecktonik der montes de Leon zwischen Astorga und Ponferrada, in nordwest Spanien». *Geotekt Forsch.*, núm. 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, pp. 467-484.
- (1960).—«Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 59, pp. 333-358.
- PARGA-PONDAL, I., y GOMEZ DE LLARENA, J. (1963).—«Yacimientos fosilíferos en las pizarras metamórficas de Guntín». *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'Oillo de Sapo" formation porphyroide antesilurienne du nord-ouest de l'Espagne». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de 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. de España*, núm. 78, pp. 221-236.
- PARGA-PONDAL, I., y ALEIXANDRE, T. (1966).—«La arenisca ortocuarcítica de Gistral, Lugo». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 87, pp. 59-90.
- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; VERCHURE, R.; HEBEDA, E., y VERDURMEN, E. (1970).—«Dating events or acid plutonism through the paleozoic of the western Iberian Peninsula». *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 63, núm. 1, pp. 255-274.
- QUINTERO, I. (1962).—«Graptolitos en la provincia de Lugo». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de 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. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, vol. 81, pp. 7-20.

- ROMARIZ, C. (1969).—«Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular». *Comun. Serv. Geol. Port.*, vol. 53, pp. 107-156.
- TEX, E. den (1966).—«Apercu 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*, Paris.
- VIDAL, BOX, C. (1941).—«Contr. al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño». *Bol. Real. Soc. Hist. Nat.*, vol. 39, pp. 121-153.
- WALTER, R. (1968).—«Die geologie in der nordostlichen provinz Lugo, NW Spanien». *Geotekt. Forsch*, vol. 27, pp. 3-70.
- 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