



IGME

8

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

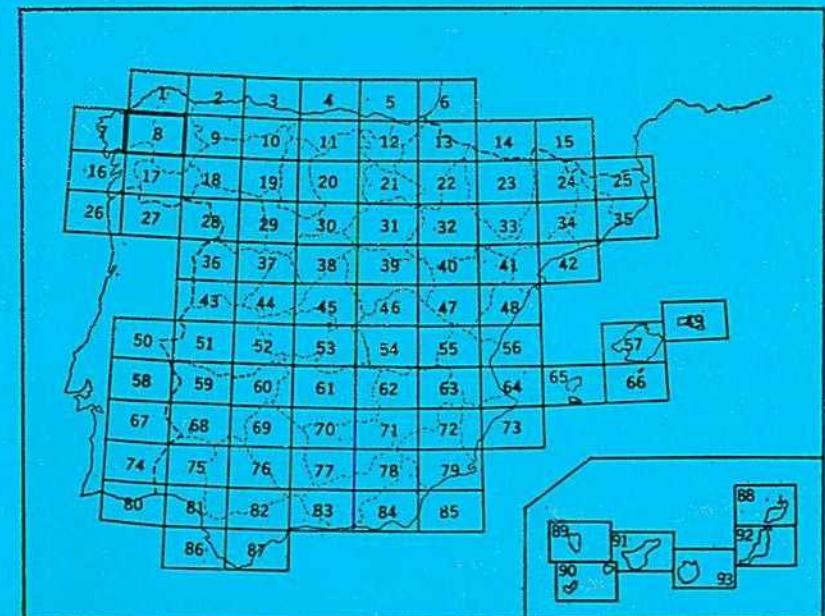
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

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

LUGO

Primera edición



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

LUGO

Primera edición

Las opiniones sustentadas en esta Memoria son de la responsabilidad de los autores citados en la bibliografía, habiendo sido formada y redactada por la división de Geología del IGME.

EDITADO POR
Editado
por el
Departamento de Publicaciones
del
Instituto Geológico y Minero
de España

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M - 5.349 - 1971

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION

Los datos que han servido de base para la redacción de la presente Memoria, han sido tomados de R. CAPDEVILA (1969) y Ph. MATTE (1968).

La Hoja n.^o 8 del Mapa Geológico de España 1:200.000 se encuentra encuadrada en el NO. de la Península Ibérica. Está constituida casi exclusivamente por terrenos paleozoicos y antepaleozoicos, que van desde el Precámbrico más o menos antiguo hasta el Pérmico. La distribución y facies de estos materiales es lo que ha permitido a Ph. MATTE (1968), dividirlos en zonas paleogeográficas (figura 1-1).

De las cinco zonas establecidas por Ph. MATTE, el dominio de la Hoja n.^o 8 se reparte entre las zonas III y IV.

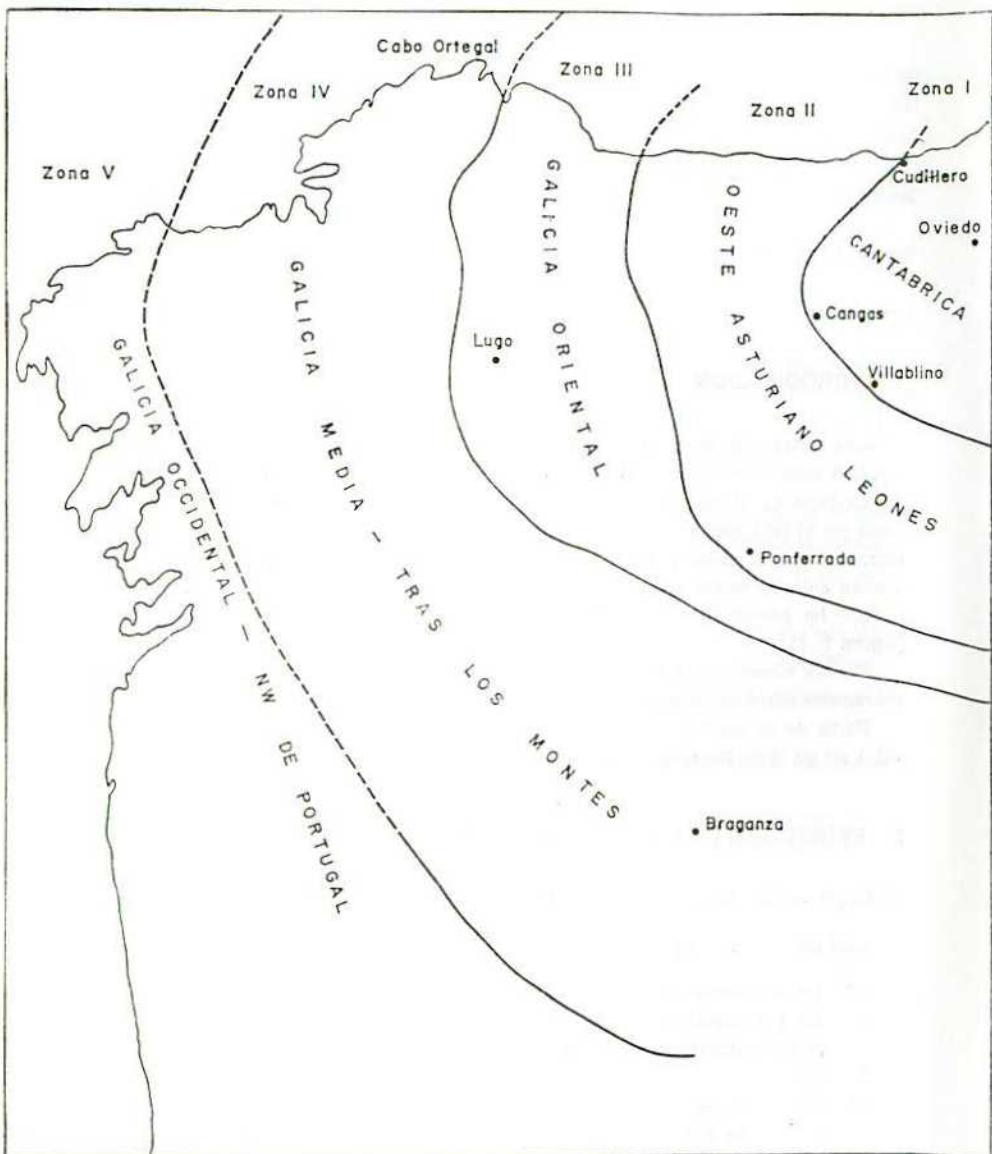
Parte de la zona III como de la zona IV, han sido estudiadas por R. CAPDEVILA en su tesis doctoral 1969.

2. ESTRATIGRAFIA Y PALEOGEOGRAFIA

ZONA III.—Galicia oriental (figura 1-1)

Está caracterizada por:

- 1.^o La presencia de un Precámbrico esquistoso análogo al de la zona II.
- 2.^o La presencia de un Cámbrico completo, pero mucho menos espeso (1.500 a 2.000 m.) y mucho más esquistoso que en la zona II.
- 3.^o La discordancia frecuente del Silúrico al Cámbrico Superior.
- 4.^o La gran diversidad de facies del Silúrico y del Ordovícico Superior, en el cual se encuentran calizas de tipo arrecifal y un vulcanismo de carácter predominantemente ácido.
- 5.^o Algunos afloramientos de Devónico Inferior y Carbonífero de edad indeterminada.



Las diferentes zonas paleogeográficas del NO. de la Península Ibérica
(según Ph. MATTE).

Fig. 1.-1

ZONA IV.—Galicia media (figura 1.-1).

Esta zona está caracterizada por:

- 1.^o Un Precámbrico antiguo, esencialmente constituido de rocas básicas metamórficas.
- 2.^o Un Precámbrico porfiroide (Ollo de Sapo), considerado, en parte, como remanente de un antiguo zócalo granítico.
- 3.^o La ausencia total de Cámbrico en ciertos puntos de esta zona, donde el Arenig llega a reposar directamente sobre una serie porfiroide de edad precámbrica.
- 4.^o Un Ordovícico Superior y un Silúrico esquistoso muy espeso (4.000 m.).
- 5.^o La ausencia de afloramientos Devónico-Carboníferos.

2.1. ZONA III

2.1.1. Precámbrico

Serie areniscosa (*arenoso-lutítica*) *lutítica* de Villalba.

La serie de Villalba aflora en el núcleo del domo de Lugo. Está cubierta por el Cámbrico Inferior y su substrato es desconocido. Se trata de una monótona y potente serie areniscoso-lutítica, generalmente muy metamorfizada, parecida, con mayor metamorfismo, a la serie del Narcea de Asturias y León. Al contrario de la anterior zona, ésta ha sido muy poco estudiada. C. BARROIS (1882) la denominó «micaesquistos de Villalba». En otras publicaciones se ha conocido por «serie de Lugo-Villalba», «esquistos micáceos de Lugo». CAPDEVILA y Ph. MATTE (1969) han reseñado la distribución de esta formación en el mapa geológico 1:500.000 del NO. de la Península Ibérica.

La serie de Villalba es en su mayor parte mesozonal, no habiendo más que algunos raros afloramientos en la región de Mondoñedo y región del S. del domo de Lugo, donde se encuentra la zona de la clorita.

La forman cuatro tipos de rocas:

1. Lutitas comunes, que van a transformarse en esquistos, micaesquistos y gneis de grano fino.
2. Rocas intermedias entre lutitas y litarenitas feldespáticas, formadas por una matriz lutítica en la que hay pequeños feldespatos detriticos. Estas rocas se transformaron en micaesquistos y gneis de grano más grueso que las precedentes.
3. Rocas ricas en calcio, que quizás en su origen fuesen cuarzo-pelitas calcarées, limolitas cuarzosas de cemento calcáreo, y que se encuentran bajo la forma de gneis con anfíboles en gavillas.
4. Anfibolitas de grano fino.

Las rocas del grupo primero forman la mayor parte de la serie; las segundas no son raras, pero son sobre todo visibles en la epizona; las rocas del tercer grupo están en todas partes, aunque en débiles proporciones. En la mesozona, las rocas pertenecientes al cuarto grupo son excepcionales.

Conclusiones sobre la serie de Villalba.

La serie de Villalba es un conjunto sedimentario monótono, sin ritmos, esencialmente lutítico, probablemente muy potente, 500 a 1.000 m. como mínimo, en conjunto metamorfizado en condiciones mesozonales a lo largo de la orogenia hercíniana.

Esta formación está cubierta por el Cámbrico Inferior y es posterior a una vieja cadena precámbrica, como indica la presencia en su seno de feldespatos y minerales pesados detriticos, que provienen de granitos y rocas metamórficas antiguas (turmalina, zircón, rutilo, apatito). La serie de Villalba es, pues, Pre-cámbrico Superior. Es la equivalente, sin lavas y más metamórfica, de la serie del Narcea.

2.1.2. Cámbrico

2.1.2.1. Cámbrico Inferior

Es, con el Gotlandense, el conjunto más variado litológicamente de Galicia norte oriental. Comprende rocas de composición cuarcítica, lutítica y carbonatada que, en las zonas de mayor metamorfismo, muestran asociaciones minerales muy variadas. Es, también, la única formación que comprende los depósitos carbonatados importantes.

Esta sucesión es, de arriba abajo, la siguiente:

- Calizas equivalentes a las de Vegadeo.
- Serie de transición, esencialmente lutítica, con intercalaciones cuarcíticas y carbonatadas.
- Cuarcitas superiores de Cándana.
- Esquistos y Carbonatos de Cándana.
- Cuarcitas inferiores de Cándana.

Esta sucesión se encuentra en las zonas más metamórficas, estudiadas por R. CAPDEVILA (1965).

En la región del domo de Lugo no existe el Cámbrico Inferior.

Cuarcitas inferiores de Cándana.

En el N. de la provincia de Lugo, esta formación tiene una potencia de varios centenares de metros. Comprende conglomerados, subarkosas y ortocuar-

citas (cuarzarenitas), las dos primeras en la base de la formación y la última en la superior. En todas ellas se observan estratificaciones cruzadas, sobre todo en la base. En estos niveles abundan minerales accesorios, la mayor parte de origen detritico. En el S. de la provincia de Lugo, estas cuarcitas están mucho peor representadas. Su potencia disminuye y presenta un flysch formado de lutitas con intercalaciones cuarcíticas a veces microconglomeráticas.

Esquistos y Carbonatos de Cándana.

Formación constituida por 300 a 400 m. de rocas lutíticas, hacia el centro de las cuales se observan lentejones de rocas carbonatadas que pueden alcanzar un centenar de metros de potencia. Esta serie es poco metamórfica en el flanco O., en particular alrededor de Puertomarín.

En las zonas poco metamorfizadas son esquistos de color verde o azul, a veces, con delgadas intercalaciones de ampelitas piritosas negras.

En las más metamorfizadas, pasan a micaesquistos y a gneis; una gran parte de ellos presentan la particularidad de encerrar porfiroblastos gigantes de granate, estaurolita, andalucita y/o distena.

Hacia la zona media de los «esquistos de Cándana» se observan paquetes de rocas carbonatadas, que pueden sobrepasar el centenar de metros de potencia, así como lentejones y niveles de rocas calcocomagnesianas de algunos centímetros de espesor. Las rocas carbonatadas más importantes son calizas, dolomías y magnesitas. La naturaleza sedimentaria de estas últimas ha sido puesta en evidencia en la región de Sarria por J. GOMEZ DE LLARENA (1964) e indica la proximidad de una costa. Hay en la actualidad serias dudas sobre el origen sedimentario de las magnesitas, por lo que esta hipótesis no puede ser tomada en cuenta para una reconstrucción paleogeográfica de la cuenca. Los lentejones e intercalaciones calcocomagnesianas, cuando se encuentran en zonas profundas, provienen de gneis calcocomagnesianos aceitunados y de anfibolitas con mineralogía compleja, por mezclas posteriores, o contactos con esquistos encajantes.

Cuarcitas superiores de Cándana.

Forman una barra de 200 m. de potencia, que se siguen muy fácilmente en el paisaje. Como las inferiores de Cándana, comprenden algunos episodios intercalados groseros y feldespáticos, a veces, con cuarzo azul en la base. Hacia la parte superior pasan a ser más puros, pero sin intercalaciones de lutitas. En todos los niveles se observan estratificaciones cruzadas, y R. WALTER (1962) señala la presencia de pistas.

En conjunto, estas cuarcitas están mucho más evolucionadas sedimentológicamente que las de Cándana inferiores. Debe tratarse, por tanto, originalmente, de cuarzarenitas sin matriz arcillosa.

Serie de transición o de alternancias.

Serie de unos 200 m. de potencia, es extremadamente compleja en detalles. Comienza por esquistos negros piritosos y se continúa con alternancias lutitas-areniscas-margocalizas y dolomías, que pasan a las calizas de Vegadeo. Bajo el punto de vista del metamorfismo, éste se observa en las facies de esquistos verdes.

La caliza de Vegadeo.

Las calizas de Vegadeo forman una barra continua de 100 ó 200 m. de espesor, en conjunto bastante masiva, y conteniendo tanto calizas puras como dolomías. Según los lugares, su color es blanco, azulado o negro. En ella se observan nódulos y algunas intercalaciones margosas. En lámina delgada muestran carbonatos con un poco de cuarzo y a menudo con algo de moscovita. Jamás sufrieron un metamorfismo importante.

2.1.2.2. El Cámbrico Medio y Superior y el Ordovicico Inferior hasta las Areniscas armoricanas

Esta formación comprende en su base una serie «flyschoides» y en la superior Areniscas armoricanas. Ha sido estudiada en las zonas poco metamórficas por R. WALTER (1962-1968) en Mondoñedo, por RIEMER (1963), y PARGA PONDAL, Ph. MATTE y R. CAPDEVILA (1964) en la zona del «Ollo de Sapo». Tales estudios han mostrado que el Cámbrico Medio y Superior no se ha depositado en la zona del «Ollo de Sapo», y que el Ordovicico Inferior variaba ligeramente de facies y disminuía fuertemente de espesor de E. a O.

La serie flyschoides.

En el E. de la región estudiada, en los confines de las provincias de Lugo y Oviedo, es una serie de cerca de 2.000 m. de espesor (serie de la Ría de W. JARITZ, 1958), formada de alternancias, de lutitas y cuarcitas. Estas cuarcitas, en gruesos bancos, muestran muy a menudo estratificación cruzada. A menudo se han observado Tigilites, Cruzianas y restos de Braquiópodos en los niveles más superiores.

En el centro de la provincia de Lugo, la serie flyschoides se reduce a un espesor del orden de 600 m. y es mucho menos cuarcítica. Comienza por un fino nivel lutítico, que encierra trilobites acadiense.

En la zona del «Ollo de Sapo», esta misma serie es esencialmente lutítica y mide en zonas menos de 300 m. Comprende, generalmente, de abajo arriba:

- Un microconglomerado de 20 m. de espesor como máximo, con guijarros de cuarzo azulado.

- Una zona de alternancias de lutitas y cuarcitas que, en Sanabria, encierran Cruzianas de edad «arenig».
- Y una zona, la más importante, esencialmente lutítica con lentejones ferruginosos, que se intercalan ocasionalmente.

La Arenisca armoricana.

La Arenisca armoricana disminuye también fuertemente de E. a O.

En el límite de las provincias de Lugo y Oviedo, tiene un espesor de unos 200 m., mientras que en la provincia de La Coruña no mide más que unos 40 m. de potencia.

En general, es una cuarcita bastante masiva, rica en estratificaciones cruzadas y con algunas finas intercalaciones lutíticas. Son frecuentes las Cruzianas.

En algunas zonas, su base soporta intercalaciones de magnetita a veces explotables. En lámina delgada y contrariamente a las cuarcitas del Cámbrico Inferior, raramente se observan los feldespatos.

2.1.3. El Ordovícico Superior y el Gotlandiense

Estas dos series, esencialmente lutíticas, son a veces difíciles de separar, sobre todo en las zonas más internas.

2.1.3.1. El Ordovícico Superior (Esquistos de Luarca)

En la región del domo de Lugo.

Es un conjunto de esquistos negros o azulados de unos 150 m. de potencia, que encierran episodios de mineral de hierro oolítico, a menudo explotados.

En el flanco externo del anticinal del «Ollo de Sapo».

Es también un conjunto esquistoso con intercalaciones de hierro oolítico. Su potencia varía de 200 m. a cerca de 1.000 m.

En el flanco interno del anticinal del «Ollo de Sapo».

Esta serie es aún más potente, cerca de 2.000 m. (Ph. MATTE, 1968). A la inversa de las series paleozoicas anteriores, el Ordovícico Superior disminuye en espesor de O. a E., y en este caso son los afloramientos medios y probablemente también los más externos, los que son cloritoideos.

2.1.3.2. El Gotlandiense

Es la formación que presenta más variaciones de facies y espesores de todo el noroeste de España. En todas las regiones comprende ampelitas; pero, se-

gún las zonas, encierra también lutitas basales, calizas, cuarcitas, líticas, vulcanitas ácidas, conglomerados, etc.

Es también la formación más fosilífera. En las ampelitas abundan los graptolites y subsisten en zonas muy metamórficas: al sur del Guntin, en el límite de las zonas del granate y la estaurolita, se han encontrado restos de graptolites todavía reconocibles.

En la zona del domo de Lugo y en el flanco externo del anticlinal del «Oollo de Sapo».

En esta región el Gotlandiense está esencialmente constituido por lutitas y ampelitas. Es de poco espesor, porque en las regiones donde el Ludlow ha sido datado no sobrepasa el centenar de metros.

En el flanco interno del anticlinal del «Oollo de Sapo».

En esta región el Gotlandiense alcanza un desarrollo considerable, puesto que sobrepasa largamente los 2.000 m. (Ph. MATTE, 1968). Comprende, por un lado, esquistos de color vinoso, y sobre todo verdosos, que constituyen lo esencial de la serie, cuarcitas, líticas, vulcanitas ácidas e intercalaciones carbonatadas.

En las rocas pelíticas, el cloritoide es raro salvo en el nivel de esquistos de color vinoso.

Como para el Ordovicico Superior, se observa que el espesor de la serie gotlandiense disminuye de O. a E. y que son las rocas más al E. las más ricas en cloritoide.

2.2. ZONA IV

La zona IV podemos dividirla:

2.2.1. Un dominio externo o anticlinal del «Oollo de Sapo».

2.2.2. El dominio interno de la zona IV.

2.2.1. Formación porfiroide «Oollo de Sapo»

Aflora en Galicia media, siguiendo una estrecha zona de más de 300 km. de longitud, que comienza en la isla Coelleira (NO. de Lugo) para desaparecer, bajo el terciario de la Meseta, cerca de Zamora. Está cubierta en la parte oriental de Galicia por el Ordovicico, mientras que el substrato es desconocido y, como consecuencia, su potencia. Su edad se estima en Precámbrico Superior.

Comprende dos facies diferentes: Unas sin megacristales, con grano fino, metagrauwacas feldespáticas típicas, con intercalaciones de esquistos, sobre todo en el techo, cuarcitas, arcosas y rocas volcánicas ácidas, situadas en la parte

superior de los afloramientos más externos de la formación. Otra con megacristales feldespáticos de una facies muy típica. Las rocas de esta segunda facies son «porfiroides» cuando el metamorfismo es débil, y «gneis ojoso» cuando el metamorfismo es más importante.

Sobre el origen de estos pórvidos con megacristales se establecieron dos hipótesis: una, como derivados de una roca antigua *«in situ»* (granito, gneis, lavas, etc.), y otra, de una grauwaca feldespática, en la que el cuarzo y feldespato podrían venir de rocas ácidas diferenciadas (granito, gneis, lavas).

Edad y conclusiones sobre la serie porfiroide.

Esta formación está situada bajo el Ordovicico Inferior, por lo que solamente se puede, sin mayores precisiones, atribuir a una edad ante-Ordovicica.

Por otra parte, en el NE. de Portugal (Miranda do Douro), el «Ollo de Sapo» está situado bajo el complejo esquistoso-grauwáquico considerado por Ph. MATTE y A. RIBEIRO (1967) como Cámbrico Superior; por lo cual la edad del mismo sería, como mínimo, anterior al Cámbrico Superior. Muchas veces la formación porfiroide es análoga a otras formaciones de Francia y sur de España, que se consideran como Precámbrico o Cámbricos Inferiores (I. PARGA PONDAL, 1964). CAPDEVILA (1969) opina que el «Ollo de Sapo», al menos en su parte superior, pasa lateralmente a la serie de Villalba, que reposa bajo el Cámbrico Inferior.

En consecuencia, se piensa (CAPDEVILA, LOTZE, 1945-1966; W. RIEMER, 1963, y P. PONDAL, 1964) que el «Ollo de Sapo» es Precámbrico.

Como conclusión, la formación porfiroide «Ollo de Sapo» está constituida esencialmente por grauwacas feldespáticas, resultado de la destrucción de granitos, granodioritas porfiroides y lavas ácidas correspondientes al magmatismo calcoalcalino postorogénico de una vieja cadena precámbrica. Esta formación se puede dividir en dos partes: en la base y cerca de las rocas madres, el tramo del «Ollo de Sapo», con megacristales, y, hacia la parte superior, y lejos de la costa, el «Ollo de Sapo», con grano fino, más evolucionado.

La edad de esta formación se considera como precámbrica reciente.

2.2.2. El dominio interno de la zona IV

Este dominio debe su originalidad a la presencia de varios macizos de rocas básicas muy metamórficas (anfibolitas, eclogitas, piroxenitas con granates y granulitas), atribuidas en Galicia (E. DEN TEX, VOGEL, 1962) al Precámbrico.

Poniendo aparte la presencia de macizos de rocas básicas Precámbricas, la serie no es apenas diferente de la parte externa. La base de la serie está siempre formada por gneis ojosos del tipo «Ollo de Sapo».

La parte septentrional de este dominio es muy metamórfica y en gran parte ocupada por granito.

3. TECTONICA

Aunque de hecho podría hablarse de un diastrofismo prehercíniano, la tectónica de la Hoja n.º 8 hay que incluirla dentro de los grandes rasgos tectónicos de la cadena hercíniana del NO. de la Península Ibérica. Estos rasgos son los siguientes:

* 1.º Las estructuras hercínianas se incurvan en arcos más o menos concéntricos, dando una virgación con convexidad O. Esta virgación es completa en la zona interna.

* 2.º El aumento de la deformación, del metamorfismo y del plutonismo hercíniano hacia el O. y el SO. perpendicularmente a las estructuras.

* 3.º La cadena hercíniana está colocada sobre un zócalo Precámbrico constituido de zonas sedimentarias plegadas, de rocas plutónicas y, sin duda también, de rocas metamórficas.

4.º Existe un paralelismo estrecho entre las estructuras hercínianas y las isópicas de terrenos paleozoicos.

5.º Entre la orogénesis Precámbrica y la orogénesis hercíniana no ha habido plegamiento importante, sino solamente movimientos epirogénicos, notables entre el Cámbrico y el Arenig [y entre el Ordovícico y Silúrico].

6.º La tectónica hercíniana se caracteriza por la presencia de fases de plegamiento superpuestas en las zonas interna y externa.

La primera fase, la más importante, es la que da el esqueleto a la cadena.

La segunda fase, menos importante, es una fase de afloramiento, que ha dado, sin embargo, en las partes internas de la virgación, estructuras con planos axiales subverticales, paralelos a la primera fase y que son las estructuras mayores más evidentes.

Las deformaciones hercínianas posteriores a la segunda fase, no han dado mega-estructuras y no han podido modificar la marcha adquirida durante las dos primeras fases de plegamiento.

7.º El metamorfismo hercíniano ha comenzado con la primera fase de plegamiento y se termina, generalmente, con la segunda en tipo de zona intermedia de baja presión.

8.º La mayoría de los granitos hercínianos han aparecido en la segunda fase.

3.1. DEFORMACIONES ANTEHERCINIANAS EN EL PRECAMBRIICO SUPERIOR Y PALEOZOICO

La serie cristalina inferior, que constituye el zócalo de Precámbrico Superior esquisto-arenoso, corresponde a una o varias orogénesis Precámbricas.

El estudio de estas deformaciones es delicado... Ver hoja 7

Exceptuando el zócalo Precámbrico antiguo, las deformaciones más antiguas y más importantes son aquellas que han afectado el Precámbrico Superior esquisto-arenoso durante el depósito del Cámbrico en el O. de Asturias, que parecen indicar que el Precámbrico Superior ha sido afectado por verdaderos pliegues.

Las deformaciones interiores que han afectado al Paleozoico son mucho menos importantes en el Devónico estudiado. No parecen corresponder más que a movimientos de tipo epirogénico.

a) Deformaciones del Precámbrico Superior esquisto-arenoso, región Mondoñedo, Lugo, Sarria.

Desgraciadamente, en razón de la deformación y del metamorfismo mesozonal, no se ve discordancia entre el Cámbrico y Precámbrico.

En la parte menos metamórfica del pliegue tumbado (región Sarria Triacastela), el contacto Cámbrico-Precámbrico es poco neto. Más al N., entre Lugo y Mondoñedo, el contacto Cámbrico-Precámbrico es más neto, pues la base del Cámbrico está constituida por cuarcitas groseras y blancas, a veces conglomeráticas (cuarcitas de Cándana inferior). El Precámbrico, por el contrario, es muy lutítico y afectado por pliegues isoclinales, de tal manera que es muy difícil ver las líneas de intersección.

En razón de la deformación y del metamorfismo herciniano, no es posible conocer el estilo y la naturaleza de estas deformaciones Precámbricas y saber, en particular, si están o no acompañadas de esquistosidad.

b) Los movimientos entre Cámbrico Superior y Arenig (fase sárdica), afectan al N. de Portugal. En el dominio de la Hoja n.º 8 no se observa discordancia angular entre el Arenig y su substrato.

c) Los movimientos epirogénicos en el límite Ordovicico-Silúrico. Estos movimientos, generalmente leves, se traducen más por biseles estratigráficos y algunas que por discordancias angulares.

3.2. FASE DE PLEGAMIENTOS HERCINIANOS → ver hoja n.º 16-26

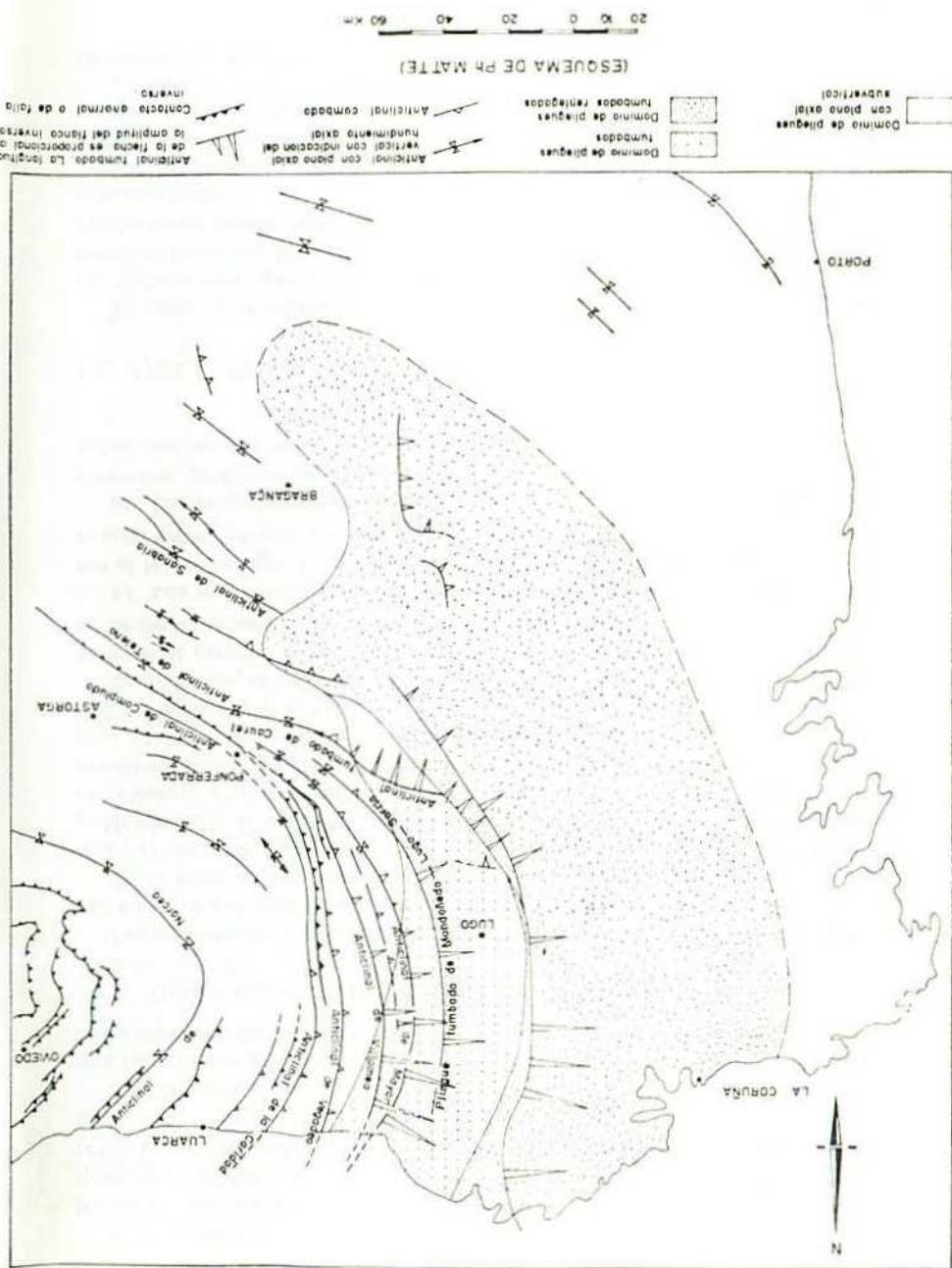


En razón de la ausencia de la mayoría del Paleozoico Superior, se puede decir, todo lo más, que las fases de plegamiento importante están comprendidas entre el Devónico Inferior (último terreno datado, intensamente plegado) y el Estefaniense (primer terreno netamente discordante y mucho menos deformado que su substrato).

Los plegamientos hercinianos se han sucedido en el tiempo con una distribución, una intensidad y un estilo diferente, que reflejan condiciones de temperatura y presión decrecientes.

La primera fase (fig. 3.2-1), la más intensa, ha afectado todo el NO. de la Península; la deformación, flexible, penetrante, ha alcanzado las rocas a todas

FIG. 3.2-1



las escalas, y está acompañada de metamorfismo progresivo. Corresponde a las máximas condiciones de presión y temperatura.

Entre la primera y segunda fase de plegamiento, la cadena se levanta, por cuyo motivo se ha provocado un descenso de la presión y temperatura.

La segunda fase de plegamiento (fig. 3.2.-2), menos intensa, es también menos flexible, menos penetrante. No ha dado estructuras bien visibles e individualizadas más que en la parte interna de la virgación.

Las deformaciones tardías no han dado grandes estructuras, solamente estructuras menores.

3.2.1. La primera fase de plegamiento

Como en muchas orogenias antiguas (hercinianas o caledonianas), la primera fase de plegamiento constituye el acontecimiento mayor. La orientación actual de las directrices de esta cadena se debe a la primera fase, la cual origina las grandes estructuras más visibles. En las zonas internas, la segunda fase ha modificado notablemente la orientación de las estructuras primitivas.

En la zona externa (Montes Cantábricos), el estilo tectónico es relativamente superficial.

En el dominio más interno, el estilo de la deformación es netamente más profundo.

Ph. MATTE (1968) ha dividido esquemáticamente la región estudiada en tres dominios (fig. 3.2.-1):

- El dominio de pliegues con plano axial subvertical.
- El dominio de pliegues tumbados.
- El dominio de pliegues tumbados replegados.

La zona comprendida en la Hoja n.º 8 entra dentro del segundo y tercer dominio.

Dominio de los pliegues tumbados.

Se observa una disminución progresiva de la esquistosidad con respecto al dominio de pliegues con plano axial subvertical.

Aquí la fase II es débil o nula. La aparición de pliegues tumbados coincide con la presencia en Galicia oriental de series mucho menos masivas y mucho más esquistosas. Esto corresponde, sobre todo, a un metamorfismo más intenso (mesozona).

Donde los pliegues tumbados son más importantes es en la parte N. de la virgación, donde las estructuras tienen una dirección NS. a N. 30 O., más al S. su amplitud disminuye paralelamente a la virgación y los planos axiales se enderezan.

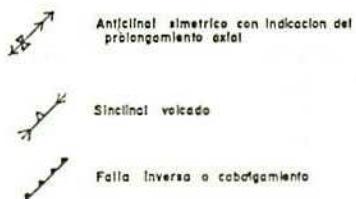
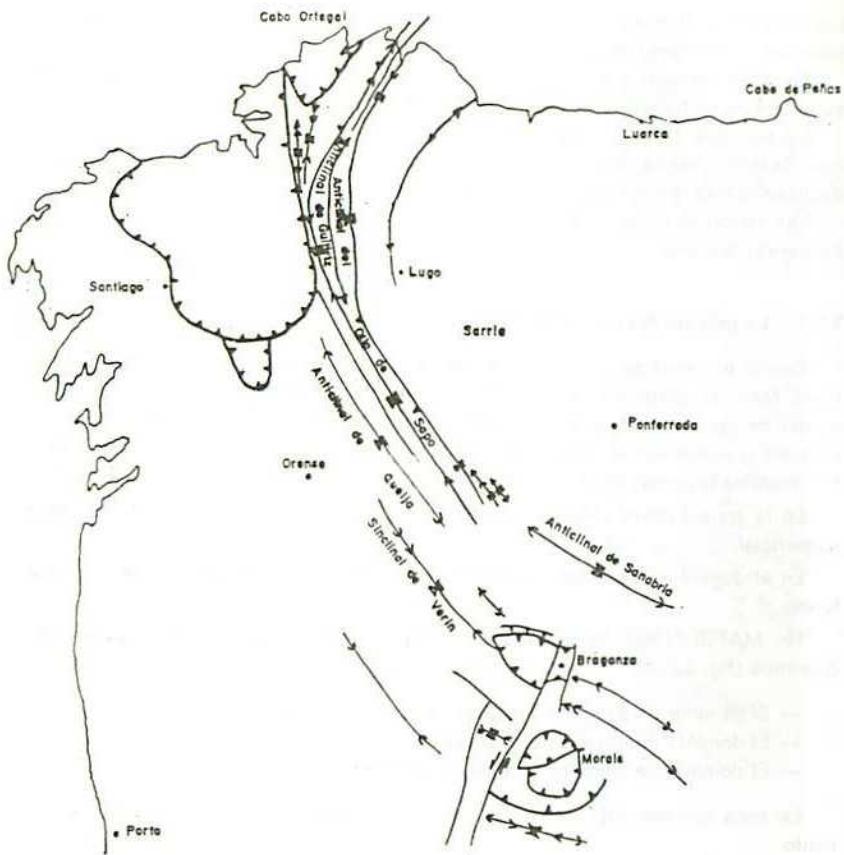


Fig. 3.2 - 2

Las grandes estructuras de la fase (según Ph. MATTE).

Dominio de los pliegues tumbados replegados.

En el O. y al SO. del dominio precedente, no se observan pliegues tumbados tan espectaculares como los de Mondoñedo o el de la Sierra de Caurel. La estructura más evidente en esta región es un gran anticlinal de segunda fase con núcleo de Precámbrico porfiroide (anticlinal «Ollo de Sapo»).

3.2.2. La segunda fase de plegamiento (figura 3.2.-2)

Se distingue de la primera en las siguientes características:

- Es mucho menos intensa.
- No da estructuras menores en todas partes.
- Las rocas no están, generalmente, deformadas de manera tan profunda como en la primera fase.
- Es, en su conjunto, posterior al paroxismo del metamorfismo hercíniano, generalmente contemporáneo de un retrometamorfismo en las facies de «esquisto verde». Vemos, sin embargo, que a veces condiciones mesozonales han subsistido durante y después de la segunda fase, pero esto es relativamente raro.
- Es contemporáneo del emplazamiento de macizos importantes de granitos con dos micas.

Los pliegues son geométricos, tienen plano axial subvertical, bien reconocible y que repliegan las estructuras de la primera fase y particularmente la esquistosidad primaria.

3.2.3. Relación entre la tectónica y el metamorfismo regional hercíniano

La epizona cae fuera de la zona en estudio.

- La mesozona no se desarrolla de manera notable más que a partir de la zona III.

Los grados de metamorfismo más elevado, caracterizado por la presencia de la sillimanita, no aparece más que en la parte interna de la zona III y se desarrolla más ampliamente en la zona IV.

En la región estudiada, la edad hercíniana del metamorfismo está probada para la epizona y la mesozona, pues afecta tanto al Paleozoico como al Precámbrico (Ph. MATTE, 1966; R. CAPDEVILA, 1967).

En el dominio de los pliegues tumbados y de los pliegues tumbados replegados, el metamorfismo es de tipo «intermedio de baja presión» (Ph. MATTE, 1966; R. CAPDEVILA, 1968). Está caracterizado por la presencia de distena o de andalucita, sin el grado de metamorfismo elevado de la zona del Almandino, y

por la estabilidad de la estaurolita, gracias a la presencia de cuarzo en la zona de bajo grado de metamorfismo de la sillimanita (R. CAPDEVILA).

3.2.4. Relaciones entre el estilo del plegamiento y la intensidad del metamorfismo

A grandes rasgos, en esta cadena hercínica, la zona III (fig. 1.-1), que corresponde en su mayor parte al dominio de los pliegues tumbados no replegados, es en gran parte mesozonal.

La parte frontal del pliegue tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarria está generalmente en la zona de la clorita, sus raíces son más metamórficas (zona del Almandino y de la estaurolita, o incluso de la sillimanita).

En las partes más internas (dominio de pliegues tumbados replegados), las isógradas son generalmente mucho más apretadas y estrechamente centradas sobre los anticlinales con núcleo de Precámbrico porfiroide.

En esta región, el metamorfismo ha alcanzado su máximo grado durante la fase II.

3.2.5. Granitos hercinianos

En el dominio mesozonal de pliegues tumbados replegados, los macizos son de tipo muy variado (R. CAPDEVILA, 1965, ha definido cinco tipos principales) y tienen una superficie bastante considerable en relación al dominio epizonal (algunos centenares de Km²).

En las partes todavía más internas de la virgación, N. Portugal y Salamanca, los granitos ocupan superficies enormes (varios miles de Km²).

Relación de los granitos con las fases de plegamientos.

En el dominio de pliegues tumbados y de pliegues tumbados replegados, las relaciones de los granitos con las fases de plegamiento son diferentes según los diferentes tipos de granito.

Separando algunos pequeños macizos laminares, que podrían ser, en el límite, contemporáneos de la primera fase (R. CAPDEVILA, 1965), los granitos más antiguos son granitos con biotita y megacristales de feldespato potásico. Estos granitos, que se presentan a menudo en macizos alargados, paralelamente a las estructuras de la segunda fase, son a veces destruidos y gneisificados por la esquistosidad S₂. Sin embargo, son posteriores a la fase I y al paroxismo metamórfico herciniano.

La mayoría de los granitos con dos micas parecen todavía más recientes, inmediatamente anteriores a la fase II o contemporáneos de ella.

Los últimos granitos son de tipo porfiroide con biotita. Se presentan en gruesos macizos redondeados y son posteriores a todas las deformaciones hercianas conocidas en la región estudiada.

4. HISTORIA GEOLOGICA DE GALICIA NORDORIENTAL

La cuenca galaica norteoriental queda comprendida entre el macizo cántabro y la dorsal o umbral gallego-castellano. Este umbral constituye el área-distributiva más importante de los depósitos que se sedimentan en la cuenca, a lo largo de la mayor parte de la evolución de la misma durante el Paleozoico. Prácticamente coincide con las zonas II y III de Ph. MATTE (1968) (fig. 1.-1).

A lo largo de la lectura del presente capítulo, es conveniente consultar la figura 4.-1.

I) En el Precámbrico Superior, la cuenca presenta una configuración sencilla en la que el área de «Ollo de Sapo» representa muy verosimilmente una estrecha zona de plataforma, sobre la que se depositan litarenitas feldespáticas (grauwacas feldespáticas) y hacia el techo arcosas, cuarzarenitas (ortocuarцитas), e incluso lutitas. La existencia de estos materiales indica que el área-distributiva, la parte oriental del umbral gallego-castellano, se halla constituida por rocas graníticas y metamórficas. La naturaleza del área fuente se halla en relación con la presencia de un volcanismo de carácter ácido. Todos estos datos conducen a la conclusión de que el área más o menos emergida galaica-castellana corresponde a un dominio interno del geosinclinal.

Lateralmente y al techo, la unidad sedimentaria de «Ollo de Sapo» pasa a la de Villalba, que tiene un carácter predominante lutítico, aunque las litarenitas feldespáticas se hallan representadas en intercalaciones. La serie de Villalba se extiende por toda la franja de Lugo, de norte a sur, y supone un depósito realizado bajo condiciones de nivel de energía débil; en consecuencia, la zona de sedimentación correspondiente se halla a mayor distancia de la costa y situada a mayor profundidad que la de «Ollo de Sapo».

Por tanto, ya desde el Precámbrico Superior, la cuenca galaica queda dividida mediante un umbral estrecho que va a permanecer más o menos emergido como una cresta, a lo largo de toda la historia geológica, hasta el Devónico, constituye un área-distributiva de materiales de gran influencia para el surco galaco-astur-leonés.

La secuencia de Villalba presenta variaciones en cuanto a la distribución vertical de sus materiales. El carácter lutítico de los mismos lo es en su conjunto, pero ya se ha hecho notar más arriba la presencia, en intercalaciones, de materiales areníticos del tipo de las litarenitas feldespáticas. La representación de materiales arenosos indica un cambio en las condiciones de sedimentación de la cuenca. Invocar un cambio de profundidad para cada depósito arenoso, equivale a admitir movimientos en la vertical, breves y numerosos. Si bien es posible que algún cambio en la sedimentación tenga su origen en deformaciones del fondo de la cuenca, la mayor parte de dichos cambios se debe a modificaciones en el nivel de base de la sedimentación selectiva. Como es sabi-

EVOLUCION DE LA CUENCA DE SEDIMENTACION GALAICA

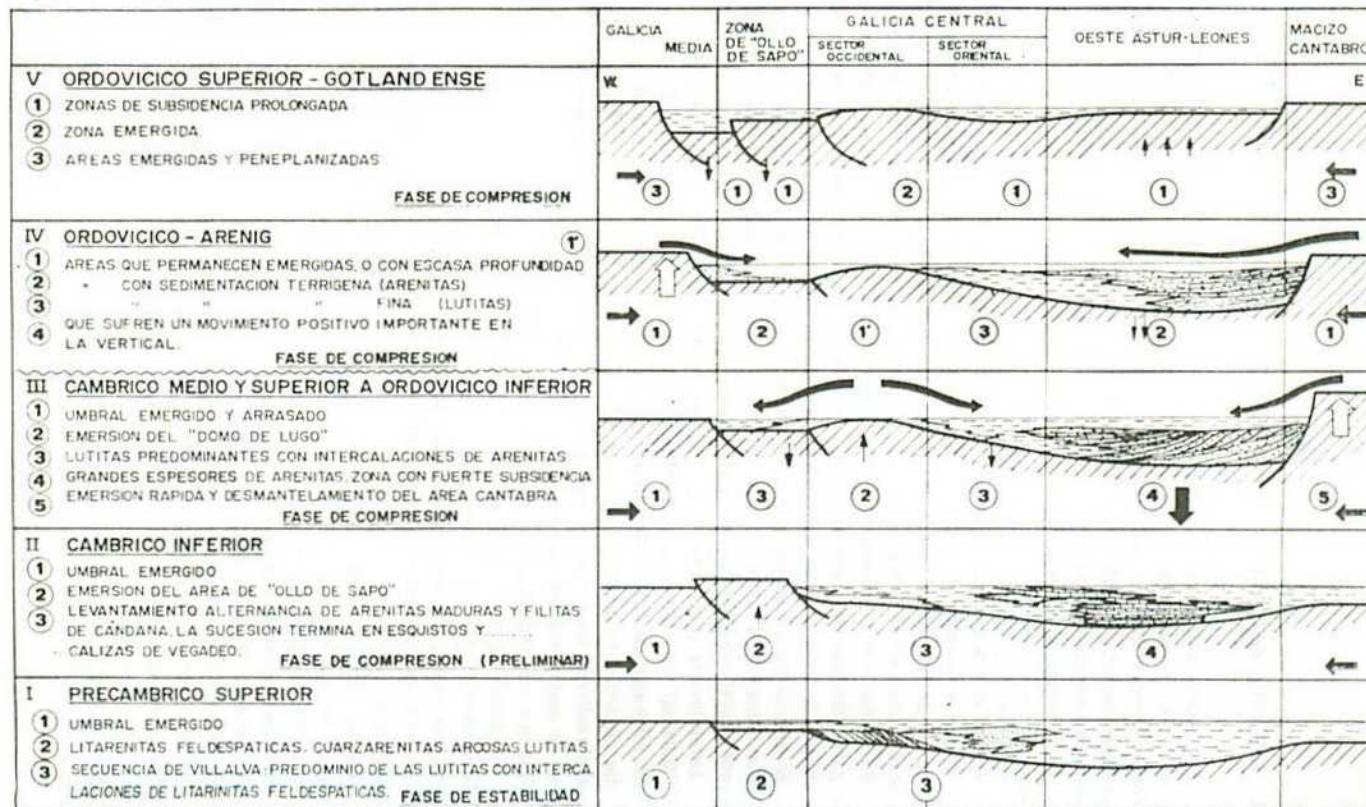


Fig. 4 - 1

do, y a título de recordatorio, las modificaciones del nivel de base de sedimentación dependen de factores tales como: 1) nivel de energía del medio; 2) carga de materiales aportados a la cuenca; 3) velocidad de sedimentación; 4) movimientos en la vertical.

Si se desecha este último factor, quedan en realidad dos primordiales a considerar: el nivel de energía y la velocidad de sedimentación, que en parte depende de la carga de materiales aportados a la cuenca. El nivel de energía del medio puede fluctuar gracias a los cambios que se producen en la dirección e intensidad de las corrientes, así como en el aumento de la acción erosiva del oleaje en momentos determinados. En cuanto a la variación de la carga de materiales, que provienen de la erosión previa del área-distributiva, se requieren variaciones de tipo climático o elevaciones del bloque continental con el consiguiente rejuvenecimiento del relieve.

Tales tipos de fluctuaciones son normalmente frecuentes y pueden suministrar una explicación válida a alternancias e intercalaciones de materiales que requieren condiciones de sedimentación totalmente diferentes.

De modo general, y atendiendo al carácter predominantemente lutítico de la unidad de Villalba, puede decirse que ésta ha sido depositada en una zona de la cuenca marina en la que el nivel de energía es débil. En cuanto a la presencia de materiales areníticos, debe ser considerada como depósitos provocados eventualmente gracias a cambios de corta duración, tanto en las condiciones de meteorización-erosión-transporte sobre el área fuente, como en los agentes erosión-transporte del propio medio.

II) El Cámbrico ve inaugurarse una fase de compresión, que tiene como consecuencia una elevación general del fondo de la cuenca, con la emersión casi completa del área «Ollo de Sapo», la cual queda adosada al área continental.

En el área donde, en el ciclo sedimentario anterior, se ha producido la sedimentación de la unidad de Villalba, es decir, en una zona de débil nivel de energía, en el Cámbrico Inferior pasa a ser zona de plataforma en la que se producen alternancias de areniscas maduras y filitas de la sucesión de Cándana. La serie culmina en lutitas y calizas de la misma secuencia. La zona más interna de la cuenca (1) presenta un depósito de materiales carbonatados.

III) La fase de compresión se contiene a lo largo del Cámbrico Medio y Superior.

A lo largo de este espacio de tiempo, se produce una compartimentación de la cuenca marina, con la individualización de un umbral alargado de norte a sur, a expensas de la banda occidental de la anterior plataforma continental. Al propio tiempo, se produce el hundimiento de la zona de «Ollo de Sapo», la cual queda como un surco de ambiente marino restringido, con depósitos normalmente correspondientes a un nivel de energía débil, es decir, lutíticos y con es-

(1) En el sentido de más alejada del umbral de Galicia media, y también de mayor profundidad.

casas intercalaciones de arenitas. Tal tipo de sedimentación es debido a que el umbral de «Oollo de Sapo» no debe llegar aemerger o lo hace parcialmente; así, los aportes terrígenos que de él proceden no llegan a «contaminar» este surco interior.

Por el contrario, el macizo cántabro ha debido sufrir una importante emer-
sión prolongada y una denudación concomitante de gran envergadura. De este modo, el que en la fase sedimentaria anterior fue surco interno astur-leonés, pasa ahora a constituir un surco externo, inmediato al área continental y afectado por una subsidencia prolongada. Es de esta manera, como llegan a depositarse grandes espesores de arenitas en esta zona; tales depósitos llegan a afectar, de hecho, la zona de plataforma continental de modo parcial y eventualmente, pero siguiendo un camino inverso, es decir, que no proceden en general del umbral inmediato del «Oollo de Sapo», sino de un área-fuente más lejana, aunque no se descarta alguna influencia de dicho umbral.

Por tanto, los materiales que se depositan en esta plataforma continental, además de los de tipo lutítico, serán: sublitarenitas (antiguas metagrauwacas), sublitarenitas feldespáticas, cuarzarenitas (antiguas ortocuarcitas), y, probablemente, subarkosas. En cambio, hacia el surco astur-leonés y en la medida de la proximidad del macizo cántabro enmergido, se depositarán sublitarenitas submaduras a maduras (1); litarenitas y/o sublitarenitas submaduras a maduras; litarenitas inmaduras a submaduras en las zonas de delta; sublitarenitas supermaduras e incluso cuarzarenitas, en las playas. La posibilidad de que existan grandes espesores de cuarzarenitas en toda el área del surco astur-leonés es muy alta, dada la presumible naturaleza de los materiales de dicha área-fuente.

IV) A lo largo del Arenig continúan las mismas condiciones tectónicas, con la consecuencia de la elevación del umbral de Galicia media y su consiguiente denudación. La cuenca presenta, en general, idénticas características que en la fase sedimentaria anterior. Mas en lo que se refiere a los tipos de depósitos sedimentados durante esta fase, el surco de «Oollo de Sapo» ve instalarse una facies terrígena de carácter arenítico predominante. La mayor parte de la cuenca presenta los mismos caracteres areníticos, a excepción de la plataforma continental desarrollada en el área de Galicia central, en la cual predominan los materiales lutíticos. En el surco oeste astur-leones continúan una sedimentación terrígena de tipo arenoso.

Tal distribución de materiales hace pensar en que durante el Arenig se mantiene no sólo la configuración de la cuenca, sino el cuadro de presiones tangenciales y el juego relativo de subsidencias y elevaciones en los distintos compartimientos de la cuenca. Pero, si bien en líneas generales es esto cierto, conviene establecer las siguientes precisiones de detalle:

(1) Los grados de madurez se refieren aquí a la madurez textural, es decir, al efecto que sobre el sedimento ha tenido la energía del medio para clasificar los materiales por tamaños de grano.

- 1) El área que corresponde al umbral interno de la cuenca, denominada Galicia media, sufre un movimiento de elevación importante al tiempo que el surco vecino de «Ollo de Sapo» presenta una subsidencia prolongada. El dispositivo formado por el surco «Ollo de Sapo» y el umbral oeste de Galicia central, supone una *trampa* para los materiales que proceden del gran umbral de Galicia media, situado al oeste. Gracias a la barrera que forma el umbral oeste de Galicia central, dichos materiales no invaden el área subsidente del surco oeste astur-leonés.
 - 2) Sobre la plataforma continental, que ocupa la banda oriental de la unidad de Galicia central, los depósitos son de carácter lutítico en general. Este hecho es muy expresivo y supone que el área-fuente del macizo Cántabro se halla en un estado avanzado de peneplanización y suministra menos cantidad de materiales a la cuenca, de tal forma que los agentes de erosión y selección del medio disponen de tiempo suficiente para lograr una clasificación por tamaños. La plataforma continental, asimismo subsidente, sería la zona de la cuenca más alejada del área-fuente cántabra y ocupada por tanto por los materiales más finos, los cuales permanecen en esta área fuera del alcance de los agentes del medio, gracias a la relativa profundidad del fondo —más de 40 m.— y a la subsidencia del mismo.
 - 3) El relleno del surco de «Ollo de Sapo» mediante materiales arenosos, indica un rejuvenecimiento del relieve sobre el área emergida de Galicia media.
 - 4) La senilidad relativa del macizo Cántabro parece ya indicar que la fase de compresión, que ha comenzado en el Cámbrico Inferior, está llegando a su fin. Así pues, la facies arenosa del Arenig se presenta de alguna manera como una facies de relleno, en la que dada la estabilidad presumible de las costas orientales del surco astur-leonés, se depositarán cuerpos lenticulares de cuarzarenitas.
- V) Se inicia una fase de descompresión, que abarca desde el Ordovicico Superior al Gotlandés, por lo menos. La cuenca sufre un movimiento general de descenso, y aunque se mantiene una compartimentación, este hecho no afecta al carácter de los materiales, los cuales son lutíticos en general. Las mayores potencias se dan en el surco interno al oeste de «Ollo de Sapo». Hacia el este van disminuyendo de modo muy claro.

Las áreas emergidas del umbral de Galicia media y del macizo Cántabro, ya muy evolucionadas morfológicamente, y bajo un clima verosímilmente muy húmedo, proporcionan materiales muy finos a la cuenca marina, los cuales se extienden por todo el ámbito de la misma.

BIBLIOGRAFIA

- ANTHONIOZ, P. M., y FERRAGNE, A. (1967).—*Sur la presence d'orthogneis en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne)*. C. R. Somm. Acad. Sc., Paris, n° 265, pp. 848-851.
- BARROIS, Ch. (1882).—*Recherches sur les terrains anciens des Asturias et de la Galice (Espagne)*. Mem. Soc. Geol. du Nord. T. 2, n.º 1, pp. 1-630. Lille.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, L. (1934).—*Les bassins tertiaires de Galice Orientale et leur cadre*. Inst. Geol. Univ. Barcelona, n.º 211, pp. 24-46.
- (1954).—*Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique*. Publ. Inst. Geol. Univ. Barcelona, n.º 221, p. 61.
- CAPDEVILA, R. (1964).—*Sur le contrôlé lithologique et structural du granite de Guitiriz (Lugo, Espagne)*. C. R. Acad. Sc., Paris. T. 9, n.º 258, pp. 5682-5684.
- (1965).—*Sur la geologie du Precambrien et du Paleozoïque dans la region de Lugo et la question des plissements Assyntiques et sardes en Espagne*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 80, pp. 157-174. Madrid.
- (1966).—*Sur la presence de sills basiques et ultrabasiques métamorphisés dans la région de Villalba (Lugo, Espagne)*. C. R. Acad. Sc., Paris, Ser. D., n.º 262, pp. 2193-2196.
- (1967 a).—*Repartition et habitus de l'apetite dans le granite de Neira (Espagne). Comparaisons avec des données expérimentales et applications pétro-génétiques*. C. R. Acad. Sc., Paris, n.º 264, pp. 1694-1697.
- (1967 b).—*Extensión du métamorfismo régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturias, León)*. C. R. Somm. Soc. Geol. France, n.º 7, pp. 277-279. Paris.
- (1968 a).—*Zones de métamorphismes régional progressif dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale (Espagne)*. C. R. Acad. Sc., Paris, Ser. D., n.º 266, pp. 309-312.
- (1968 b).—*Les types de métamorphisme «intermédiaire de basse pressión» dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale (Espagne)*. C. R. Acad. Sc., Paris, n.º 266, pp. 1924-1927.

- (1968 c).—*La symetrie du chloritoide dans les micaschistes de Galice Nord-orientale (Nord-Ouest de l'Espagne)*. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristalogr., n.º 91, pp. 508-510.
- (1969).—*Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale (NO. de l'Espagne)*. These. Univ. Montpellier.
- CAPDEVILA, R., MATTE, Ph., y PARGA PONDAL, I. (1964).—*Sur la presence d'une formation porphyroïde infracambrienne en Espagne*. C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., n.º 7, pp. 249-250. Paris.
- CAPDEVILA, R., y VIALETTE, Y. (1965).—*Premieres mesures d'age absolu effectuees par la methode au strontium sur des granites et des micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, n.º 260, pp. 5081-5083.
- CARLE, W. (1950).—*Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia*. Publ. Extr. Somm. Geol. de España, C.S.I.C., T. V. pp. 61-90.
- DIETRICH, G. (1962).—*Das ostgalicische grundgebirge im Raume Becerreá (Provinz Lugo, Spanien)*. Tesis Univ. Münster.
- GARCIA FIGUEROLA, L. C. (1965).—*Datos sobre las pizarras de Lugo*. Rev. Fac. Cienc. Univ. Oviedo, T. 6, n.º 1, pp. 131-143.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).—*Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp. n.º 36, pp. 277-303.
- (1922).—*Hierros de Galicia*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 1.
- (1934).—*El sistema Cambriano. Explicación del nuevo Mapa Geológico de España*. Inst. Geol. y Min. Esp.
- (1942).—*El sistema Siluriano. Explicación del nuevo Mapa Geológico de España*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 45, p. 789.
- (1960).—*Graptolítidos españoles*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 57, pp. 3-77.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P., y HERNANDEZ SAMPELAYO, A. (1950).—*Hoja n.º 45. Betanzos. Mapa Geol. Nacional 1:50.000*. I. G. M. E.
- LOTZE, F. (1956 a).—*Das Prákambrium Spaniens*. N. Jahrb. Geol. Pal. n.º 8, pp. 373-380.
- (1957).—*Zum altu Norwest-Spanische quartzit-Sandstein Folgen*. N. Jahrb. Geol. Pal., ser. B., n.º 10, pp. 464-471.
- (1958).—*Zum stratigraphie des Spanischen Kambriums*. Geologi, n.º 7, Berlin, pp. 727-750.
- MACPHERSON, J. (1881).—*Apuntes petrográficos de Galicia*. Anal. Soc. Esp. Hist. Nat., n.º 10, pp. 49-87.
- (1886).—*Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia*. Anal. Soc. Esp. Hist. Nat., n.º 15, pp. 165-203.

- MALLADA, L. (1896).—*Sistemas Siluriano y Cambriano. Explicación del Mapa Geológico de España*. T. I, 1 vol., 515 p.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1969).—Nota sobre la posición del «Ollo de Sapo» en las provincias de Zamora y Orense. Com. Serv. Geol. Port. T. LIII, pp. 37-42.
- MATTE, Ph. (1963).—Sur la structure du Paleozoïque de la Sierra del Caurel (Nord-Ouest de l'Espagne). C. R. Som. Soc. Geol. Fr., n.º 7, pp. 243-245.
- (1964 a).—Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (Nord-Ouest de l'Espagne). C. R. Som. Soc. Geol. Fr., n.º 2, pp. 57-58.
- (1964 b).—Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice Orientale. C. R. Acad. Sc., Paris, n.º 259, pp. 1981-1984.
- (1967 a).—La schistosité primaire dans l'arc hercynien de Galice, Colloque Etages Tectoniques. Nençhatel, 1966.
- (1967 b).—Precambrien supérieur schistogreux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien. C. R. Acad. Sc., Paris, n.º 264, pp. 1769-1772.
- (1968 c).—La estructura de la virgación hercyniana de Galicia (Espagne). Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble. T. 44, pp. 153-281.
- MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1967).—Les rapports tectoniques entre le Precambrien ancien et le Paleozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes mappes ou extensions? C. R. Acad. Sci., ser. D, n.º 264, pp. 2268-2271.
- NAVARRO ALVARGONZALEZ, A., VALLE DE LERSUNDI, J.—Bosquejo geológico de la mitad N. de la provincia de Pontevedra. Not. y Com., n.º 33. 1954.
- PARGA, J. R. (1969 b).—Vulcanismos del Paleozoico Inferior en el NO de la Península Ibérica. Tes. Licenc. Univ. Oviedo.
- PARGA PONDAL, I. (1935).—Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos. Res. Cient. Soc. Esp. Hist. Nat., n.º 10, pp. 27-34.
- (1958 b).—El conocimiento geológico de Galicia. Ed. Citania. Buenos Aires.
- (1960).—Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 59, pp. 333-358.
- (1936).—Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO. de la provincia de La Coruña. Leids. Geol. Med. Deel., 21
- (1963).—Mapa petrográfico estructural de Galicia. Inst. Geol. Min. España.
- PARGA PONDAL, I., LOPEZ AZCONA, J. M., y TORRE ENCISO, E. (1962).—Hoja n.º 46 (Oza de los Ríos). Mapa geológico nacional 1:50.000. I. G. M. E.
- (1960).—Hoja n.º 45 (Betanzos). Map. Geol. Nac. 1:50.000. I.G.M.E.
- PARGA PONDAL, I., MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1964).—Introduction à la géologie de l'Ollo de Sapo, formation porphyroïde antésilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 76, pp. 119-153.
- TEX, E. DEN (1966).—Aperçu géologique et structural de la Galice cristalline. Leid. Geol. Meded., n.º 36, pp. 211-222.

- TEX, E. DEN, y FLOOR, P. (1967).—*A blastomylonitic and polimetamorphic graben in Western Galicie (NO. Spain)*. Etages Tect. Nenchatel, 1966, pp. 169-178.
- TEX, E. DEN, y VOGEL, D. E.—*A granulitgebirge at Cabo Ortegal (NO. Spain)*. Geol. Runds. B-52. H-1, 1963.
- WALTER, R. (1968).—*Die Geologie in der nordostlichen Provinz Lugo (NO. Spanien)*. Geotek. Forsch., n.º 27, pp. 3-70.