



IGME

1

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

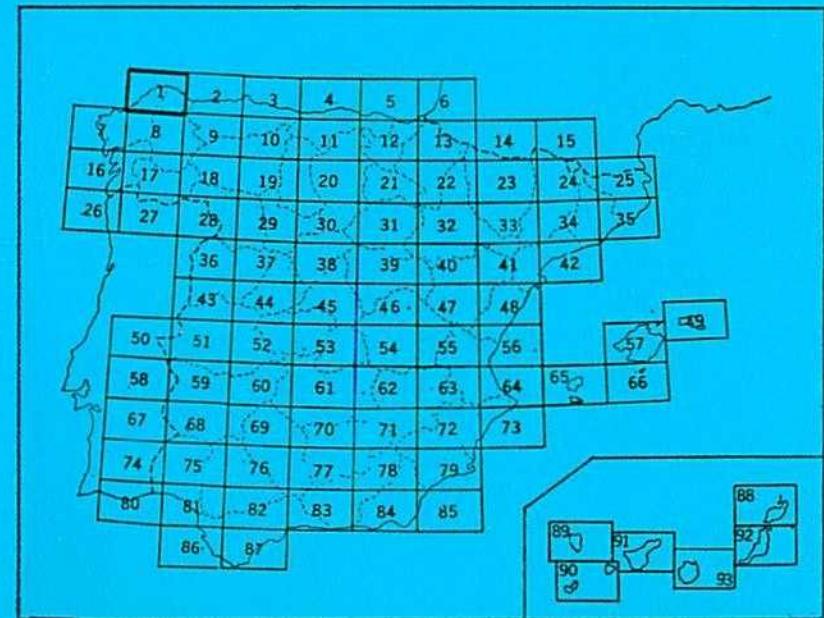
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

LA CORUÑA

Primera edición

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



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

LA CORUÑA

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 el
Departamento de Publicaciones
del
Instituto Geológico y Minero
de España
Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M - 3.806 - 1971

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION

La Hoja n.º 1 (La Coruña) del mapa Geológico de España a escala 1:200.000 está enclavada en el dominio del NO. de la Península Ibérica, constituido casi exclusivamente por terrenos paleozoicos y antepaleozoicos que van desde el Precámbrico más o menos antiguo hasta el Pérmico. La repartición y las facies de este dominio permiten dividirlo en un cierto número de zonas, que pueden ser definidas como unidades alargadas más o menos paralelamente a la dirección de la cadena, donde los terrenos paleozoicos y precámbricos son mucho más sensibles perpendicular que paralelamente a la dirección de dicha cadena.

Según la distribución de zonas propuestas por Ph. MATTE (1968) (figura 1.-1), la parte E. de la Hoja n.º 1 queda dentro del dominio de la zona III y la O., dentro del dominio de la zona IV.

2. ESTRATIGRAFIA

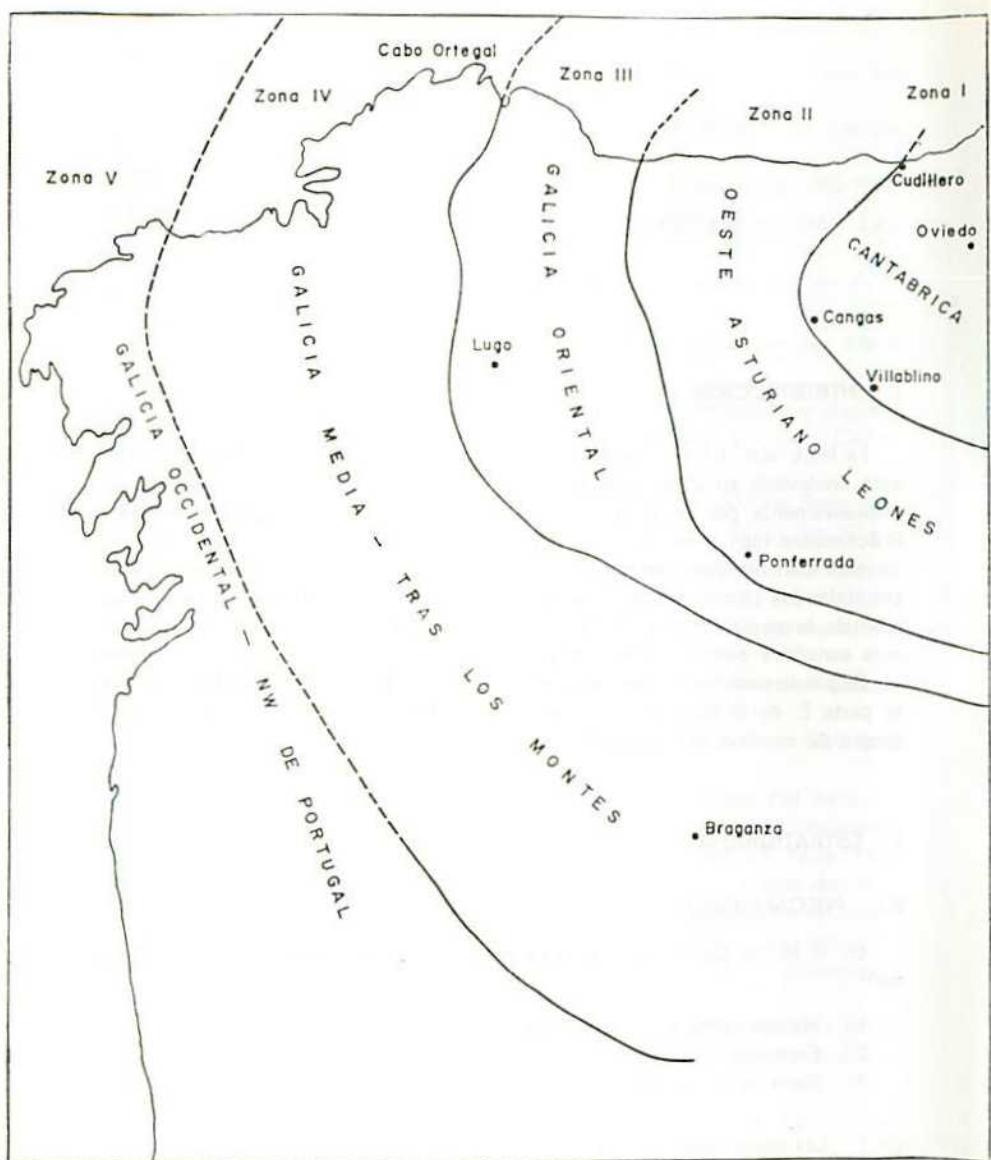
2.1. PRECAMBRICO

En el N. de Galicia, afloran tres formaciones precámbricas diferentes, que son:

- 1.^º Macizo cristalino de Cabo Ortegal.
- 2.^º Formación porfiroide del «Ollo de Sapo».
- 3.^º Serie lutítico-arenosa de Villalba.

2.1.1. Las rocas catazonales de Cabo Ortegal

En el Cabo Ortegal pueden distinguirse los siguientes tipos de rocas, de O. a E.



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

Fig. 1.-1

I.—Anfibolitas esquistosas, rocas que varian poco en composición y en textura y que contienen principalmente hornblenda, plagioclasa saussuritizada y epidota. La esquistosidad, que se puede observar microscópicamente, está muy desarrollada, y se inclina de 50° a 60° al E.

II.—Las anfibolitas, así como las serpentinitas, situadas en zonas afectadas por el tectonismo, se hallan plegadas y fracturadas y han tomado la forma de lentes. Los paragneis están milonitzados, plegados y recristalizados.

III. Las anfibolitas foliadas forman una serie que consiste principalmente en láminas de anfibolita y anfibolita de cuarzo, que pueden tener o no, granates. Se encuentran también «flasergabros» anfibolizados, intrusiones gabroides influenciadas tan ligeramente por el metamorfismo, que el carácter original es evidentemente hornblenda o piroxeno.

A veces se hallan residuos de rocas básicas de facies granulita, llamados pirigarnitas. Las anfibolitas foliadas constituyen un anticlinal isoclinal tumulado con componente E.

IV.—Gneis de Chimparrá. Se trata de una serie de gneises de dos micas que pueden contener granate y distena. Forman un pliegue en el cual un flanco forma un contacto tectónico paralelo a la esquistosidad de las anfibolitas foliadas.

V.—Las serpentinitas.

VI.—Una serie compuesta de rocas de facies granulita y sus derivadas por retrometamorfismo.

VII.—Intercalaciones de eclogita en paragneis, que están inclinadas al O. Se piensa que las intercalaciones de eclogita constituyen una gran estructura plegada.

VIII.—Gneis milonitzado de facies de alto metamorfismo. Gneis de biotita y granate con láminas milonitzadas. Paralelas a la esquistosidad se encuentran lentes e intercalaciones de eclogita retrógrada. Esta serie de rocas está plegada isoclinalmente e inclinada al O.

IX.—Gneis de Cariño. Gneis de biotita abundante en cuarzo, que pueden contener distena y estaurolita. Este gneis es más regular de textura y no contiene lentes de eclogita, pero si de anfibolita y diorita. La estructura está plegada e inclinada al O.

X.—En el sur del área, estudiada por J. P. ENGLS, se encuentra una serie de anfibolitas de epidota, calcita y cuarzo de grano fino. En estas anfibolitas se encuentran muchos filones y láminas de calcita.

XI. Estas series están envueltas por filitas y filonitas. Partiendo de las relaciones reciprocas de estos tipos de rocas que se pueden distinguir en el campo, pueden formarse cuatro unidades mayores.

- a) El conjunto de Capelada; compuesto por granulitas y anfibolitas foliadas.
- b) El conjunto de Concepción: este conjunto está subdividido en un grupo de metamorfismo de alto grado, compuesto por gneis milonitzados y

- eclogitas, una parte de la zona del gneis de Chimparra y una parte de la zona tectonizada; y otro grupo, al cual pertenecen el gneis de Cariño, las anfibolitas esquistosas, parte del gneis de Chimparra y parte de la zona tectonizada.
- c) Las serpentinitas.
 - d) El conjunto de la Peña Escrita, con anfibolitas de cuarzo, epidotas de cuarzo, epidota y calcita, filitas y filonitas.

2.1.2. Formación porfiroide del «Ollo de Sapo»

Aflora en la Galicia media siguiendo una estrecha zona de más de 300 kms. de longitud, comenzando en la isla Colleira (NO. de Lugo) para desaparecer bajo el terciario de la meseta, cerca de Zamora. Está cubierta en la parte oriental de Galicia por materiales del Ordovícico, mientras que el substrato es desconocido y como consecuencia su potencia. Su edad probable es Precámbrico Superior.

Comprende dos facies diferentes: Una facies sin megacristales, con grano fino, metagrauwacas feldespáticas típicas, con intercalaciones de esquistos, 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 establecen dos hipótesis: bien como derivados de una roca antigua *«in situ»* (granito, gneis, lava, etcétera), bien procedentes de una grauwaca feldespática (litarenita feldespática) en la que el cuarzo y feldespato podrían proceder de rocas ácidas diferenciadas (granito, gneis, lavas).

Edad y conclusiones de la serie porfidica

Como ya se indicó con anterioridad esta formación está situada bajo el Ordovícico Inferior, por lo que solamente se puede sin mayores precisiones atribuir a una edad anteordovícica.

Por otra parte, en el NE. de Portugal (Miranda de Duero) el «Ollo de Sapo», está situado bajo el complejo «esquisto-grauwáquico», considerado por PH. MATTE y A. RIBEIRO (1967) como Cámbrico Superior.

CAPDEVILA (1969) opina que el «Ollo de Sapo», al menos en su parte superior, pasa lateralmente a la serie de Villalba, que se sitúa bajo el Cámbrico Inferior.

En consecuencia, se piensa, CAPDEVILA, LOTZE (1945-66), 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 (litarenitas feldespáticas), resultado de la meteorización, de granitos, granodioritas porfiroides, y lavas ácidas correspondientes al magmatismo calcoalcalino-postorogénico de una vieja cadena precámbrica. Se puede dividir esta formación en dos partes: en la base y cerca de las rocas madres, el tramo «Oollo de Sapo» con megacristales, y hacia la parte superior y lejos de la costa, el «Oollo de Sapo» con grano fino, más evolucionado.

La edad de esta formación se considera como Precámbrico reciente.

2.1.3. Serie lutítico-arenosa 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, semejante, aunque más afectada por el metamorfismo, a la serie del Narcea de Asturias y León. Al contrario de la zona anterior, ésta ha sido muy poco estudiada. G. BARROIS (1882) la denominó «Micaesquistos de 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 de origen mesozonal, no habiendo más que algunos raros afloramientos en la región de Mondoñedo y región S. del Domo de Lugo, donde se encuentra la «zona de la clorita».

La forman cuatro tipos de rocas:

- 1.^o Lutitas, que se transforman en esquistos, micaesquistos ygneis de grano fino.
- 2.^o Rocas intermedias entre lutitas y grauwacas feldespáticas (litarenitas feldespáticas), formadas por una matriz lutítica, en la que hay pequeños feldespatos detriticos. Estas rocas se transformaron en micaesquistos ygneis de grano más grueso que los precedentes.
- 3.^o Rocas ricas en calcio, que quizás en su origen fuesen cuarzopolitas (limolitas), calcáreas y que se encuentran bajo la forma de gneis con anfiboles en gavillas.
- 4.^o Anfibolitas de grano fino.

Las rocas de origen lutítico forman la mayor parte de la serie. Las derivadas de lutitas y arenas feldespáticas no son raras y son sobre todo visibles en la epizona. Las tercera están en todas partes, aunque en pequeña proporción. En la mesozona, las cuarcitas son excepcionales.

Conclusiones sobre la serie de Villalba

La serie de Villalba es un conjunto sedimentario monótono, sin ritmos, esen-

cialmente lutítico, probablemente con una potencia de 500 a 1.000 m. como mínimo; el conjunto ha sido 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 lo 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, Precámbrico Superior. Es la equivalente, sin lavas y más metamórfica, a la serie del Narcea.

2.1.4. Conclusiones sobre el Precámbrico

El Precámbrico de Galicia norte-oriental comprende:

Un Precámbrico antiguo, polimetamórfico, cuyo testigo es el macizo del cabo Ortegal.

Un Precámbrico moderno, con facies porfiroides derivada de la erosión de granitos y vulcanitas posttectónicas de la vieja cadena del «Ollo de Sapo»; en las proximidades del zócalo y más lejos de la roca madre, una facies lutítica, la serie de Villalba.

El Precámbrico antiguo es el zócalo sobre el que se depositan las formaciones de un nuevo ciclo, que se erosionará con la orogénesis hercíniana. Es, con las dos facies del Precámbrico moderno, cuando comienza el nuevo ciclo.

2.2. CAMBRICO INFERIOR

El Cámbrico Inferior no existe en la región del núcleo del Domo de Lugo. Es el conjunto más variado litológicamente, junto con el gotlandense de Galicia nororiental. Comprende rocas areníticas, lutíticas y carbonatadas, que en las zonas de mayor metamorfismo muestran asociaciones minerales muy variadas. Es también la única formación que comprende depósitos carbonatados importantes.

El Cámbrico Inferior ha sido objeto de numerosos estudios estratigráficos de C. BARROIS (1882), P. HERNANDEZ SAMPELAYO (1935), F. LOTZE (1961), L. SANCHEZ DE LA TORRE (1962) y, sobre todo, WALTER (1962 a 1968). Este último autor ha establecido la mejor sucesión estratigráfica en la región poco metamórfica de Mondoñedo, donde subsisten todavía fósiles (R. WALTER, 1968).

Esta sucesión es la siguiente:

Techo:

- Calizas equivalentes a las de Vegadeo.
- Serie de transición, esencialmente lutítica, con alternancias cuarcíticas y carbonatadas.

- Cuarcitas superiores de Cándana.
- Esquistos y carbonatos de Cándana.
- Cuarcitas inferiores de Cándana.

Muro:

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

2.2.1. Cuarcitas de Cándana inferiores

En el norte de la provincia de Lugo esta formación tiene una potencia de varios centenares de metros. Comprende conglomerados, subarkosas y ortocuarcitas (cuarcarenitas); 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. Abundan en estos niveles minerales accesorios, la mayor parte de origen detritico. En el sur de la provincia de Lugo estas cuarcitas están mucho peor representadas. Su potencia disminuye y presenta un flysch formado por lutitas con intercalaciones cuarcíticas a veces microconglomeráticas.

2.2.2. Esquistos y carbonatos de Cándana

Sucesión constituida por rocas lutíticas de 300 a 400 m. de potencia. Hacia el centro de la columna se observan paquetes de rocas carbonatadas, que pueden alcanzar un 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. Los lentejones e intercalaciones calcocomagnesianas, cuando se encuentran en zonas profundas, provienen de gneis calcocomagnesianos acintados y de anfibolitas con mineralogía compleja, debido a mezclas posteriores o contacto con esquistos encajantes.

Esta secuencia es poco metamórfica en el flanco E. del Domo de Lugo, pero fuertemente metamórfica en el flanco O., en particular alrededor de Puerto-Marin.

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

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

2.2.3. Cuarcitas superiores de Cándana

Forman una barra de doscientos metros de potencia, que se sigue muy fácilmente en el paisaje. Como las cuarcitas inferiores de Cándana, comprenden

algunos episodios intercalados groseros y feldespáticos, a veces con cuarzo azul en la base. Hacia la parte superior pasan a más puros, pero sin intercalaciones con lutitas. En todos los niveles se observan estratificaciones cruzadas, y R. WALTER (1962) señala la presencia de pistas.

En conjunto estas cuarcitas presentan materiales mucho más evolucionados que las de Cándana inferiores.

2.2.4. Secuencia de transición

Esta sucesión, de unos 200 m. aproximadamente de potencia, es extremadamente compleja en detalle. Comienza por esquistos negros piritosos, se continúa con alternancias de lutitas, areniscas, margocalizas y dolomías, que pasan a las calizas de Vegadeo. Bajo el punto de vista del metamorfismo, se sitúan en las facies de esquistos verdes.

2.2.5. La caliza de Vegadeo

Las calizas de Vegadeo forman una barra continua de 100 a 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 ellas se observan nódulos y algunas intercalaciones margosas. En lámina delgada se observa siempre la presencia de cuarzo en pequeña cantidad y, a menudo, algo de moscovita.

No se observa un metamorfismo importante.

2.3. EL CAMBRICO MEDIO Y EL ORDOVICICO INFERIOR HASTA LAS ARENISCAS ARMORICANAS

Esta formación comprende en su base una sucesión «flyschoides», y en la parte superior areniscas armoricanas. Ha sido estudiada en las zonas poco metamórficas por R. WALTER (1962-1968), en Mondoñedo, y 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 y el Ordovícico Inferior varían ligeramente de facies y disminuyen fuertemente de espesor de E. a O.

2.3.1. La secuencia flyschoides

De hecho, en el E. de la región estudiada, en los confines de las provincias de Lugo y Oviedo, es una secuencia de cerca de 2.000 metros de espesor («serie de la Ria», de W. JARITZ, 1958) formada por intercalaciones de lutitas y cuarcitas, en gruesos bancos, muestran muy a menudo estratificaciones cru-

zadas. Frecuentemente se han observado Tigilites, Cruzianas y restos de braquiópodos en los niveles más superiores.

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

En la zona del «Ollo de Sapo» esta misma sucesión es esencialmente lutítica y mide en zonas menos de 300 m. En general la sucesión es de muro a techo la siguiente:

- 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, que contiene, a veces, lentejones ferruginosos.

2.3.2. La arenisca armoricana

La arenisca armoricana disminuye también fuertemente de potencia en el sentido 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 de unos 40 m. de potencia.

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

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

2.4. EL ORDOVICICO SUPERIOR Y EL GOTLANDENSE

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

2.4.1. El Ordovícico Superior (esquistos de Luarca)

En el flanco externo del anticlinal del «Ollo de Sapo»:

Se trata de un conjunto esquistoso de tonos oscuros con intercalaciones de hierro oolítico. Su potencia varía de 200 m. a cerca de 1.000 m.

En el flanco interno del anticlinal del «Ollo de Sapo»:

Esta serie es aún más potente, y llega a alcanzar alrededor de 2.000 m. según Ph. MATTE (1968). A la inversa de las series paleozoicas anterio-

res, el Ordovícico Superior disminuye en espesor de O. a E. y en tal caso son los afloramientos medios y probablemente también los más externos los que son cloritoídes.

2.4.2. El Gotlandense

Es la formación que presenta más variaciones de facies y espesores de todo el norte de España. En todas las regiones comprende ampelitas; pero según las zonas, encierra también lutitas basales, calizas, cuarcitas, lilitas, vulcanitas ácidas, conglomerados, etc.

Es también la formación más fosilífera; en las ampelitas abundan los graptolites, las cuales subsisten aún en zonas muy metamórficas; al sur de 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 «Ollo de Sapo»:

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

En el flanco interno del anticlinal del «Ollo de Sapo»:

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

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

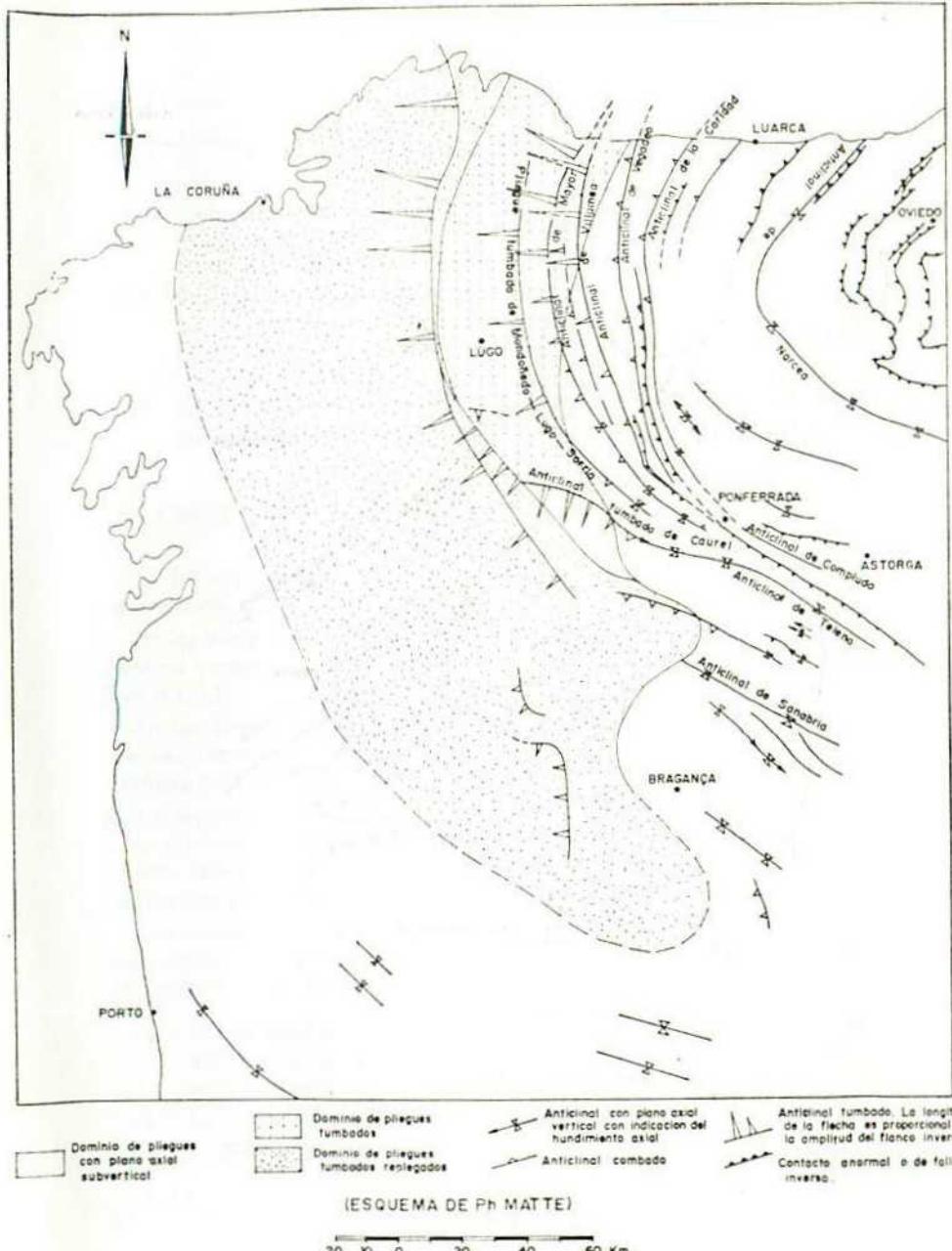
Igual que en el caso del Ordovícico Superior, se observa que el espesor de la serie Gotlandense disminuye de O. a E. y que son las rocas más al E. las más ricas en cloritoide.

3. TECTONICA

En el NO. de la Península Ibérica, la orogénesis herciniana ha afectado a todos los terrenos, desde el Precámbrico cristalino de Galicia occidental y norte de Portugal hasta el Devónico-Carbonífero no metamórfico de Asturias y León.

Los grandes rasgos tectónicos de este sector de cadena herciniana son los siguientes:

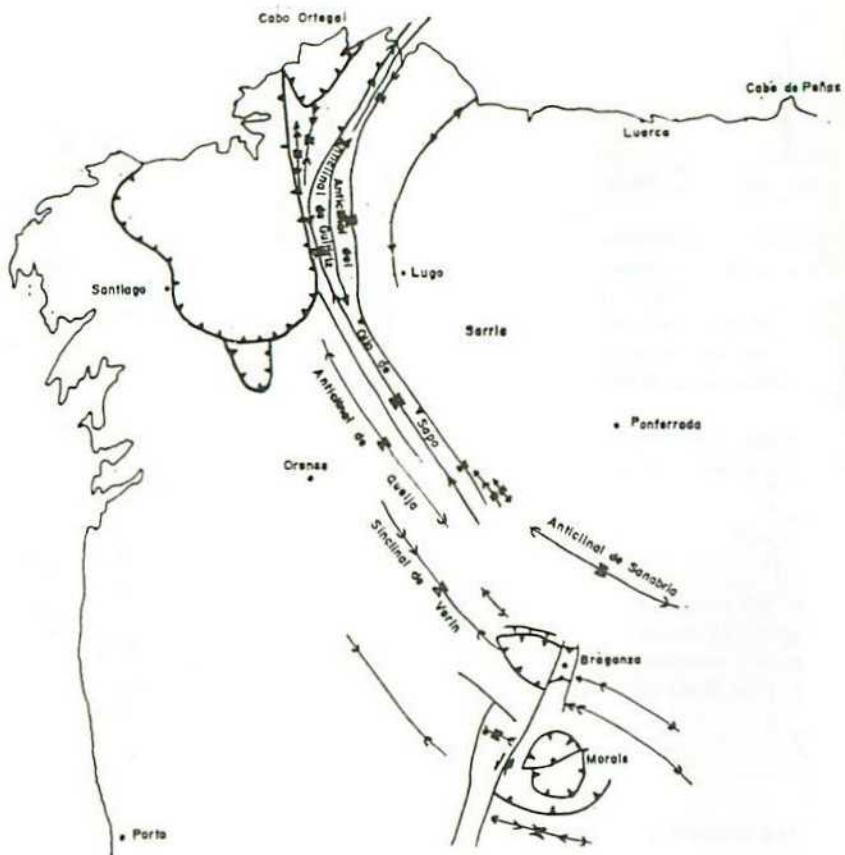
1.º Las estructuras hercinianas se incurvan en arcos más o menos con-



(ESQUEMA DE PH MATTE)

20 10 0 20 40 60 Km.

Fig. 3.1 - 1



Anticlinorios simétricos con indicación del prolongamiento axial

Sinclinal velcado

Fallo Inverso o cobrofigamiento

Las grandes estructuras de la fase 2 (según Ph. MATTE).

Fig. 3. 1 - 2

- céntricos, dando una virgación con convexidad O. Esta virgación es completa en la zona interna.
- 2.^o Aumento de la deformación, del metamorfismo y del plutonismo hacia el oeste y sudoeste, perpendicularmente a las estructuras.
 - 3.^o La cadena hercíniana está colocada sobre un zócalo precámbrico, constituido de rocas sedimentarias plegadas, de rocas plutónicas, y sin duda también de rocas metamórficas.
 - 4.^o Existe un paralelismo estrecho entre las estructuras hercínianas y las líneas isópacas e isópicas de terrenos paleozoicos.
 - 5.^o Entre la orogénesis precámbrica y la orogénesis hercíniana no ha habido plegamientos importantes, sino solamente movimientos epirogénicos, notables entre el Cámbrico y el Arenig (en el N. de Portugal) y entre el Ordovícico y Silúrico.
 - 6.^o La tectónica hercíniana de esta zona se caracteriza por la presencia de fases de plegamiento superpuestas.

3.1. PRIMERA FASE DE PLEGAMIENTO

La primera fase, que es la más importante, es la que origina la estructura de la cadena.

En las zonas externas (montes Cantábricos) ha dado escamas o mantos con diversas vergencias. Estos mantos son de estilo relativamente superficial. (Figura 3.1.-1.)

En las zonas internas (oeste de Asturias, Galicia), la primera fase ha dado pliegues tumbados y de gran amplitud, que se acompañan siempre de metamorfismo y de esquistosidad y que afectan a veces al zócalo.

La segunda fase es menos importante. Es una fase de ajustamiento, que ha dado sin embargo en las partes internas de la virgación estructuras con planos axiales subverticales más o menos paralelos a aquellos de la primera fase y que son las estructuras mayores más evidentes. (Fig. 3.1.-2.)

Los reajustes hercínianos posteriores a la segunda fase no han dado nuevas estructuras en el dominio estudiado y no han podido modificar los caracteres adquiridos 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. Es en su mayor parte un tipo intermedio de baja presión.
- 8.^o La mayoría de los granitos hercínianos han aparecido durante la segunda fase y después de ella.

El área de la Hoja núm. 1, que es objeto de la presente Memoria, se halla afectada por la fase 1.^o de plegamiento; forma parte, hacia el E., del dominio

de los pliegues tumbados, y hacia el O., entra dentro del dominio de los pliegues tumbados replegados.

a) *Dominio de los pliegues tumbados*

Inmediatamente en el O. y al SO. del dominio precedente, la esquistosidad disminuye progresivamente y se pasa al dominio de pliegues tumbados, que corresponde en su mayor parte a la zona de Galicia oriental.

La aparición de pliegues tumbados coincide con la presencia en Galicia oriental de series mucho menos masivas y mucho más esquistosas, pero ello corresponde sobre todo a un metamorfismo más intenso (mesozona).

En la parte N. de la virgación de esta cadena hercíniana, donde las estructuras tienen una dirección NS, a N. 30 E., los pliegues tumbados son los más importantes. Más al S., su amplitud disminuye paralelamente a la virgación y los planos axiales se enderezan.

Las dos estructuras más grandes de este dominio son: El anticlinal tumbado de Mondoñedo-Lugo-Sarriá y el de la Sierra de Caurel, más al S., y fuera de la Hoja núm. 1 estudiada.

b) *El dominio de pliegues tumbados replegados*

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 correspondiente a la segunda fase, con núcleo de Precámbrico porfiroide (anticlinal «Ollo de Sapo»).

3.2. SEGUNDA FASE DE PLEGAMIENTO

La segunda fase de plegamiento está bien representada en el dominio de la Hoja núm. 1.

Es menos intensa que la fase 1.º; no origina en todas partes estructuras menores y si las rocas están deformadas de modo profundo se debe en general a la actividad de la primera fase y parcialmente al endurecimiento de rocas, gracias a un metamorfismo anterior. Esta fase es en conjunto posterior al paroxísmo del metamorfismo hercíniano en general, contemporáneo de un retrómetamorfismo en la facies «esquistoverde»; y asimismo es contemporánea del «surgimiento de macizos importantes de granitos con dos micas».

Las grandes estructuras de esta segunda fase se pueden dividir en dos grupos:

- Los pliegues con forma geométrica, los cuales tienen plano axial subvertical. Son bien reconocibles y repliegan las estructuras de la primera fase y particularmente la esquistosidad primaria.

- b) Los cabalgamientos con una gran inclinación, que pone en contacto muy a menudo el Precámbrico antiguo sobre el Paleozoico. Estos contactos anormales no pueden estar relacionados más que indirectamente con la segunda fase.

El macizo de cabo Ortegal es considerado por E. DENTEX y D. E. VOGEL (1962), como un «domo en forma de champiñón, que atraviesa una delgada envuelta de esquistos a lo largo de zonas de escamas blastomiloníticas».

El carácter común de las fases de plegamientos tardíos es el de no dar origen a grandes estructuras y de estar localizados en zonas estrechas y a menudo de contacto con fallas.

Aparecen en zonas donde la fase 2.^a no está representada (O. de Asturias) o bien en zonas donde la fase 2.^a está representada, en este caso son evidentemente posteriores a ellas.

Si se hallan en zonas donde aparecen estructuras debidas a la segunda fase, puede deducirse en tal caso claramente que son posteriores a éstas.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La cuenca galaica norteoriental queda comprendida entre el macizo cántabro y el 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 (ortocuarcitas), 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 vulcanismo de carácter ácido. Todos estos datos conducen a la conclusión de que el área más o menos emergida galaico-castellana corresponda 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

EVOLUCION DE LA CUENCA DE SEDIMENTACION GALAICA

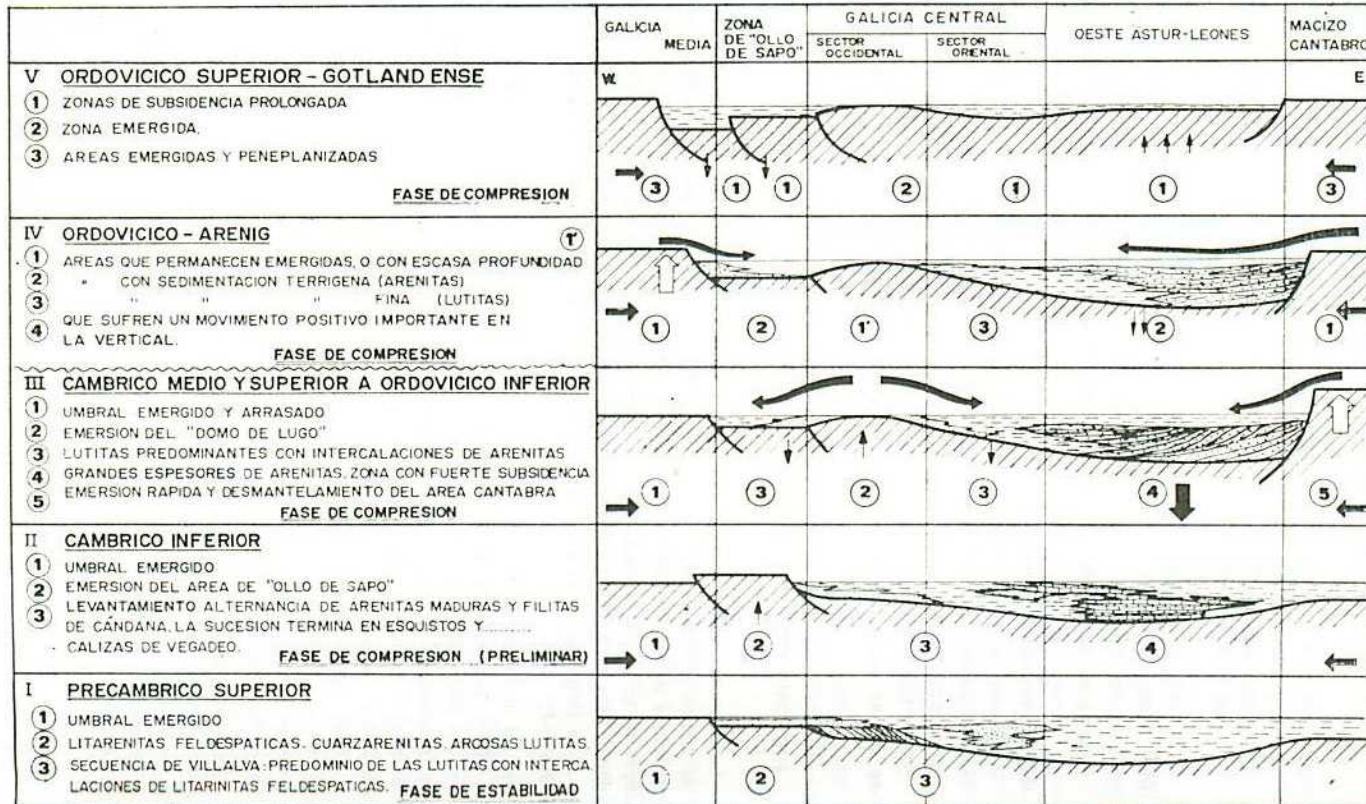


Fig. 4 - 1

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 sabido, 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 requiere variaciones de tipo climático o elevaciones del bloque continental con el siguiente 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 comprensión, 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 la zona 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 continúa a lo largo del Cámbrico Medio y Superior.

Durante 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 «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 escasas intercalaciones de arenitas. Tal tipo de sedimentación es debido a que el umbral de «Ollo de Sapo» no debe llegar a emerger 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 emersión 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 «Ollo 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 (metagrauwacas), sublitarenitas feldespáticas, cuarzarenitas (ortocuarцитas), y, probablemente, subarkosas. En cambio, hacia el surco astur-leonés y en la medida de la proximidad del macizo cántabro emergido, se depositarán sublitarenitas submaduras a maduras (2); litarenitas o sublitarenitas submaduras o maduras; litarenitas inmaduras a submaduras en las zonas de delta; sublitarenitas supermaduras e incluso cuarzarenitas, en las playas. La posibilidad de que existen grandes espe-

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

(2) 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.

sores 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) Durante el 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; pero en lo que se refiere a los tipos de depósito 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-leonés, continúa una sedimentación terrígena de tipo arenoso.

Tal distribución de materiales hace pensar 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 compartimentos de la cuenca. Pero, si bien en líneas generales es esto cierto, conviene establecer las siguientes precisiones de detalle:

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 «Oollo de Sapo» presenta una subsidencia prolongada. El dispositivo formado por el surco «Oollo 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 halle 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 la subsidencia del mismo.

3. El relleno del surco de «Oollo 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 Ordovícico 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 verosimilmente muy húmedo, proporcionan materiales muy finos a la cuenca marina, los cuales se extienden por todo el ámbito de la misma.

Desde el Gotlandense, la historia de la sedimentación no puede reconstruirse.

Durante la larga etapa sedimentaria las manifestaciones magmáticas son raras. El vulcanismo ácido se limita al Precámbrico Superior y a algunos niveles en el Gotlandense.

Las peridotitas y las rocas básicas asociadas a los sills de BORDELLE y de VILLAPÉDRE han debido surgir probablemente poco antes de la primera fase tectónica hercíniana, pero su edad no puede ser fijada con certeza.

Las manifestaciones tectónicas durante el periodo de sedimentación son menores; las más importantes corresponden a los movimientos epirogénicos comprendidos entre las fases Bohémica y Tacónica.

La cadena va a erigirse bastante más tarde en favor de dos importantes fases tectónicas:

La primera fase es la más importante, como se ha dicho anteriormente. Su edad es probablemente un poco anterior al Namuriense Superior.

En el curso de esta fase aparece el metamorfismo regional, que alcanza su culminación en el Domo de Lugo y en la región de Guitiriz, en la interfase 1.^º - 2.^º. La intensidad del metamorfismo comienza enseguida a causa del levantamiento conjunto de la cadena y tiene lugar el emplazamiento de los primeros granitos calcoalcalinos, gracias, sin duda, a la presencia de fracturas aparecidas en la corteza en el curso de este levantamiento.

La segunda fase puede achacarse a una edad probable de Estefaniense Inferior. En el curso de esta fase, probablemente, los granitos alcalinos se emplazan en macizos parautóctonos. Le siguen al final de este plegamiento los granitos sensu stricto en macizos intrusivos.

La orogénesis hercíniana se termina por algunas deformaciones menores y con la situación de los granitos calcoalcalinos y la intrusión de filones doleíticos.

La evolución hercíniana del segmento de Galicia oriental ha sido particularmente larga.

Si se admite la edad de 570 m. a. para la base del Cámbrico y una Namuriense para la primera fase tectónica, la evolución antetectónica ha debido durar al menos 250 m. a., probablemente mucho más, pues hace falta incluir el Precámbrico Superior.

Las dos fases tectónicas principales y el intervalo que las separa pueden ser estimadas en 30 m. a. Los últimos granitos se han emplazado 35 m. a. después de la segunda fase.

La duración de la cadena es pues al menos 310 a 320 m. a., de los cuales al menos 250 m. a. de sedimentación y 65 m. a. de evolución posterior a la primera fase tectónica.

B I B L I O G R A F I A

- 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, L. (1954).—*Recherches morphologiques dans le nord-ouest de la Península Ibérica*. Publ. Int. Geol. Univ. Barcelona, n.^o 221, 61 p. Barcelona.
- (1934).—*Les bassins tectoniques de Galice Orientale et leur cadre*. Inst. Geol. Univ. Barcelona, n.^o 211, pp. 24-26.
- CAPDEVILA, R. (1964).—*Sur le contrôle 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 géologie du Precambrien et du Paleozoïque dans la région de Lugo et la question des plissements assyutiques et sardes en Espagne*. Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.^o 80, pp. 157-174, Madrid.
- (1966).—*Sur la présence 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'apétite dans le granite de Neira (Espagne). Comparaisons avec des données expérimentales et applications pétrogenétiques*. C. R. Acad. Sc. Paris, n.^o 264, pp. 1694-1697.
- (1967 b).—*Extension du métamorphisme 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 métamorphisme 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 pression 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, 430 p.
- y FLOOR, P. (1970).—*Les differents types de granites hercynien et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne*. Bol. Geol. Min., T. 81, pp. 2-3.
- MATTE, Ph. y PARGA PONDAL, I. (1964).—*Sur la presence d'une formation porphyroïde infrafacambrienne en Espagne*. C. R. Somm. Soc. Geol. Fr., n.º 7, pp. 249-250, Paris.
- y WIALETTE, 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*. P. Ex. G. E., n.º 5, I. G. M. E.
- COMBA, A.; LOPEZ AZCONA, J. M.; HERNANDEZ SAMPELAYO, A.; LIZAUR ROLDAN, J. (1948).—Hoja n.º 21, La Coruña, Esc. 1:50.000. I.G. M.E.
- DIETRICH, G. (1962).—*Das ostgalicische Grandgebirge im Raume Becerreá (Provinz Lugo, Spanien)*. Tesis Univ. Munster.
- EXMINESA (1968).—*Recon Geological Map. of Sierra de la Capelada*. Coto minero de Ortigueira, n.º 5.921. M.E.I. Exminesa: P.N.I.M.
- GARCIA FIGUEROLA, L. C. (1965).—*Datos sobre las pizarras de Lugo*. Rev. Cienc. Univ. Oviedo, T. 6, n.º 1, pp. 131-143.
- GUILLON, J. J. (1965).—*Contribution a l'étude des mineralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caurel (Lugo-Orense)*. Sciences Terre Anal. Geol. Appliquée. Nancy, T. 14, n.º 1, pp. 1-25.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P (1934).—*El sistema Cámbrico. Explicación del nuevo Mapa Geológico de España*. Inst. Geol. Min. Esp., 240 p.
- (1942).—*El sistema siluriano. Explicación del nuevo Mapa Geológico de España*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 45, 789 p.
- (1960).—*Graptolítidos españoles*. Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 57, pp. 3-77.
- KONING, H. (1967).—*Les types de roches basiques et ultrabasiques que on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne)*. Leids. Geol. Med. Deel., 36, pp. 235-242.
- LOTZE, F. (1942).—*Die Iberische Halbinsee*. Geol. Jahrb., n.º 4, pp. 245-257.
- (1956 a).—*Das Präkambrium Spaniens*. N. Jahrb. Geol. Pal., n.º 8, pp. 373-380.
- (1957).—*Zun alter Nordwest. Spanischen quartzitsandstein-Folgen*. N. Jahrb. Geol. Pal., Ser. B, n.º 10, pp. 464-471.

- (1958).—*Zur stratigraphie des Spanischen Kambriums Geologie*, n.º 7, Berlin, pp. 727-750.
- (1961).—*Das Kambrium Spaniens. I. Stratigraphie*. Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz, Math. Naturw. Klass, n.º 6, pp. 285-438.
- (1963).—*Die Veriszischen gebirgszusammenhänge im Westlichen Europa*. Gior. Geol. Bologna, Ser. 2.º, vol. 31, n.º 2, pp. 393-412.
- (1966).—*Prekambrim Spaniens*. Tblatt. Geol. Pal., T. 1, n.º 5, pp. 989-1006.
- 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 Cámbrico. Explicación del Mapa Geológico de España*. T. I., 1 vol., 515 p.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1965).—*Mapa geológico del noroeste de España (Asturias, Galicia, León y Zamora)*. Of. Reg. Proy. Oviedo, Dir. Gen. Carreteras, Sem. Geol. I.M.O.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1969).—*Nota sobre la posición del «Oollo 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).—*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 schistorité primaire dans l'arehercynien de Galice*. Colloque Etages Tectoniques, Nenchatel, 1966.
- (1967 b).—*Le Precambrien Supérieur schistogreux de l'Ouest des Asturias (nord ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'are galicien*. C. R. Acad. Sc. Paris, n.º 264, pp. 1769-1772.
- (1968 a).—*Precissions sur le Precambrien schistogreux de l'Ouest des Asturias. Comparaisons avec les autres affleurements précambriens du nord ouest de l'Espagne*. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn., n.º 10, 3, pp. 205-211.
- (1968 b).—*La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble, T. 44, pp. 153-281.
- y RIBEIRO, A. (1967).—*Les rapports tectoniques entre le Precambrien ancien et le Paleozoïque dans le nord ouest de la Peninsule Iberique grandes mappes ou extensions?* C. R. Acad. Sci., Ser. D., n.º 264, pp. 2268-2271.
- PARGA, J. R. (1969 b).—*Vulcanismos del Paleozoico Inferior en el NO. de la Península Ibérica*. Tes. Licens. 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.
- (1963).—*Mapa petrográfico estructural de Galicia*. Inst. Geol. Min. Esp.
- MATTE, Ph., y CAPDEVILA, R. (1964).—*Introduction à la géologie de l'Ollo de Sapo. Formation porphyroïde anté silurienne du nord ouest de l'Espagne*. Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 76, pp. 119-153.
- LOPEZ AZCONA, J. M., y TORRE ENCISO, E.: Hoja número 22. Puente-deume (La Coruña). Mapa Geol. Nacional. Esc. 1:50.000, 1963.
- RIEMER, W. (1962).—*Geologie der Sudostlichen Provinz Lugo (Spanien)*. Diss. Munster.
- (1963).—*Entwicklung des Palaeozoikums in der Südlichen Provinz Lugo (Spanien)*. N. Jahrb. Geol. Pal., n.º 117, pp. 273-285.
- SITTER, L. U. DE (1949).—*The development of the Paleozoic in Northwestern Spain*. Geol. Mijn., n.º 11, pp. 1-11.
- TEX, E. dem.; VOGEL, D. E.—*Granulitgebirge at Cabo Ortegal*. Geol. Runds. b, 52 H 1, 1963.
- (1966).—*Apercu géologique et structural de la Galicia cristaline*. Leidse Geologische Mededelingen.
- (1962).—*Some preliminary results of petrological work in Galicia*. Leidse Geologische Mededelingen.
- y FLOOR, P. (1967).—*A blastomylonitic and polymetamorphic graben in Western Galicia (NO. Spain)*. Etages Tect., Nenchatel, pp. 169-178.
- VOGEL, D. E. (1966).—*Las rocas catazonales de la región de Cabo Ortegal*. Leidse Geologische Mededelingen.
- (1967).—*Petrology of an eclogite and pyrionite bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal*. Public. Depart. of petrol. mineral. and crista- lography, n.º 3. Leiden University, 1967.
- WALTER, R. (1966).—*Resultados de investigaciones geológicas en el NO. de la provincia de Lugo*. Notas y Comunicaciones, n.º 89.