

# ESTUDIO GEOLOGICO DEL PALEOZOICO DEL W DE ZAMORA

JOSE LUIS QUIROGA

TRABAJOS DE GEOLOGIA Quiroga, J. L. (1982).—Estudio Geológico del Paleozóico del W de Zamora. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 12, 205-226.



El sector estudiado se sitúa inmediatamente al S del «Dominio del Olló de Sapo» y comprende una variada serie litológica que va desde el Precámbrico-Cámbrico inferior al Devónico inferior. La sucesión preordovícica, potente, monótona y azóica, está afectada por un metamorfismo de tipo mesozonal y por sus características se puede correlacionar con la Serie de Morille y la de Aldeatejada de Salamanca, situadas por debajo del Cámbrico medio. La sucesión silúrico-devónica es muy heterogénea y presenta un importante vulcanismo asociado. Está afectada por un metamorfismo de tipo epizonal. Se ha datado mediante Tentaculites, Conodontos y Graptolites, siendo muy completa, ya que abarca al menos del Llandovery inferior al Enslemse superior. Los materiales paleozóicos están afectados por una deformación polifásica hercínica, en que pueden separarse tres fases principales aproximadamente homoaxiales y otras tardías de menor entidad. Las estructuras mayores puestas de manifiesto corresponden a un antiforme y sinforme contiguos (Antiforme de Villadepera y Sinforme de San Vitero-Carbajales) originados en relación con la tercera fase. Asociados a la segunda fase se desarrollan diversos cabalgamientos y/o fallas inversas. Esta deformación es muy intensa y casi tan penetrativa como la primera fase.

The studied region lies south of the «Olló de Sapo» zone and is made up of a varied lithologic sequence from upper Precambrian to Lower Devonian. The pre-ordovician succession is thick and monotonous, without organic remains. It is affected by a mesozonal metamorphism and can be compared with the Morille and Adleatejada Series of Southern Salamanca which underlie Lower Cambrian sediments. The Siluro-Devonian succession is quiet varied and shows important volcanic components being metamorphosed in the epizone. Its age has been established on Tentaculites, Conodonts and Graptolites faunes and it ranges from early Llandovery to late Emsian. The paleozoic materials are affected by a polyphase hercynian deformation with three homoaxial main phases and several later ones of less importante. The most visible structures of the Region are an antiform and a Synform (Villadepera Antiform and San Vitero-Carbajales Synform) that have been formed in the third deformation phase. The second phase gave rise to several thrusts and/or reverse faults and it is as intense and penetrative as the first one.

*José L. Quiroga, Dpto. de Geotectónica, Facultad de Geología, Universidad, Oviedo. Manuscrito recibido el 15 de abril de 1982.*

La región objeto de estudio se localiza al oeste de la ciudad de Zamora, inmediatamente al S del «Dominio del Olló de Sapo» (antiforme de Sanabria-Ortegal) comprendiendo las comarcas de Alba y Aliste fundamentalmente. Ocupa una franja rectangular de unos 80 × 30 Km. cuyos límites quedan establecidos por las cuarcitas ordovícicas de la Sierra de la Culebra al N, el Batolito de Sayago al S, el Terciario de la Meseta al E y la frontera con Portugal al W.

En relación con el Macizo Ibérico se encua-

dra dentro de la Zona Galaico-Castellana de Lotze (1956) caracterizada por la presencia de series bien desarrolladas afectadas por una deformación polifásica, con polaridad orogénica al NE (Fig. 1).

## ESTRATIGRAFIA

La posible presencia de terrenos precámbricos en la región que nos ocupa o en sus proxi-

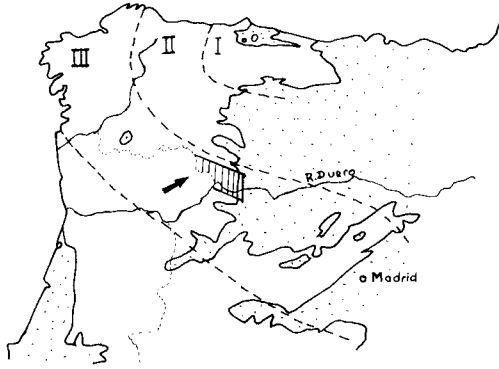


Fig. 1.—Situación geográfica del sector estudiado y división en zonas del herciniano del NE de la Península (según Lotze, 1954).

midades había sido considerada por algunos investigadores (Puig y Larraz 1883; Lotze 1945; Parga Pondal et al. 1964; Martínez García 1971; Ribeiro 1974) aunque con interpretaciones muy variadas.

Por otra parte, en el NW, el límite Cámbrico-Precámbrico no es fácil de establecer, habiéndose definido en algunas localidades en base a la presencia de una discordancia angular cartografiada, situándose la primera fauna clasificada a más de 800 m por encima de esta discordancia (Lotze & Sozuy 1961; Truyols 1969).

Por encima de la discordancia se desarrolla normalmente un delgado nivel conglomerático al que siguen pizarras con intercalaciones de dolomías, pasándose superiormente a una potente serie de areniscas con intercalaciones pelíticas (Serie de Cándana-Herrería).

En el sector objeto de estudio no aparecen materiales comparables a esta serie y los terrenos más antiguos incluyen tramos de tipo porfiróide, semejantes a los que la mayoría de los investigadores atribuyen al Precámbrico.

#### SERIE METAMÓRFICA DEL DUERO

Al SW de la ciudad de Zamora se encuentra una estrecha franja enmarcada entre las cuarcitas de Ricobayo por el N y el batolito de Sayago por el S. Se trata de una estructura antiformal intruida por el batolito de Ricobayo-Fonfría, macizo alargado en el sentido de las estructuras, y el Complejo laminar de Pereruela. En su

núcleo afloran los materiales que consideramos más antiguos.

Comprende una serie azoica de más de 2.000 m de potencia, afectada por un metamorfismo de tipo mesozonal cuyo gradiente aumenta de N. a S.

En esta serie se pueden distinguir al menos tres miembros. El superior está constituido por esquistos verdes y pardos, satinados, con intercalaciones de cuarcitas y areniscas feldespáticas y algún tramo menor de esquistos grafitosos oscuros (Carrascal). Hacia la base se pasa a materiales más pelíticos a base de esquistos y micaesquistos con granates, intercalándose esporádicamente niveles de areniscas feldespáticas y neises anfibólicos (San Román).

El miembro medio constituye un buen nivel guía. Presenta una potencia de unos 60-100 m y está formado por neises microglandulares con fenoblastos de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo azul, frecuentemente corroídos, englobados en una fina matriz de micas y cuarzo. Se trata de un nivel claramente vulcano-sedimentario. (Villadepera).

El miembro inferior está constituido por esquistos con granates y estauroлита, intercalándose niveles de cuarcitas anfibólicas, neises anfibólicos y niveles calcosilicatados. (Castro).

#### CAPAS DE CEREZAL

Por encima de la serie descrita se encuentra una alternancia de más de 500 m de esquistos y cuarcitas con intercalaciones de areniscas feldespáticas (Fig. 2B).

Las intercalaciones cuarcíticas se concentran fundamentalmente hacia el techo. Se trata de cuarcitas claras, tableadas, de grano medio a fino, con sericita y feldespatos como subordinados. Van siendo sustituidas hacia la base por areniscas feldespáticas de tonos pardos, tableadas. Los esquistos son de tonos ocre, silíceos.

La formación termina por unos 50-60 m de areniscas feldespáticas en capas métricas y centimétricas, en donde abundan anchas pistas bilobuladas y algunos Hyolites (Fig. 2A).

Localmente en la base se encuentra un tramo de unos 100 m de potencia que incluye niveles conglomeráticos. Los cantos heterométricos, muy deformados son de cuarcitas, areniscas y esquistos, englobados en abundante matriz pelítica.

## CUARCITAS DE RICOBAYO

Por encima de las Capas de Cerezal y en aparente continuidad aparece un tramo potente de unos 100 m de cuarcitas claras tableadas, en capas de potencia variable, separadas por delgados niveles de esquistos (Fig. 2C) Presentan laminaciones paralelas y cruzadas y granoselección. Son de grano fino, textura granoblástica a lepidoblástica, con contenido en cuarzo del 90 % y con sericita, óxidos de hierro, turmalina y circón como accesorios.

Aparecen en ellas con frecuencia Vexillum, Skolithos y Cruzianas (Fig. 2D). Entre estas últimas se ha podido clasificar Cruziana Furcifera y Cruziana Rugosa, con lo que podríamos asignar a esta Formación una edad Arenig.

## Correlaciones

Las cuarcitas de Ricobayo se identifican fácilmente con las cuarcitas del Arenig de otras áreas, ya que aparece en la típica facies armori- cana.

En la Sanabria, por debajo de la cuarcita armori- cana (Formación Culebra), aparece una serie a base de pizarras satinadas y detríticas con intercalaciones de cuarcitas (Formación Puebla) que en virtud a las Cruzianas y Vexillum que contienen se les ha atribuido una edad Ordoví- cico inferior (Martínez García 1973).

En Tras-os-Montes Oriental, por debajo de las cuarcitas superiores del Arenig, aparece un tramo de esquistos y cuarcitas al que continúan las cuarcitas inferiores, nivel casi siempre car- tografiante. Localmente se observa un conglom- erado de base (Ribeiro, 1974).

Las Capas de Cerezal, serían correlaciona- bles por tanto con otras formaciones análogas atribuidas al Ordovícico inferior.

En los macizos hercínicos del occidente eu- ropeo nos encontramos con dos tipos de transi- ción entre el Ordovícico y el Cámbrico. Unas veces la serie es continua existiendo perfecta concordancia (Zona Cantábrica). En otras oca- siones el Ordovícico es transgresivo pudiendo llegar a apoyarse incluso sobre el Precámbrico (Zona Centro-Ibérica).

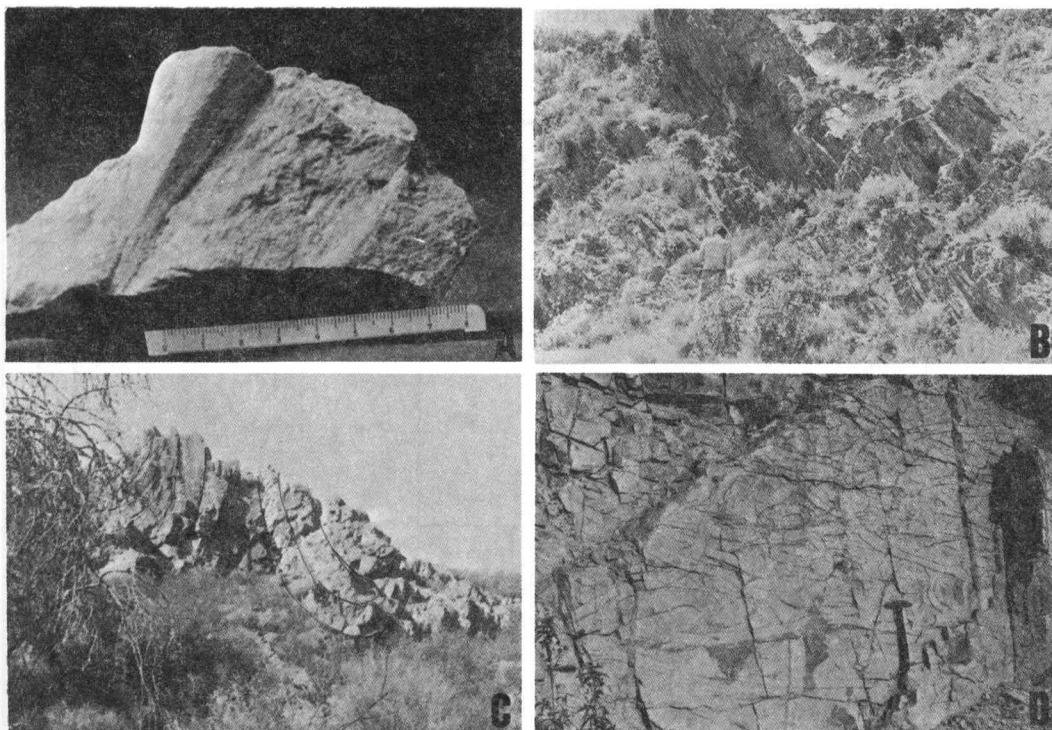


Fig. 2.—A) Hioide en las cuarcitas de Cerezal (S. de Fonfría).—B) Esquistos y cuarcitas (S. de Cerezal).—C) Crestón de cuarcitas del Arenig. (N. de Cerezal).—D) Friso con Cruzianas (Ctra. Alcañices, Km. 8).

En el Duero inferior, el Ordovícico comienza por un conglomerado basal, en ocasiones en discordancia angular con las series subyacentes, observándose tal discordancia cuando la deformación hercínica es moderada (Ribeiro 1974).

En el Sistema Central, el Ordovícico se apoya mediante discordancia erosiva sobre formaciones anteordovícicas de diferente edad y litología (Capote y Casal 1975).

En Salamanca las cuarcitas del Arenig están discordantes sobre diversos materiales cámbricos (García Figuerola et al. 1972).

En el área de Zamora que nos ocupa, la relación de las Capas de Cerezal con los materiales infrayacentes no es fácil de observar, sobre todo por efecto de la intrusión del batolito de Ricobayo-Fonfría que nos oculta gran parte del contacto. La presencia de un tramo conglomerático en la base de los materiales considerados ordovícicos, pudiera estar en relación con inestabilidades de la fase sárdica.

En relación con la Serie metamórfica del Duero, la ausencia en la misma de niveles calcáreos, que pudieran contener restos paleontológicos o de cualquier otro indicador, nos impide asignarle una edad. No obstante podemos intentar una correlación con otras series próximas datadas.

Así, en el área de Salamanca se ha descrito una serie infraordovícica, Serie de Morille (Martínez García y Nicolau 1973) situada por debajo de faunas del Cámbrico inferior (Caliza de Tamames). En dicha serie se distinguen tres tramos bien diferenciados. El intermedio, Porfirroide de Monterrubio, es de origen vulcano-detrítico y presenta unas características muy similares a las que hemos descrito para los neises microglandulares de Villadepera. Los otros dos tramos superior e inferior, se corresponden también con los descritos en la Serie metamórfica del Duero, al menos en su parte inferior.

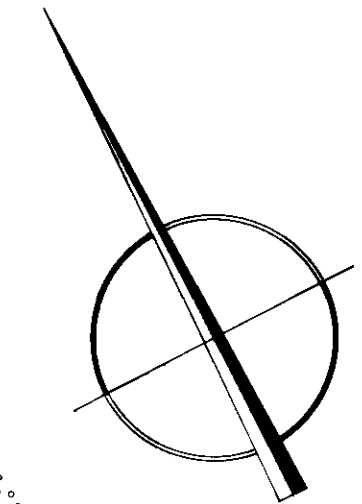
Por encima de la Serie de Morille se encuentra la Serie de Aldeatejada, eminentemente pelítica, correlacionable con el Complejo esquistograuváquico, que en sus tramos superiores contiene niveles calcáreos que presentan Acritarcos del Cámbrico inferior (Díaz Balda, 1980). Por encima aparecen discordantes las cuarcitas del Arenig.

La correlación que proponemos es hacer corresponder la Serie metamórfica del Duero con la Serie de Morille y parte de la de Aldeatejada, con lo que le asignaríamos una edad Precámbrico-Cámbrico inferior. El Ordovícico se encontraría discordante sobre ella faltando el Cámbrico medio y superior. (Fig. 3).

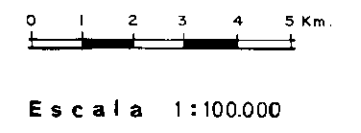
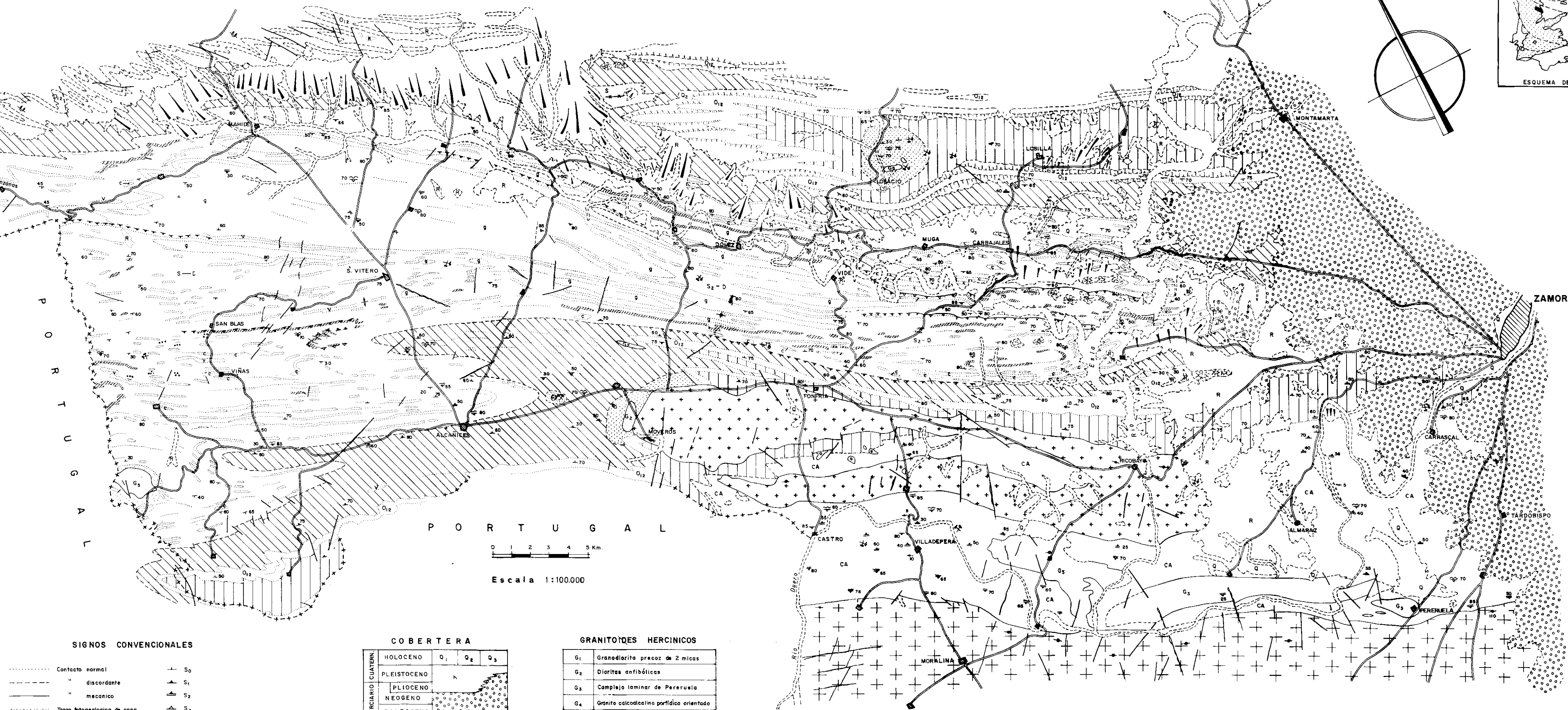
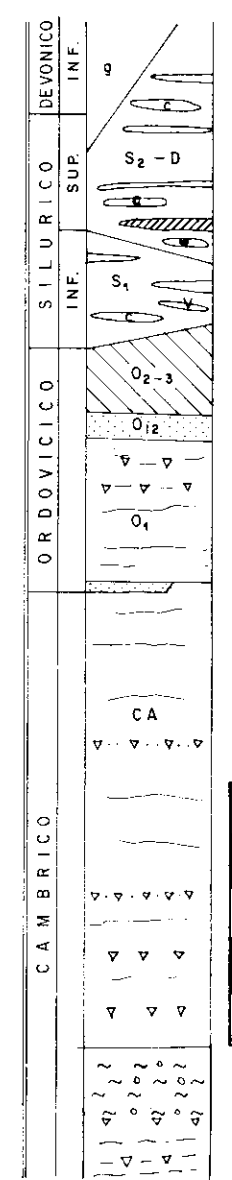
LEON	SOMOSIERRA	AVILA	SALAMANCA	W. ZAMORA	PORTUGAL	ORENSE	SANABRIA	
PEREZ-ESTAUN (1978)	SOERS (1972)	CAPOTE (1972)	MARTINEZ G. & NICOLAU (1973)	QUIROGA	RIBEIRO (1974)	FERRAGNE (1972)	MARTINEZ G. (1973)	
Serie de Los Cabos	Cuarcitas Alto Rey	Capas de Voltoya	Cuarcitas	Cuarcitas de Ricobayo	Cuarcitas	Cuarcitas	Fm. Culebra	ORDOVICICO INFER.
	Formación Bornova			Capas de Cerezal	Esquistos / cuarcitas	Esquistos	Fm. Puebla	
Calizas de Vegadeo	?	?		?	?	?	? Formación "Ollo de sapo"	superior
Cándana - Herrería			Calizas de Tamames					medio
		C. de Mediana Fm. Hornillo Fm. Navacarro Neis Cañada	S. Aldeatejada Fm. Cabezo Porf. Monterr. Fm. Bernoy	M <sub>1</sub> Serie metamorf. del Duero		Complejo esquistograuváquico	Serie de Porto	inferior
Esquistos del Narcea	Neis de Hiendelaen.	Complejo neísico basal	?	?	Paraneis	"Ollo sapo"		
					Ortoneis	Ortoneis		PRECAMBRICO

Fig. 3.-Cuadro de correlaciones del preordovícico.

MAPA GEOLOGICO DEL W DE ZAMORA  
(TIERRAS DE ALBA Y ALISTE)  
(QUIROGA 1.980)



COLUMNA ESTRATIGRAFICA  
SINTETICA



SIGNOS CONVENCIONALES

- ..... Contacto normal
- - - - - " discordante
- — — — — " mecanico
- ..... Traza fotogeologica de capa
- Falta o desgarre
- Falta inversa y/o cabalgamiento
- Filón o dique
- //// Glacis
- +— S<sub>0</sub>
- ▲— S<sub>1</sub>
- ▲— S<sub>2</sub>
- ▲— S<sub>3</sub>
- ▲— Orientación rocas graníticas
- ▲— Mina y/o labores mineras
- ▲— Lineación
- ..... Aureola metamorfismo

COBERTERA

TERCIARIO CUATERN	HOLOCENO	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>
	PLEISTOCENO	h		
	PLIOCENO			
	NEOGENO			
	PALEOGENO			

GRANITOIDES HERCINICOS

G <sub>1</sub>	Granodiorita precoz de 2 micas
G <sub>2</sub>	Dioritas anfibólicas
G <sub>3</sub>	Complejo laminar de Pereruela
G <sub>4</sub>	Granito calcálcico porfídico orientado
G <sub>5</sub>	Granitos alcalinos leucocráticos

## ESQUISTOS DE RIOFRÍO

Por encima de las cuarcitas del Arenig y en aparente continuidad se desarrolla una serie monótona de más de 300 m de potencia constituida por esquistos satinados y pizarras azuladas.

Cuando la deformación no es muy intensa se extraen de ellas las típicas «pizarras de techar» características en el NW dentro de las Pizarras de Luarca.

Asociados a los primeros metros aparecen en ocasiones lechos de hierro sedimentario. Se han encontrado dentro de los esquistos abundantes restos de braquiopodos y algunos trilobites mal conservados.

Hacia el techo, la Formación se va haciendo algo detrítica y aparecen dispersos cantos de cuarcitas de tamaño centimétrico, muy deformados.

## EL TRÁNSITO ORDOVÍCICO-SILÚRICO

Por encima de las Pizarras del Llandeilo aparecen en el Macizo Ibérico formaciones detríticas de edad casi siempre Caradoc, finalizando a veces el Ordovícico por un paquete de calizas recifales unas veces datadas y otras atribuidas al Ashgill.

Autores anteriores habían señalado la presencia de niveles pelítico-arenosos, conteniendo cantos de cuarcitas dispersos, hacia el techo de las Pizarras de Luarca. El tránsito Silúrico-Ordovícico se establecía sobre estos niveles. En el Macizo Armoricano las «pelitas con fragmentos» se han datado en el Caradoc y Ashgill.

Existen pues áreas en que el Silúrico aparece más o menos continuo sobre el Ordovícico y otras en que aparece dispuesto sobre las pizarras del Llandeilo, sobre las cuarcitas del Arenig o incluso sobre el Cámbrico (Lugo).

En la región que nos ocupa no disponemos de datos paleontológicos que nos permitan precisar sobre el tránsito de referencia. Los primeros graptolites localizados se asocian a niveles con liditas del Llandovery medio (Zonas 19-21). Las calizas situadas por debajo, aunque contienen en ocasiones Conodontos, sólo han dado una edad Silúrico-Ordovícico, sin más precisión.

## EL SILÚRICO INFERIOR

La presencia del Silúrico inferior en el dominio estudiado está avalado por la localización de siete yacimientos de graptolites con ejemplares del Llandovery.

En los alrededores de San Vicente de la Cabeza hemos definido la Formación San Vicente constituida por una alternancia de pizarras oscuras y calizas margosas, tableadas entre la que se intercalan niveles de liditas, rocas volcánicas y vulcano-detríticas y algunas calizas azuladas, micríticas que lateralmente se acuñan, aflorando esporádicamente.

Las liditas son de grano muy fino, con alto contenido orgánico y constituidas por chert, principalmente. Aparecen en capas tableadas centimétricas. Asociadas a éstas tenemos pizarras de tonos gris claro a negro, satinadas, de grano finísimo, conteniendo abundantes graptolites. Estas pizarras pudieran tener su origen en cenizas o tufs depositados en medio marino.

Entre los ejemplares de graptolites se han clasificado:

*Monograptus lobiferus* (Mc Coy)

*Campograptus comunis comunis* (Lapworth)

*Demirastrites triangulatus major* (Elles & Wood).

*Pristiograptus aff. lugensis* Romáriz

que definen el Llandovery medio (Zonas 19-21).

Por encima de la Formación anterior hemos definido la Formación Bercianos, constituida por liditas, pizarras y grauvacas feldespáticas.

Las liditas aparecen en paquetes potentes, tableadas, son de tonos grises a negros, presentan un menor contenido en materia orgánica, en general y comienzan abundar granos detríticos de cuarzo.

Las grauvacas son de grano medio, tonos marrón verdoso, alternan con niveles pelíticos y presentan elevado contenido en feldespatos y cuarzos angulosos corroidos, lo que implica un importante aporte volcánico.

Entre las pizarras asociadas a las liditas abundan restos de graptolites, entre los que se han podido clasificar

*Oktavites planus* (Barrande)

*Monograptus marri* (Perner)

*Pristiograptus nudus nudus* (Lapworth)

*Retiolites geinitzianus* (Barrande).

Esta fauna determina las zonas *Crispus* y *Griestoniensis*. Lo que nos señalaría una edad

Llandovery superior (Zonas 22-24) para la Formación Bercianos.

La potencia estimada para el Silúrico inferior es superior a los 350 m (Fig. 4). Por debajo de los primeros lilitas con graptolites se encuentran varios metros (30-100) de materiales que consideramos que pertenecen ya al Silúrico. Se trata, en general de pizarras azuladas que intercalan tobas volcánicas y ocasionalmente niveles margosos. Precisamente asociados a estos niveles calcáreos, se han obtenido algunos conodontos, en regular estado de conservación entre los que se han podido determinar

*Acodus cf. trigonius* (Schopf, 1966)

*Panderodus sp.*

que nos indicarían una edad Ordovícico medio-Silúrico, sin más precisión.

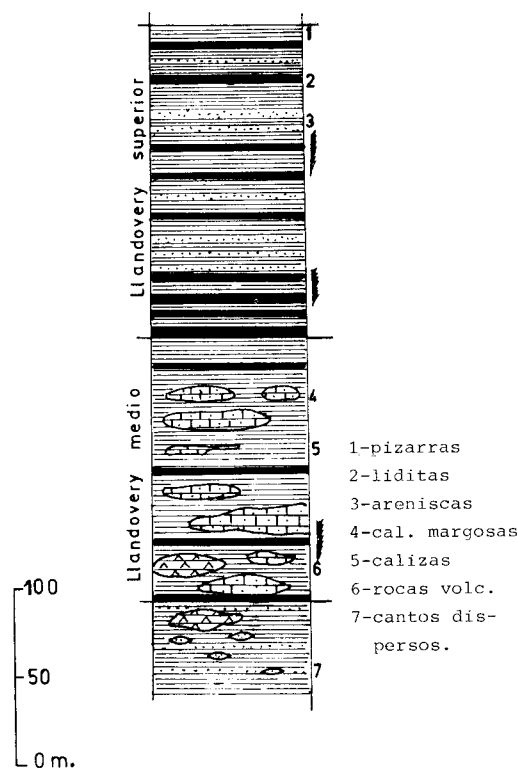


Fig. 4.-Columna sintética del Silúrico inferior.

#### EL SILÚRICO SUPERIOR

Al Silúrico inferior se superpone la Formación Alba constituida por lilitas, cuarcitas, areniscas feldespáticas y esquistos.

Las lilitas constituyen niveles de 50-60 m discontinuos, que dan lugar a crestones que se siguen longitudinalmente varios cientos de metros. Son de tonos más claros al disminuir el contenido en materia orgánica y aumentar el aporte detrítico, llegando en ocasiones a ser verdaderas cuarcitas micro o criptocristalinas. Se presentan tableadas en capas centimétricas a métricas.

Las cuarcitas se presentan en barras discontinuas, pudiendo evolucionar lateralmente a areniscas feldespáticas e incluso a arcosas. En ocasiones son microconglomeráticas, presentando granoselección y estratificación cruzada. Por sus características corresponden a un medio de plataforma, con un importante aporte volcánico (Fig. 5B).

Intercalados entre las lilitas aparecen niveles pelíticos con abundantes restos de graptolites. Se han clasificado.

*Pristiograptus aff giganteus*, (Gortani).

*Pristiograptus dubius dubius*, (Sues)

*Monograptus flemingi flemingi*, (Salter).

*Monograptus uncinatus tariccoi*, (Gortani)

*Monograptus lamormorae*, (Meneghini, em. Gortani).

que determinan claramente la Zona ellesae (Zonas 29-30) del Wenlock superior.

En algunas localidades, en la base de la Formación Alba se han localizado niveles conglomeráticos heterométricos, muy deformados, que contienen cantos de lilitas, calizas, cuarcitas y grauvacas, en abundante matriz pelítica (Fig. 5C).

Por encima de la Formación Alba se disponen sedimentos de mayor profundidad representados por pizarras ampelíticas y niveles calcáreos con ausencia de caparazones de organismos planctónicos pero que contienen conodontos del Ludlow y Pridoliense. En el área oriental (Muga, Carbajales) se continúa con facies semejantes hasta el Emsiense. Hacia el oeste se observan cambios laterales y los sedimentos calcopelíticos son sustituidos por otros detríticos de tipo turbídico (Grauvacas de San Vitero) (Fig. 6).

Parece deducirse que a partir de Wenlock, la sedimentación es continua y regresiva, aunque con ciertos momentos de inestabilidad asociados a manifestaciones volcánicas.



## SERIES DE TRANSICIÓN

En los alrededores de Muga de Alba hemos definido la Formación Muga, eminentemente calcárea en la que podemos distinguir dos miembros.

El miembro inferior está constituido por una alternancia pelítico-calcárea donde se intercalan niveles de liditas tableadas de escasa potencia, rocas vulcano-detriticas y algunas capas métricas de calizas brechoides azules.

Las calizas han suministrado abundantes conodontos, aunque no muy bien conservados. Entre ellos se han clasificado.

*Kockelella variabilis* Walliser 1957

*Delotaxis* sp.

*Ozarkodina excavata excavata* (Braso & Mehl 1933)

*Delotaxis* cf. *elegans* (Walliser 1964)

*Ozarkodina* sp. eg. *eosteinhornensis* (Walliser 1964).

lo que nos daría una datación Ludlowiense a Gedinense basal.

Al techo de este primer miembro aparecen algunos niveles lentejonares microconglomeráticos que incluyen cantos de rocas metamórficas y de cuarzo englobados en abundante matriz pelítica (Aldaya et al 1976)

Los conglomerados forman lentejones de diversos tamaño dentro de la serie calco-pelítica y aparecen en varios niveles en un frente de unos 30 m. Los cantos presentan una esquistosidad interna discordante con la de la matriz y la de las rocas pelíticas circundantes. En algunos cantos se observa un plegamiento de la esquistosidad principal, así como la existencia de texturas de cuarzo granulítico, lo que indicaría una cataclasis en zonas profundas.

Aparece biotita en el interior de algunos cantos, lo que contrasta con el metamorfismo sumamente débil que afecta a los esquistos que rodean a los letejones conglomeráticos.

De todo ello se concluye que los citados conglomerados se han originado a partir de rocas que presentaban un metamorfismo regional anterior a la erosión y que las rocas erosionadas procedían de diferentes niveles, al estar afectada de forma desigual por el metamorfismo. Por tanto se deduce la existencia de un metamorfismo regional seguido de un período erosivo, anterior al Devónico inferior, como luego veremos, en algún área relativamente próxima a la zona estudiada.

El miembro superior de la Formación Muga está constituido por una alternancia de pelitas y calizas margosas lenticulares, intercalándose ocasionalmente algunos niveles esporádicos de calizas azules en capas centimétricas a métricas. Son calizas micríticas con un contenido en micrita del 75 al 85 % y ligero contenido en cuarzo y óxidos de hierro. Suelen presentar restos de crinoides, blastoideos y tentaculítidos.

El tránsito de un miembro a otro parece realizarse de forma normal situándose entre ellos localmente el microconglomerado citado.

Los conodontos que contienen las calizas señalan ya una edad devónica. Una muestra tomada por encima y próxima a los microconglomerados ha suministrado los siguientes ejemplares.

*Icriodus* sp. (fragmento de plataforma de *I. rectangularis* Carls & Gandl 1969 o especies posteriores).

*Ozarkodina excavata* cf. *wurmi* (Bischoff & Sannemann 1958).

Gedinense inferior-Ensiense inferior.

La potencia de la Formación descrita es superior a los 200 m.

*Formación San Vitero*

Ya hemos señalado como la serie calco-pelítica de Muga era sustituida hacia el W por materiales detriticos. Se trata de la Formación San Vitero constituida por una alternancia rítmica de secuencias arenoso-lutíticas, en paquetes métricos a decimétricos, quedando cada secuencia marcada por un cambio en la granulometría.

Están constituidas por granos de cuarzo, feldspatos, fragmentos de rocas y micas englobados en una matriz cuarzo-micáceas.

Los fragmentos de roca son muy abundantes, apareciendo rocas metamórficas con esquistosidad primaria, calizas, liditas, grauvacas y rocas ígneas en ocasiones.

Se observan frecuentes estructuras sedimentarias tales como granoselección, figuras de carga, laminación, convoluted y figuras de corriente. Se trata de un depósito de tipo turbídico, por lo que podría ser sincrónico con otros depositados en condiciones más tranquilas, tales como calizas y liditas, con los que se podría solapar. Por ello su edad puede establecerse dentro de unos límites amplios (Silúrico superior-Devónico medio). Los únicos restos fósiles asociados a estas grauvacas localizados hasta el



presente son fragmentos de vegetales, principalmente tallos, que no han permitido una clasificación precisa.

Formaciones semejantes han sido descritas en regiones próximas, con restos de vegetales también asociados (Riemer 1966; Matte 1968; Martínez García 1971, 1972, 1973; Teixeira y País 1973) dando lugar a variadas y contradictorias interpretaciones.

El estudio de diversos afloramientos y la medida de algunas direcciones de corriente indican unos aportes del NW, situándose las facies más distales hacia el E (Samir) y las más proximales hacia el W (San Vitero, Gallegos).

#### EL DEVÓNICO

La presencia de materiales devónicos en el dominio estudiado había sido presupuesto por algunos investigadores, basándose en la existencia de calizas con crinoides o de grauvacas

con plantas, pero siempre sin pruebas paleontológicas concluyentes (Puig y Larraz 1883; Martínez García 1971, 1972; Teixeira y País 1973; Ribeiro 1974).

Durante la realización del presente trabajo se han localizado varios yacimientos que han suministrado conodontos y tentaculitidos y que han permitido confirmar la presencia por lo menos del Devónico inferior.

Como ya hemos indicado, el tránsito del Silúrico al Devónico parece realizarse de modo continuo, siendo difícil establecer el límite preciso dado la similitud de facies.

El afloramiento Devónico mejor estudiado corresponde al miembro superior de la Formación Muga, cuya potencia sobrepasa los 100 m. (Muga de Alba). Se trata de una alternancia pelítico-calcareo monótona. Se han tratado diversas muestras para obtención de conodontos, habiéndose determinado las siguientes especies.

*Icriodus* sp.

*Ozarkodina excavata* cf. *wurmi* (Bischof & Sannemann 1958)

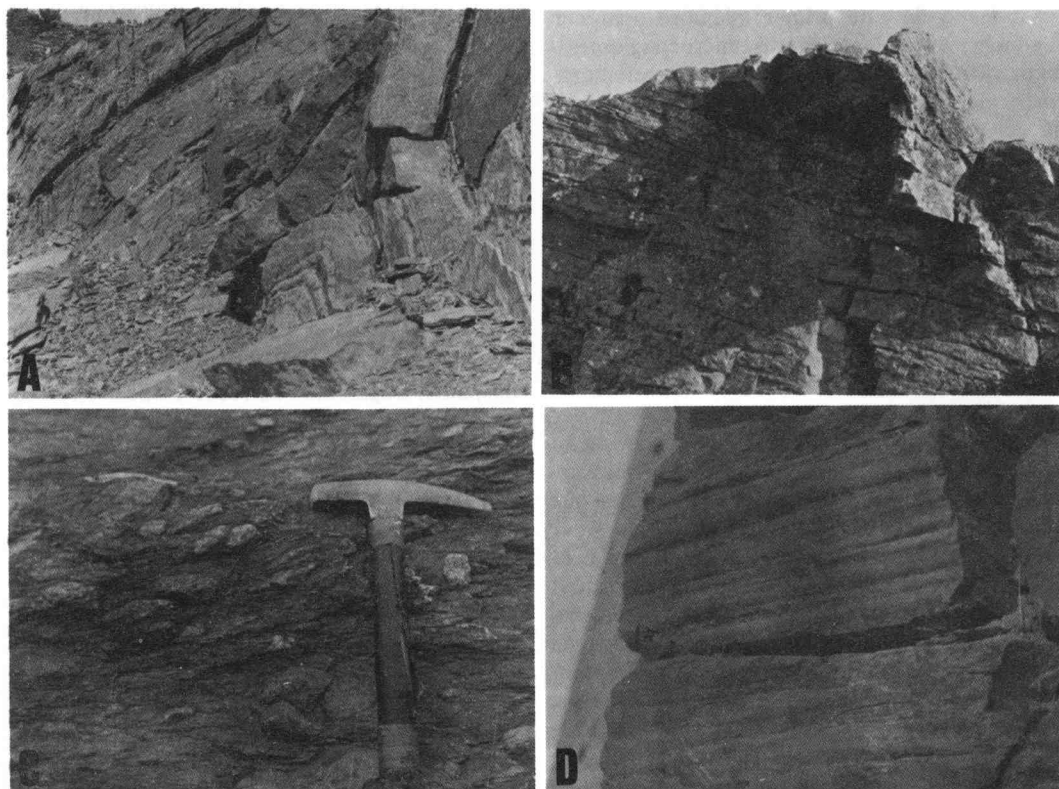


Fig. 5.—A) Calizas silúricas (Losacino).—B) Aspecto de cuarcitas silúricas (N. de Videmala).—C) Conglomerados intrasilúricos (S. de Carbajales)—D) Marcas en los muros de las capas en grauvacas de S. Vitero (Domez).

*Pandorinellina steinhornensis* (Ziegler 1956)

*Polygnathus sp. e. g. dehiscens* Philip & Jackson 1967.

lo que permite asignarle a este miembro una edad desde el Gediense basal hasta cerca del límite Emsiense inferior-superior.

Existen algunos otros afloramientos dispersos de calizas con fósiles devónicos. Al W de Figueruela unas calizas azuladas intercaladas en una serie pelítica han proporcionado.

*Pandorinellina steinhornensis* (Ziegler, 1956)

*Polygnathus groenbergi* Klapper & Johnson 1975.

*Polygnathus laticostatus* Klapper & Johnson 1975.

que nos marcan el fin del *Zlichoviense*, cerca del límite Emsiense inferior/superior (Equiva-

lente al techo de d4b en la Formación Mariposas en Aragón. Carls com. pers.).

En los alrededores de Viñas existe un afloramiento de más de 60 m de calizas tableadas y pizarras. Las calizas han proporcionado conodontos y tentaculites. Entre los primeros se ha determinado

*Ozarkodina? miae* (Bultynck 1971)

*Polygnathus dehiscens* Philip & Jackson 1967. que nos indicaría Emsiense inferior.

En las mismas calizas se encuentran también Tentaculites dacrioconáridos (Truyols-Massoni y Quiroga, 1981) entre los que se ha podido determinar.

*Novakia cancellata*

*Viriatellina hercynica*

*Costulatostyliolina aff. peneau*

que permite situar la muestra en la biozona cancellata equivalente a la parte baja del Emsiense superior.

Queda pues confirmada la presencia de materiales del Devónico inferior, al menos.

EL VULCANISMO ASOCIADO

Dentro del área estudiada aparecen diversas manifestaciones de tipo volcánico y vulcano-sedimentario.

Los mejores afloramientos se sitúan hacia el NW (Nuez, Viñas, Figueruela) habiendo sido descritos algunos por Puig y Larraz (1883) y por Martínez García (1972).

La distribución de rocas volcánicas es muy irregular tratándose casi siempre de coladas y tobas, pero existen también rocas estratificadas que asocian productos clásticos de origen volcánico. Algunas formaciones volcánicas pudieran ser asimiladas a coladas submarinas. La gran alteración que presenta dificulta su estudio.

Al S de Figueruela afloran los Pórfidos de Figueruela (Martínez García, 1973). Se trata de una roca dura de aspecto profídico, color verdoso, en la que se observa al microscopio una mesostasis sericítica de grano fino sobre la que destacan fenocristales de cuarzo corroído y feldespatos con maclas en damero, así como grandes cristales de rutilo. Los feldespatos son plagioclasas y ortoclasas. En el rutilo se observan núcleos de esfena.

En diversos afloramientos y en especial hacia el E (Manzanal), aparecen rocas verdes asoci-

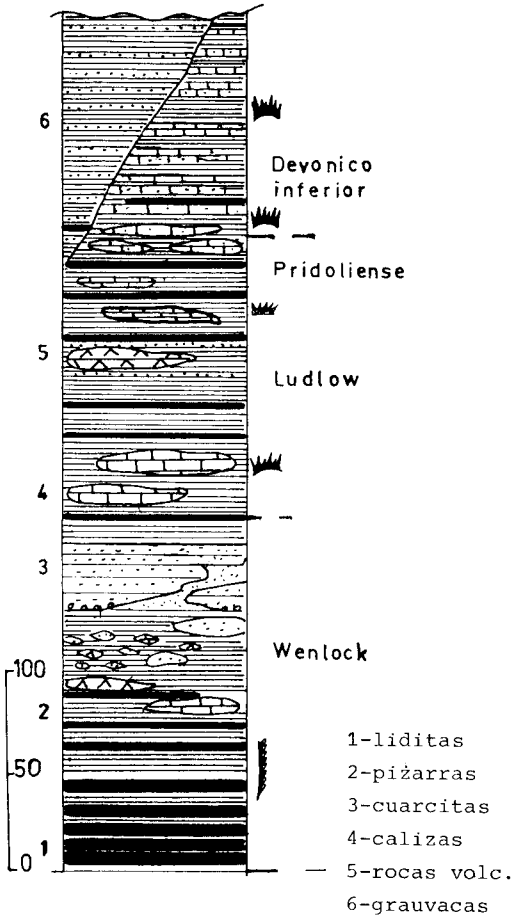


Fig. 6.-Columna sintética del Silúrico superior y Devónico inferior.

das con frecuencia a calizas y liditas y que presentan aspecto de sills. Son de grano medio a grueso y presentan una asociación de plagioclasas (albita) y clorita, característica de las espilitas. La textura es intersertal, estando la trama formada por las plagioclasas, ocupando los huecos los demás minerales. Plagioclasa, clorita y calcita son los constituyentes principales y como accesorios aparecen cuarzo, epidota y esferulitos de cuarzo.

Son frecuentes en la sucesión rocas de granulometría fina a media con participación de productos clásticos de origen volcánico. Se trata de facies intermedias entre rocas terrígenas y verdaderas tobas. Normalmente están muy alteradas, siendo característico el punteado pardo y el aspecto semiporoso que suelen presentar. Los cambios de facies son frecuentes, en función del contenido volcánico existiendo términos cuarcíticos, arcósicos, grauváquicos y tobaceos.

Las cuarcitas aparecen en forma lentejona, pudiendo seguirse a veces en cientos de metros. Presentan tonos desde verde oscuro a grises y tamaño de grano de fino a medio. Están constituidas fundamentalmente por cuarzo, feldespato y micas, pasando en ocasiones a arcosas impuras con abundante sericita.

Las grauvacas son de tonos verdosos y se intercalan con frecuencia con metavulcanitas ácidas y liditas, presentando un amplio desarrollo hacia el NW. El grano es de tamaño grueso a medio y petrográficamente están constituidas por feldespatos, cuarzo anguloso, frecuentemente corroído y algunos fragmentos de roca. La matriz es de grano muy fino a base de cuarzo, sericita y clorita.

En relación con liditas se encuentran esquistos muy claros, casi blancos asociados con tobas más bastas. Se trata seguramente de cenizas o tuffs depositados en medio marino, pues con frecuencia contienen restos de graptolites.

#### DISCUSIÓN Y CORRELACIONES

*El Asghill.*—Se atribuyen al Asghill las calizas de tipo bioclástico que aparecen en el Bierzo y en el Duero inferior, pero no se dispone de datos paleontológicos.

En el área de Zamora, por debajo de los primeros graptolites del Llandovery medio se encuentran varios metros de sedimentos en aparente continuidad, constituidos por esquistos

con niveles margosos y calizas lenticulares con conodontos del Ordovícico medio—Silúrico, sin más precisión.

*El Silúrico inferior.*—En diversas localidades del NW se ha citado la presencia del Llandovery. Matte (1968) en el sinclinal de Verín señala la existencia de graptolites del Llandovery superior. En Salamanca, (Jiménez et al. 1971) describen graptolites del Llandovery medio y superior. En Portugal, en el Duero inferior, Ribeiro (1974) cita graptolites del Llandovery medio y superior.

En este trabajo la presencia del Llandovery medio y superior está avalada por los graptolites localizados en siete yacimientos, suficientemente dispersos por el área investigada. (Quiroga, 1981).

*El Silúrico superior.*—El Wenlock superior está ampliamente representado en el occidente peninsular. Sin embargo no aparecen faunas del Wenlock inferior y medio (Romariz 1969), señalándose en diversas áreas la posibilidad de una discordancia o disconformidad en el Silúrico superior (Duero inferior, Cillero, Cedeira).

Normalmente el Wenlock comienza por series detriticas transgresivas asociadas a manifestaciones volcánicas. Así en Hiendelaencina se encuentran las cuarcitas de Cuento; en Salamanca aparecen cuarcitas por encima del Llandovery superior; en Orense se citan cuarcitas vulcanodetríticas en la parte alta de la Serie de Verín; en el Duero inferior, la Formación cuarcítica descansa discordante sobre diversos términos del Silúrico inferior.

En el sinforme San Vitero—Carbajales hemos señalado la presencia de cuarcitas microconglomeráticas, areniscas feldespáticas y arcosas, asociadas a manifestaciones volcánicas y pertenecientes al Wenlock superior. Se encuentran también tramos conglomeráticos con cantos de calizas, liditas, grauvacas, que consideramos provienen de la erosión de un Silúrico inferior o medio. En ocasiones el Wenlock parece situarse discordante sobre las pizarras del Ordovícico medio (Mahíde).

Por todo lo expuesto consideramos que en el área estudiada, al menos, el Silúrico superior es transgresivo y discordante sobre las series inferiores.

*El Devónico.*—En Zamora, el Devónico aparece representado por más de 100 m de materiales pelítico-calcareos, conteniendo abundante fauna de ostrácodos, conodontos y tentaculites,

que permiten situarlos entre el Gediniense basal y el Emsiense superior. Parece existir un cambio de facies hacia series de carácter turbidítico (grauvacas de San Vitero) que contienen restos indeterminados de fragmentos vegetales.

En el Bierzo y en Hiendelaencina el Devónico aparece representado por una alternancia de esquistos y calizas con faunas diversas del Devónico inferior.

En el Duero inferior, por encima del Wenlock se encuentra una serie de esquistos y grauvacas conteniendo restos de plantas indeterminadas y que ha sido atribuida al Devónico superior.

Formaciones detríticas de carácter turbidítico y conteniendo restos de vegetales no clasificados han sido citadas en regiones próximas, atribuyéndoseles edades diversas (Fig. 7).

*El vulcanismo.*—Existen numerosas áreas en el NW en que se citan manifestaciones volcánicas entre el Ordovícico y el Devónico. La correlación e interpretación global de estos procesos necesitaría unas dataciones fiables y unos estudios químicos y petrográficos abundantes.

Una característica común de los sedimentos pelágicos antiguos relacionados con la primera etapa de evolución del geosinclinal es su asociación a «pillow lavas», espilitas, basaltos y serpentinitas. Una asociación de este tipo aparece en el Silúrico próximo a Cabo Ortegal.

Las perturbaciones que las erupciones volcánicas producen en el medio marino son aún mal conocidas, aunque si se sabe el mecanismo de alteración de los vidrios basálticos para dar lugar a minerales arcillosos, óxidos de hierro y manganeso, carbonato cálcico y sílice amorfa. Ello da lugar a la asociación típica de basaltos almohadillados y lodos silíceos ricos en Fe y Mn los cuales suelen presentar una abundancia anormalmente elevada de radiolarios, que posteriormente darán lugar a radiolaritas o loiditas.

Moro Benito (1980) llama la atención sobre el elevado y anormal contenido en sílice de los esquistos y pizarras de la serie de San Vitero-Carbajales, que nos ocupa. Considera que emanaciones volcánicas ricas en  $Cl_4Si$  al reaccionar con el agua de mar originaría la precipitación de sílice.

Otro tipo de depósitos en relación con medios de tipo pelágico son los nódulos de manganeso. En las proximidades de Trabazos encontramos sedimentos de este tipo.

La asociación de calizas nodulosas, arcillas,

LEON (1977) (El Bierzo) RABU	SOMOSIERRA (1976) (Hiendelaencina.) SOERS	SALAMANCA (1971) (Tamames) JIMENEZ et al	PORTUGAL (1974) (Duero infer.) RIBEIRO	W. ZAMORA (San V.-Carb.) QUIROGA	NW. ZAMORA (1972) (S.Vitero) MARTINEZ G.	ORENSE (1972) (Verfín) FERRAGNE	
?	?	?	Esquistos / grauvacas	Gruauvacas de San Vitero Miembro super.	Formación Ruga	?	Dev.medio y superior
Formación Española Miembro Carucedo	Esquistos y calizas de Cercadillo	?					
Formación Española Miembro de la Portela	Arenisca de Alcolea	?	?	Miemb. infer.	Serie de S.Vitero		Siegeniense
	Esquistos de Cañamares	Grauvacas esquistos y calizas		Fm. Alba		Serie vulcano-detrítica	Gediniense
	Cuarcitas de Cuento		Formación supracuarcít.	?			Pridoliense
?	Esquistos de Pradena	Esquistos y pizarras	Aren. cuarcít.	Fm. Bercianos	- - ? - -	Grauvacas y pizarras	Ludlow
Fm. Peñarrub.		?	Formación infracuarcít.	Fm. S. Vicente		Formación basal	Wenlock
			?	?			Llandoverly sup.
		Pizarras ampelíticas		Esquistos y pizarras de Riofrío	Fm. San P. de las Herrerías	Esquistos	Llandoverly inf.
							Ashgill
							Caradoc
							Llandeilo
							Llanvirn

Fig. 7.—Cuadro de correlaciones del Silúrico-Devónico.

margas y liditas, junto con productos volcánicos, es típica en muchas secuencias sedimentarias antiguas de tipo pelágico. Análogamente esta asociación también la encontramos en el área estudiada.

Por último en relación con las rocas de tipo espilitico que hemos descrito, algunos investigadores consideran que la espilitización se origina por la intensa reacción del agua de mar sobre una lava que llega a la superficie en forma de basalto. Se han empleado los términos diabasa afanítica y metabasalto para designar rocas de tipo espilitico.

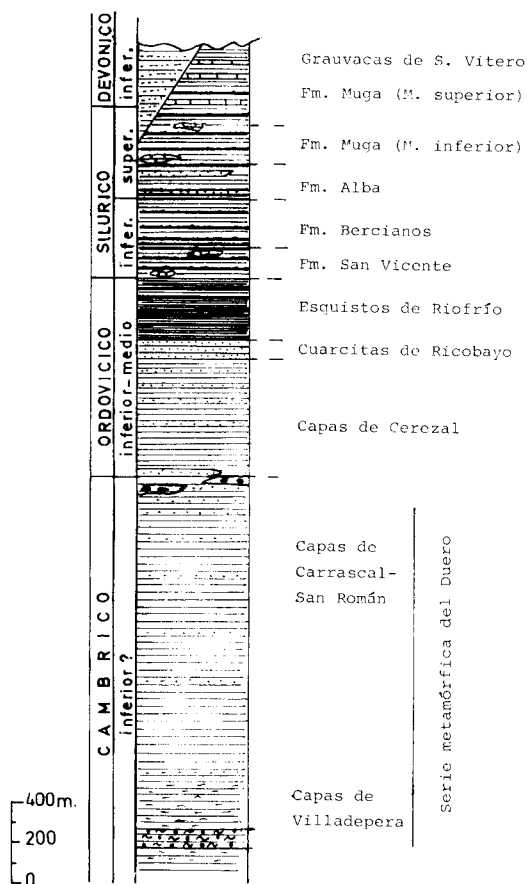


Fig. 8.-Columna estratigráfica sintética.

## TECTONICA

El Paleozoico del W de Zamora se encuadra dentro de las zonas internas del Macizo Ibérico (Zona Galaico-Castellana) caracterizadas por la

presencia de series bien desarrolladas afectadas por una deformación polifásica, con polaridad orogénica hacia el NE. El área de referencia se sitúa inmediatamente al S del antiforme del «Ollo de sapo», antiforme de Sanabria-Ortegal, y comprende dos grandes dominios estructurales, de dirección NW-SE.

– El Sinforme San Vitero-Carbajales (Quiroga 1980), que comprende una variada serie litológica silúrico-devónica, afectada por un metamorfismo de tipo epizonal.

– El antiforme de Villadepera, constituido por monótonas series infraordovícicas, afectadas por un metamorfismo de tipo mesozonal situado entre la isograda de la biotita y la de la andalucita-sillimanita.

Todas las macro y microestructuras observadas se han podido relacionar con tres etapas de deformación hercínica aproximadamente homoxiales y otras tardías de menor entidad.

## LA DEFORMACIÓN D,

La primera deformación, es la más antigua que se observa. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de deformaciones anteriores de carácter local.

Se trata de una deformación muy penetrativa que afecta a todas las rocas presentes en el área estando controlada por el grado metamórfico y por la litología.

Los pliegues menores observados son escasos, estando en general deformados y aplastados por las fases posteriores por lo que sus características originales son difíciles de reconocer. En el dominio más metamórfico no son observables debido seguramente al fuerte aplastamiento y a procesos de transposición. Hacia las partes más externas son de tipo similar en todas las litologías, con esquistosidad de plano axial muy penetrativa. Sus parámetros geométricos varían en función del grado metamórfico y de la litología.

La presencia de una esquistosidad generalizada, así como las estructuras asociadas señalan un acortamiento importante, lo cual estaría en relación con una compresión subparalela a la estratificación. En estas condiciones las capas competentes responderían según un proceso de «buckling» que originaría pliegues de tipo paralelo, los cuales pueden dar lugar a pliegues similares mediante un proceso de aplastamiento.

Durante la fase de aplastamiento la esquistosidad se generaliza al alcanzarse el acortamiento necesario para su desarrollo. Sus características varían en función de la litología y de las condiciones físicas de la deformación (Fig. 9).

En las zonas de elevado metamorfismo la  $S_1$  se manifiesta como una «schistosity» definida por la orientación dimensional preferente de los constituyentes de la roca. En zonas de más bajo metamorfismo y en materiales pelíticos aparece como un «slaty cleavage» definido por la orientación dimensional preferente de los filosilicatos y en parte del cuarzo. El tránsito de un tipo a otro de esquistosidad se realiza de manera gradual, sin que sea posible establecer un límite preciso. En ocasiones, en las zonas más metamórficas, la  $S_1$  aparece transpuesta por la fase II, siendo en estos casos problemática su observación.

En el dominio epizonal se observa una relación litología/esquistosidad, desde el punto de vista mesoscópico. En cuarcitas y areniscas la  $S_1$  se presenta como una esquistosidad espa-

ciada. En liditas se observa pocas veces. En margas y calizas se trata de una esquistosidad espaciada con disposición ondulada. En rocas pelíticas presenta el aspecto de un «slaty cleavage» grosero muy penetrativo.

#### LA SEGUNDA DEFORMACIÓN

La deformación que denominamos  $D_2$  es muy intensa, casi tan penetrativa como la anterior y se asocia a un metamorfismo de presión intermedia. Parece generalizada a todo el dominio, perdiendo intensidad hacia la zona externa epizonal.

Las estructuras mayores en relación con esta deformación, puestas de manifiesto son diversos cabalgamientos y/o fallas inversas.

Las superficies de cabalgamiento aparecen subverticales o inclinadas ligeramente al NE como consecuencia de la fase III, debiendo de ser su posición original más tendida.

En ocasiones pueden aparecer materiales más

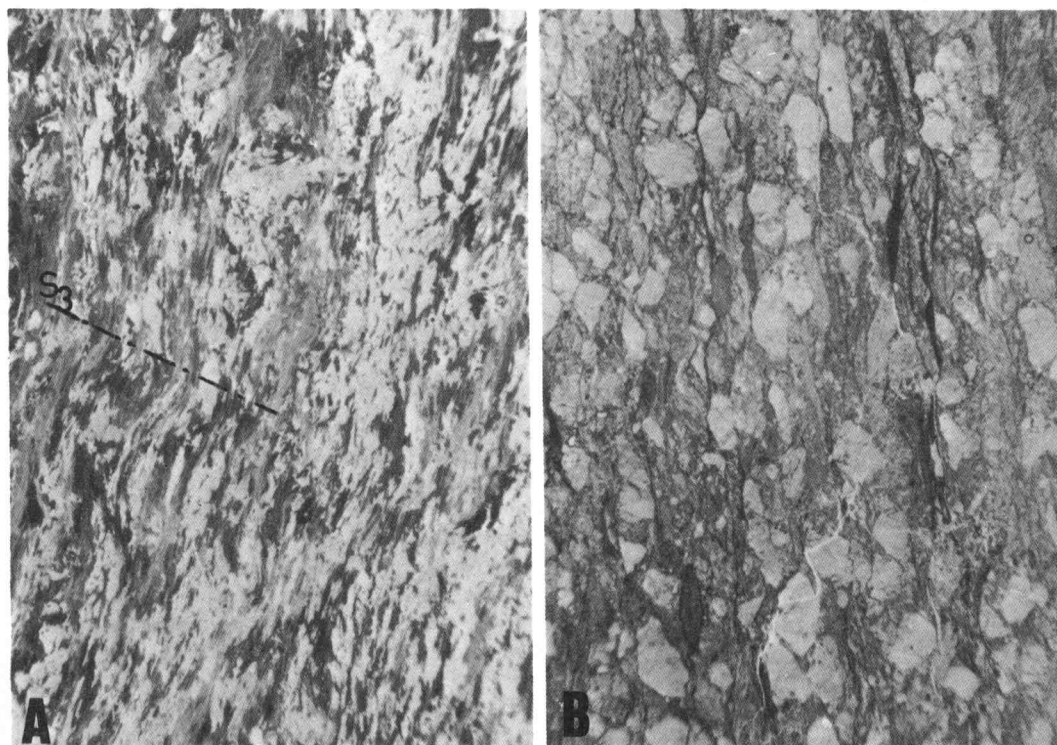


Fig. 9.—Microfotografías mostrando algunos aspectos de la esquistosidad  $S_1$ .—A) En esquistos con granate ( $S_1 + S_2$ ).—B) En areniscas silíceas.

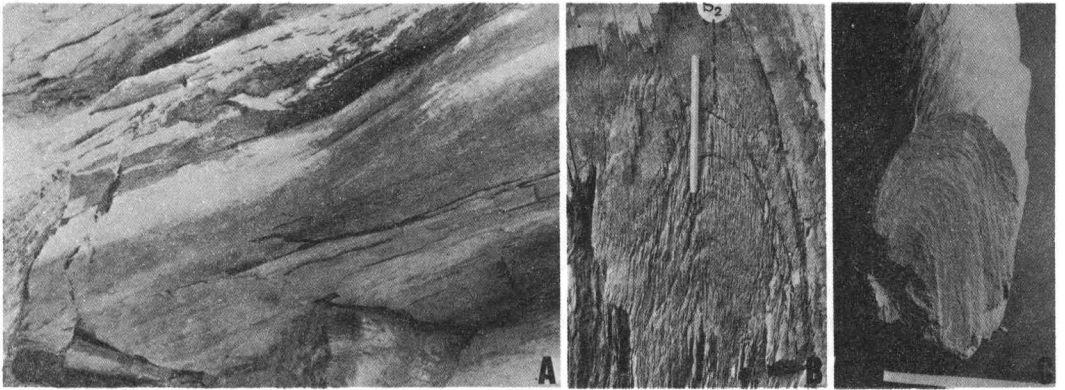


Fig. 10.—A) Pliegue P<sub>2</sub> de charnela alabeada (Emb. de Castro).—B) Aspecto de Campo de la S<sub>2</sub> (esquistos de Carrascal).—C) Pliegue P<sub>2</sub> en cuarcitas del Arenig (Montamarta).

modernos sobre otros más antiguos, lo que puede ser explicado por la presencia de deformaciones anteriores a los cabalgamientos.

Con frecuencia aparecen estructuras menores asociadas a los cabalgamientos, siendo más patentes en materiales incompetentes o en alternancias.

Los cabalgamientos cortan a estructuras de primera fase y son deformados por la fase tres.

Los pliegues menores P<sub>2</sub> presentan características variadas en relación con el grado metamórfico, la litología y con la deformación local. Por otra parte las deformaciones posteriores afectan a su geometría inicial así como a su disposición espacial, verticalizándolos, plegándolos y apretándolos. Generalmente son asimétricos. En determinadas litologías son frecuen-

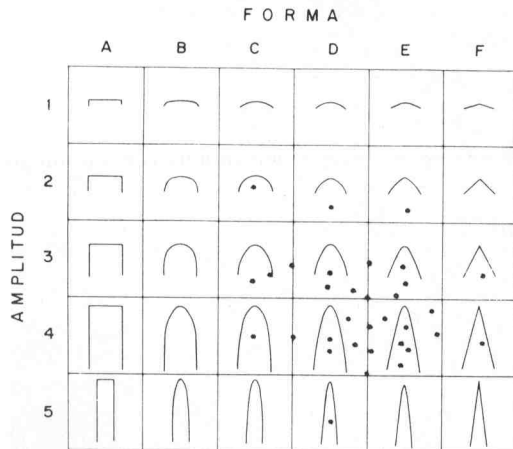


Fig. 11.—Clasificación por el método de Hudleston de las formas de las superficies plegadas.

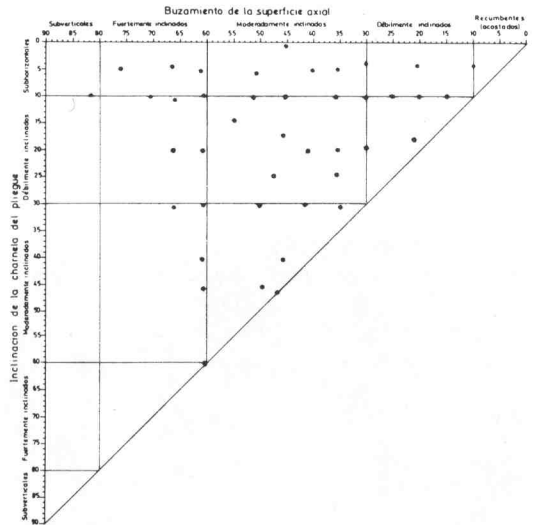


Fig. 12.—Clasificación de la posición de los pliegues menores P<sub>2</sub> mediante el método de Fleuty.

tes pliegues P<sub>2</sub> que se atenúan longitudinalmente. El ángulo entre flancos presenta variaciones en relación con la litología y el metamorfismo, siendo menor el ángulo a mayor grado metamórfico. En general predominan las formas apretadas.

Los P<sub>2</sub> presentan diversos órdenes de tamaño, desde amplitud hectométrica a centimétrica, siendo más frecuentes a escala de afloramiento los métricos y decimétricos (Fig. 10).

Para cuantificar la forma de las capas plegadas se ha utilizado el diagrama de Hudleston (Fig. 11). De la observación del mismo se comprueba que las formas más abundantes corresponden a los tipos D, E y F, oscilando la ampli-



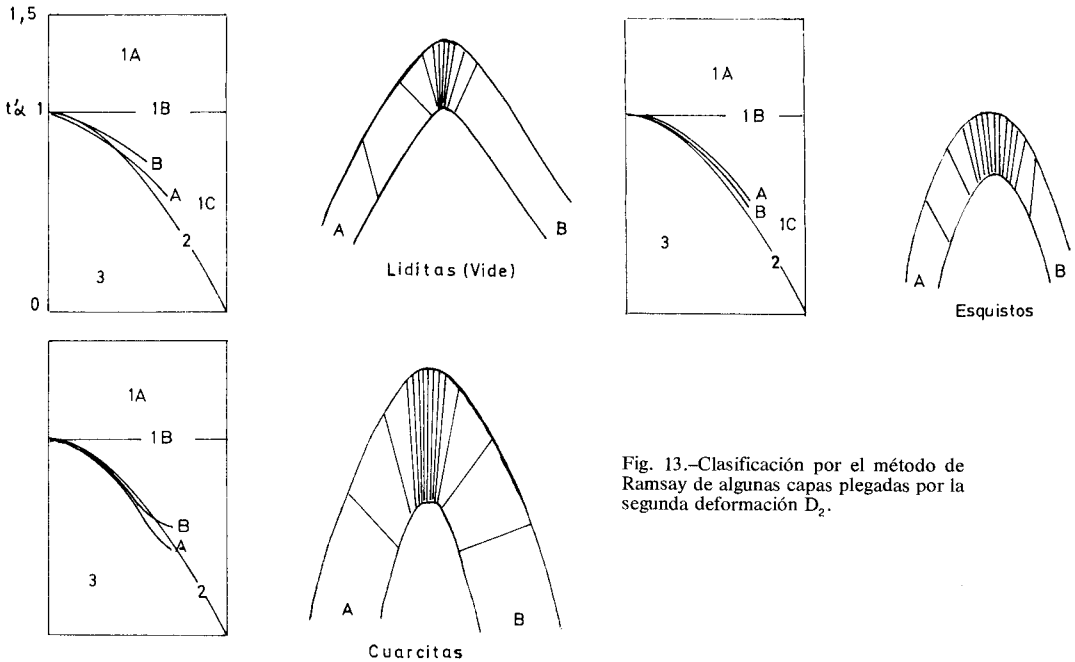


Fig. 13.—Clasificación por el método de Ramsay de algunas capas plegadas por la segunda deformación  $D_2$ .

tud más frecuente entre 3,5 y 5. Para el análisis de la forma de las capas plegadas se ha utilizado el método de Ramsay (Fig. 13). De la observación de las curvas  $t'(\alpha)$  y de las isógonas de buzamiento se comprueba que los pliegues más frecuentes se encuadran dentro de la clase 2 o próximo a ella (Pliegues similares).

Algunos pliegues estudiados parecen tener un flanco más delgado que otro. Ello se refleja también en las curvas  $t'(\alpha)$ . Analizados en el afloramiento, aparece que los flancos adelgazados corresponden a flancos cortos, laminándose incluso a veces hasta desaparecer. Este hecho también había sido observado por Pulgar y Bastida (1978) en la Zona Asturoccidental-leonesa, relacionándolo con un aplastamiento oblicuo, simultáneo o posterior a un proceso de «buckling».

Son también frecuentes los pliegues de charnelas curvas, llegando algunos a presentar una variación de dirección de hasta  $90^\circ$ .

Asociados a los  $P_2$  aparecen diversas estructuras, tales como esquistosidad, espacios de dilatación en las charnelas, cuñas tectónicas, fallas inversas de flanco, etc. (Fig. 14 B).

Como hemos observado los pliegues  $P_2$  presentan un avanzado grado de evolución. En

conjunto existen variaciones notables en cuanto a su geometría lo que indica que la deformación implicada en su desarrollo fue muy heterogénea. Las características generales de los pliegues  $P_2$  sugiere que además de un proceso de «buckling» ha actuado simultáneamente una deformación por cizalla la cual puede ser responsable del fuerte aplastamiento que en general se observa.

En relación con los  $P_2$  se desarrolla una esquistosidad de plano axial ( $S_2$ ). Se trata de una superficie muy penetrativa evidente en todo el dominio mesozonal (Fig. 14C y 14D). Su aspecto está en relación con el grado metamórfico y con la litología desarrollándose fundamentalmente en los niveles que adquirieron durante la primera fase una anisotropía litológica. En las zonas de metamorfismo más elevado, su desarrollo está ligado a una recristalización importante dando lugar a una verdadera «schistosity» que llega a obliterar a la esquistosidad anterior. En ocasiones la superficie observada parece corresponder a ambas esquistosidades, estando representada la  $S_2$  por el reaplastamiento de la  $S_1$ . En el dominio epizonal la  $S_2$  sólo es visible claramente en materiales pelíticos en los que se presenta como una esquistosidad de crenulación.

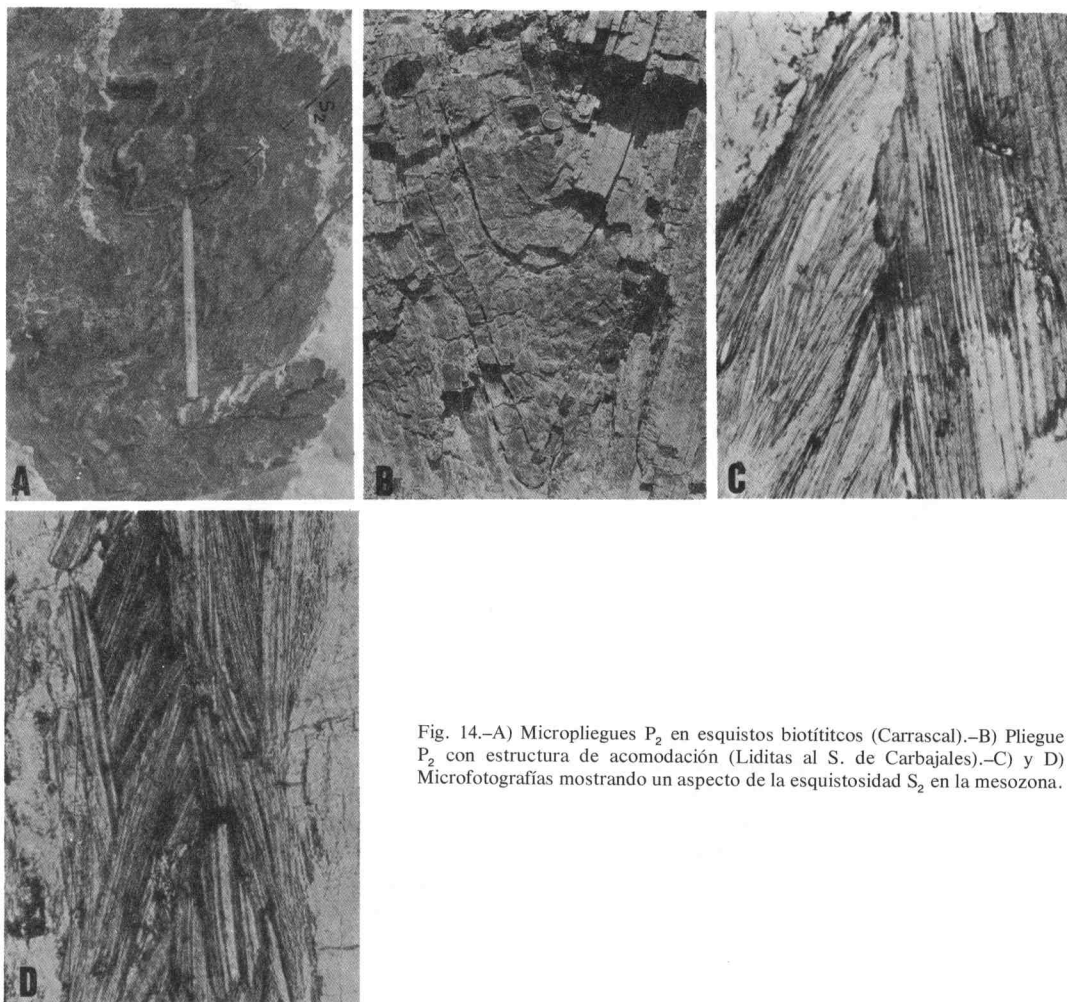


Fig. 14.-A) Micropliegues  $P_2$  en esquistos biotíticos (Carrascal).-B) Pliegue  $P_2$  con estructura de acomodación (Liditas al S. de Carbajales).-C) y D) Microfotografías mostrando un aspecto de la esquistosidad  $S_2$  en la mesozona.

### LA TERCERA DEFORMACIÓN

La  $D_3$  da lugar a pliegues de amplitud kilométrica que deforman las estructuras anteriores producen verticalización de capas y apretamiento de pliegues. Las grandes estructuras relacionadas con esta fase son el antiforme de Villadepera, del sinforme de San Vitero Carbajales, contiguo y al N del anterior.

Los pliegues  $P_3$  se presentan en diversos órdenes de tamaño. Su estilo varía en función de la litología y de la disposición espacial de las superficies previas, existiendo un fuerte control geométrico. En materiales poco dúctiles (areniscas, cuarcitas) los  $P_3$  tienden a ser cilíndricos y con geometría de tipo paralelo. En materiales

incompetentes y en multilayers se suelen originar pliegues asimétricos con geometría tipo «chevron» (Fig. 15).

De acuerdo con la clasificación de Hudleston las formas se encuadran en los tipos C, D y E con tendencia a las formas D (Fig. 16). Las amplitudes más frecuentes se sitúan entre 1,5 y 3. De acuerdo con la clasificación de Ramsay de la observación de las curvas  $t'(\alpha)$  y de las isógonas de buzamiento se deduce que los pliegues estudiados se encuadran dentro de la clase 1C con tendencia a 1B (Fig. 18) Asociados a los  $P_3$  aparecen diversas estructuras: esquistosidad, fracturas, kink-bands, bandeo tectónico.

En la formación de los  $P_3$  intervienen diversos factores. Teniendo en cuenta que los mate-

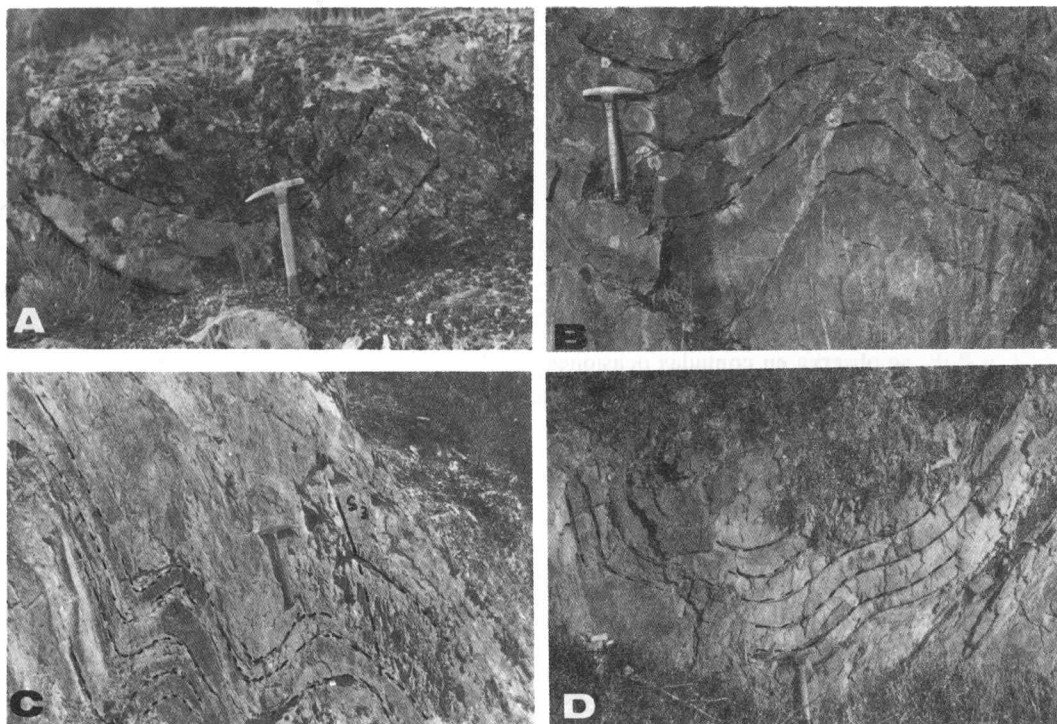


Fig. 15.-Pliegues menores  $P_3$  en: A) Pizarras ordovícicas (Alcañices).-B) Cuarцитas ordovícicas (N. de Cerezal).-C) Pizarras y lilitas silúricas (Vide).-D) Grauwacas superiores (Gallegos).

riales presentan ya una marcada anisotropía, al ser afectados por un «buckling» darían inicialmente pliegues asimétricos y de superficie axial oblicua a la dirección de compresión. Parecen existir indicios de que la deformación se originó

en unas condiciones más superficiales y de bajo metamorfismo. El grado de anisotropía, por otra parte no es igual en todo el sector ya que el metamorfismo es más intenso hacia el SE. Se observa en el campo que existe una correlación entre el estilo de estructuras de tercera fase y el grado metamórfico.

Cuando las condiciones son favorables, en relación con los pliegues  $P_3$  se desarrolla una esquistosidad de plano axial  $S_3$  (Fig. 19A).

El aspecto de la  $S_3$  está en relación con la litología y con el grado metamórfico, siendo más penetrativa en materiales pelíticos. Se trata de una esquistosidad de crenulación subvertical y bastante constante en dirección y buzamiento. Al microscopio se observa que en general es menos intensa que la  $S_2$ , existiendo toda una serie de estadios evolutivos en función de la fábrica de la roca y del grado metamórfico (Fig. 20). En rocas psamíticas se trata de una esquistosidad grosera marcada por superficies irregulares y de espaciamiento variable. Si existe una anisotropía previa se llega a una esquistosidad de crenulación grosera. En rocas pelíticas y se-

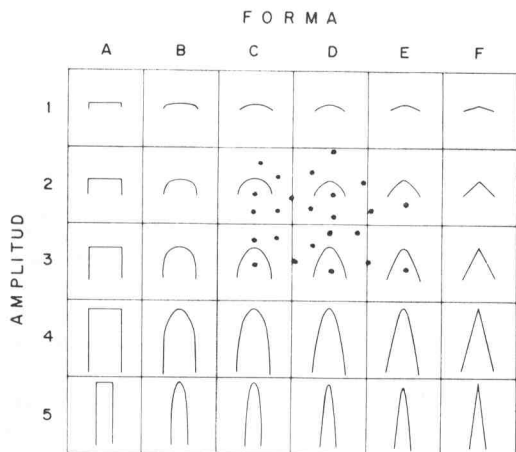


Fig. 16.-Clasificación por el método de Hudleston de las formas de las superficies plegadas.

mipelíticas la  $S_3$  aparece bien desarrollada, sobre todo si hay una anisotropía previa.

El proceso de disolución por presión parece haber tenido un papel importante en la génesis de la  $S_3$ , sin descartar la intervención de otros mecanismos (Fig. 19 B).

Las relaciones entre las deformaciones anteriormente señaladas encajan dentro del tipo 3 de Ramsay. La posible complejidad a escala de afloramiento es poco manifiesta a nivel cartográfico por tratarse de deformaciones aproximadamente homoaxiales. Las interferencias  $P_1/P_2$  y  $P_1/P_3$  se observa en contadas ocasiones debido a la escasez de pliegues  $P_1$ . La variación de la inclinación del plano axial de los  $P_1$  desde la mesozona a la epizona influye en el resultado final de la interferencia. Más frecuentes son las interferencias  $P_2/P_3$  cuya geometría resultante depende de la disposición previa geométrica de los  $P_2$  (Fig. 21).

Con posterioridad a la tercera deformación  $D_3$ , la región ha sufrido los efectos de algunas deformaciones menores que completan la estructura general que hoy se observa. Desde el punto de vista cartográfico se aprecian los efectos de suaves abombamientos de escasa amplitud y gran longitud de onda. Existe también una tectónica de fractura que origina fallas y diaclasas. Localmente se observan kinkbands y pliegues asociados a rejuegos tardíos de fracturas. Es interesante señalar también la presencia local de una esquistosidad de crenulación subho-

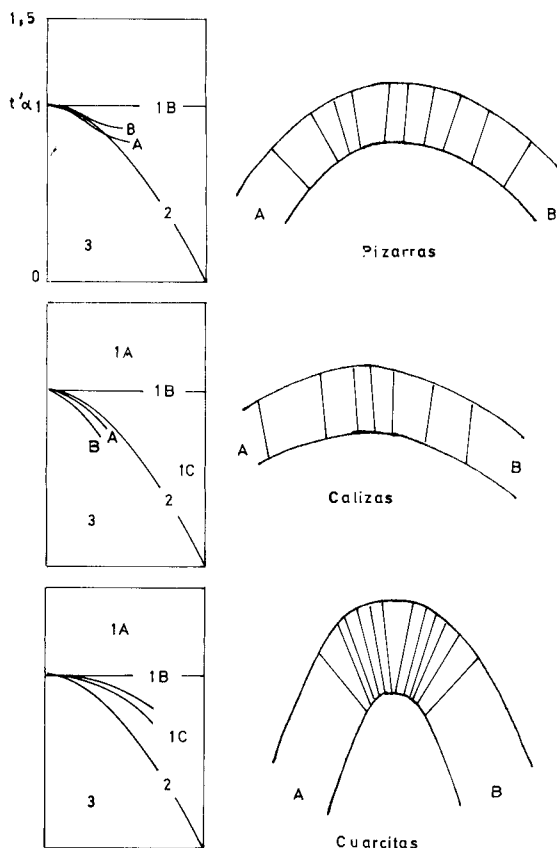


Fig. 18.—Clasificación por el método de Ramsay de algunas capas plegadas por la deformación  $D_3$ .

rizontal, que parece estar asociada a tardíos fenómenos de distensión.

### PETROLOGIA

En el área estudiada existen diversas manifestaciones igneas hercínicas. Estableciendo el límite sur del presente trabajo, se encuentra el denominado Batolito de Sayago, considerado tradicionalmente como granito adamelítico tardío, pero que estudios en curso (López Plaza com. pers.) demuestran una estructura y petrología más compleja. El carácter dominante lo constituye la presencia de megacristales de feldespato potásico, de idiomorfismo acusado, mostrando la zona de borde una fuerte orientación paralela a las estructuras.

Al microscópico, presenta textura holocristalina-hipidiomorfa, siendo sus componentes principales, cuarzo, feldespato potásico, plagio-

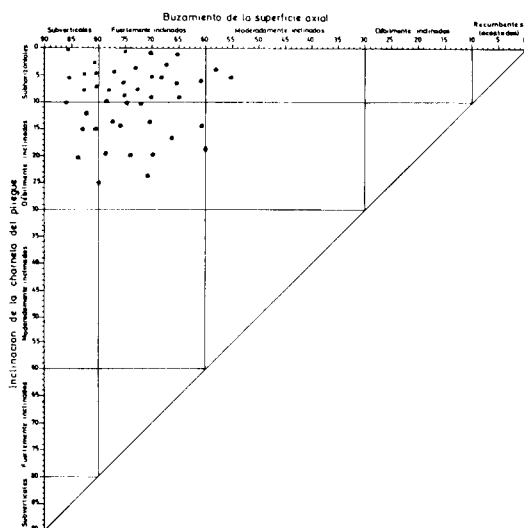


Fig. 17.—Clasificación de la posición de los pliegues menores  $P_3$  mediante el método de Fleuty.

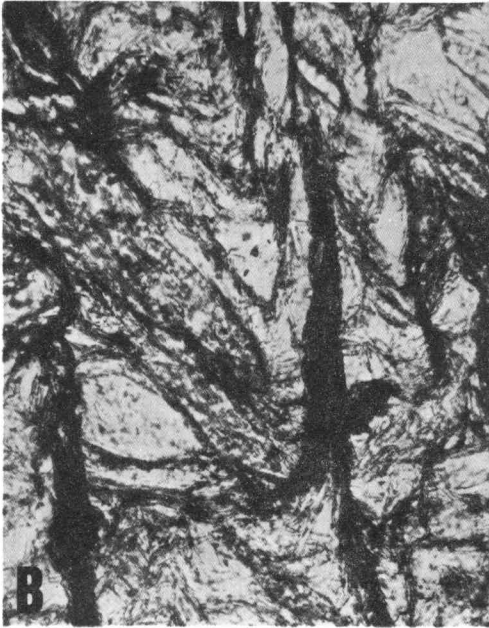


Fig. 19.-A) Aspecto de la esquistosidad de crenulación  $S_3$  en lámina delgada (X1).-B) Detalle de proceso de disolución por presión en esquistosidad  $S_3$ .

clasa, biotita y moscovita. Como accesorios apatito, circón y a veces turmalina.

Más al N tenemos el Batolito de Ricobayo-Fonfría, macizo alargado en el sentido de las estructuras, de unos 30 Km de longitud. Se trata de una roca de grano medio, tonos claros,

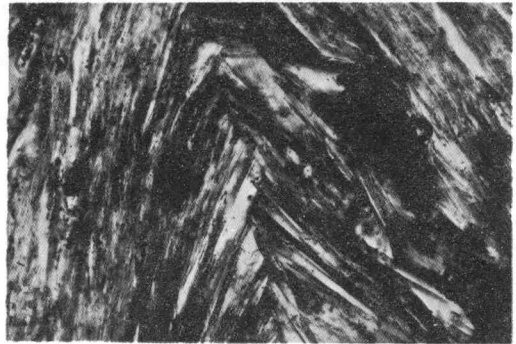
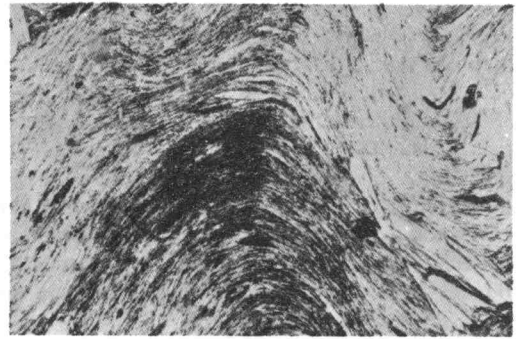


Fig. 20.-Algunas etapas de evolución de la esquistosidad  $S_3$ .

orientada y de dos micas. Podemos clasificarla como una leucogranodiorita.

Desde el punto de vista petrográfico, su textura es holocristalina hipodioromorfa, siendo sus constituyentes principales plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, moscovita y biotita. Como accesorios aparecen apatito, turmalina y circón.

La deformación ha desarrollado una estructura planar secundaria puesta de manifiesto por



Fig. 21.-Figura de interferencia Fase II/Fase III, en esquistos de la mesozona (Salto de Castro).

las micas y la orientación de los feldespatos. A veces se observa una estructura cataclástica marcada por la disposición de láminas o lechos cuarzosos.

Otros afloramientos de menor entidad superficial son el Complejo laminar de Pereruela-Villalcampo, leucogranito con abundantes filones aplíticos que parece estar relacionado con un antiforme de tercera fase, los granitos alcalinos leucocráticos de Losacino, Arcillera, San Martín del Pedroso y las intrusiones dioríticas de Pino, Moveros y Mellanes.

En general el modelo de los granitoides del área, se acomoda bien a las características de los granitoides anteriores al climax de la tercera deformación. Sin embargo, el estudio estructural de detalle, revela una mayor complejidad interpretativa, respecto a la historia de los acontecimientos intrusivos.

#### EL METAMORFISMO REGIONAL Y SU RELACIÓN CON LAS ETAPAS DE DEFORMACIÓN

Las rocas presentes en la región estudiada han sufrido durante la orogénesis hercínica un metamorfismo regional que va al menos de la facies de los esquistos verdes a la facies de las anfibolitas almandínicas.

Al mismo tiempo se desarrolla una aureola de metamorfismo plutónico en relación con algunos granitoides, que tiene características intermedias entre los de metamorfismo regional «sensu strictu» y los de contacto.

En el área de estudio se pueden diferenciar las siguientes zonas:

- Zona de la clorita (isograda de la clorita +).
- Zona de la biotita (isograda de la biotita +).
- Zona del granate (isograda del granate +).
- Zona de la estauroлита (isograda de la estauroлита +).

La isograda de la andalucita no ha podido exponerse dado, que sólo aparece en un número reducido de las muestras estudiadas.

Las asociaciones estables más representativas observadas en rocas pelíticas son:

- Zona clorita:  
Cuarzo - clorita - moscovita  $\pm$  albita.
- Zona biotita:  
Cuarzo - biotita - moscovita - clorita  $\pm$  albita.
- Zona granate:  
Cuarzo - biotita - moscovita - granate  $\pm$  plagioclasa.

- Zona estauroлита:

Cuarzo - biotita - moscovita - granate  $\pm$  andalucita  $\pm$  estauroлита  $\pm$  sillimanita  $\pm$  oligoclasa.

En las diferentes rocas puede aparecer ocasionalmente feldespato K metaestable procedente de las paragénesis metamórfica anteriores.

La sillimanita aparece como fibrolita y en relación con los granitos calcoalcalinos del borde sur.

El estudio microscópico de las relaciones entre las estructuras menores y los minerales metamórficos, permite establecer una correspondencia entre cristalización mineral y las etapas de deformación.

A lo largo de la deformación  $D_1$  el grado metamórfico debió de ser variable, debiendo alcanzarse el climax metamórfico entre  $D_1$  y  $D_3$ .

A partir de la  $D_2$  se inicia un retrometamorfismo que se aprecia sobre todo en los porfiroblastos de granate y andalucita.

La  $D_3$  parece ser esencialmente postmetamórfica, aunque las condiciones correspondientes a la blastesis del granate pueden subsistir en algunos lugares. Todo ello implica que el metamorfismo regional es anterior a  $D_3$ .

Los minerales metamórficos tienen en general hábito porfiroblástico. La cristalización de los mismos en relación con las diferentes etapas de deformación se exponen en el gráfico adjunto (Fig. 22).

Como puede observarse la paragénesis de mayor grado metamórfico se alcanzan durante el desarrollo de la fase II.

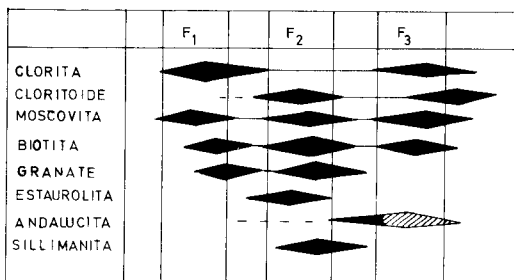


Fig. 22.-Esquema de la cristalización de minerales de metamorfismo en relación con las fases de deformación.

#### DEFORMACIONES DE LA REGION

La presencia de conglomerados con cantos de rocas metamórficas en el Devónico inferior (Al-

daya et al 1976) indica la existencia de un metamorfismo prehercínico, ya descrito por Martínez García (1973) en la zona de Sanabria, como de edad silúrica. Sin embargo en esta región no hemos encontrado evidencias de una fase que afecte sólo a materiales predevónicos, por lo que se podría pensar que el área afectada por la deformación caledónica queda fuera de nuestra zona de estudio.

Las deformaciones más importantes de la región tienen lugar en la orogénesis hercínica. Como los terrenos más modernos afectados son de edad Devónico inferior, sólo podemos en base a la estratigrafía, decir que las deformaciones son posteriores al Emsiense superior. Sin embargo si nos fijamos en que los granitos de regiones próximas contemporáneos o posteriores a la primera deformación tienen edades de 350 millones de años, esta primera deformación D<sub>1</sub> podría ser de edad Devónico superior.

Los granitos sintectónicos con la tercera deformación D<sub>3</sub> nos dan unas edades de 310-320 m.a. por lo que dicha deformación tendría una edad Westfaliense medio. Por todo ello la segunda deformación, D<sub>2</sub> sería Carbonífero inferior. Las deformaciones tardías tendrían edades Carbonífero superior-Pérmico (Wagner y Martínez García 1974).

## HISTORIA GEOLOGICA

Los depósitos más antiguos de probable edad Precámbrico superior indican una sedimentación de aguas profundas. Con posterioridad aparecen algunos episodios de vulcanismo ácido (neises de Villadepera), muy extendidos en todo el NW de la Península Ibérica y que coincide más o menos con el comienzo del depósito de los materiales cámbricos. Es posible que dichos materiales volcánicos se encuentren en relación con la discordancia asíntica.

Con posterioridad se deposita una secuencia de pelitas, grauvacas y areniscas que indican una elevación del fondo marino. Un abombamiento posterior con erosión debido a la fase sárdica, erosiona la mayor parte de los materiales cámbricos, los cuales por comparación con zonas vecinas, se pueden suponer constituidos por calizas, areniscas y rocas pelíticas.

La sedimentación post-sárdica es netamente de tipo litoral con desarrollo de las areniscas

ortocuarcíticas típicas de la facies armoricana, con pistas de trilobites y organismos diversos.

Donde se presenta el Ordovícico superior, está constituido por rocas pelíticas oscuras de tipo euxínico, con restos de graptolites y que señalan una nueva profundización de la cuenca. La parte superior de este Ordovícico sin embargo no llega a observarse por la erosión del Silúrico sobre el sustrato.

Los materiales silúricos muestran un ambiente sedimentario, en general, de aguas profundas, con esquistos oscuros, liditas, niveles de conglomerados tipo «mud-flow», con mucha matriz pelítica y un vulcanismo abundante espilitico y riolítico. Parece haber también una discordancia intrasilúrica, con el Wenlock superior discordante sobre el resto. Aparecen numerosos graptolites en los esquistos y conodontos en las calizas, así como tentaculítidos en ciertas facies pelíticas y calcáreas. Hacia el oeste aparecen ya grauvacas en el Devónico inferior, con estructuras típicamente turbidíticas, mientras que hacia el este predominan las calizas. Estos cambios laterales de facies han sido ya interpretados en relación con procesos turbidíticos.

Las grauvacas y conglomerados del Devónico inferior contienen numerosos fragmentos de rocas metamórficas, que indican la presencia de una intensa deformación prehercínica en áreas circundantes, elevadas y erosionadas. Estas partes emergidas suministrarían materiales detríticos a la cuenca siendo fuente también de las corrientes de turbidez que dan lugar a las secuencias flyschoides.

No se observan sedimentos paleozóicos posteriores al Devónico inferior, por lo que en comparación con zonas vecinas y por estudios de los granitoides, podemos conjeturar que al final del Devónico tuvo lugar la primera fase hercínica de deformación, que originó pliegues con esquistosidad de flujo vergentes hacia el NE. Con posterioridad se intruyen rocas granodioríticas (granodioritas precoces), teniendo lugar desde entonces hasta el Westfaliense una segunda fase de plegamientos y cabalgamientos, con pliegues formados bajo condiciones de cizalla dúctil y cabalgamientos al final de la citada fase y con vergencia hacia el NE.

La tercera fase, desarrollada en el Westfaliense, dio lugar a la formación de pliegues de planos axiales subverticales, con esquistosidad de crenulación asociada y fue acompañada por la intrusión de los granitos de dos micas.

Posteriormente la región sufrió algunas de-



formaciones tardías de menor entidad, con formación local de kink-bands y diaclasas y al final de la orogenia hercínica fue elevada y sometida a erosión.

En el Terciario se forman cuencas lacustres rodeadas por fallas, en las cuales se depositaron conglomerados, arcillas y margas.

#### AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento a todos aquellos que de un modo u otro han contribuido a la realización de este trabajo. Al Prof. Martínez García por la dirección y ayuda de todo tipo, a los Prof. y Dres. F. Aldaya, G. Corrette, A. Ferragne, A. Marcos, J. R. Martínez Catalán, A. Ribeiro, J. Rosell, por las diversas sugerencias aportadas en relación con

problemas concretos. Las clasificaciones paleontológicas han sido realizadas por el Prof. P. Carls (Conodontos), el Dr. E. Jiménez (Graptolites) y la Sra. M. Truyols Massoni (Tentaculites), a quienes agradezco su inestimable ayuda. A todos los compañeros de las facultades de Geología de las universidades de Salamanca y Oviedo por sus variadas colaboraciones.

#### BIBLIOGRAFIA

- Aldaya, F., Carls, P., Martínez-García, E. y Quiroga, J. L. (1976).—Nouvelles précisions sur la série de San Vitero (Zamora, Nordouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283 (D), 881-883.
- Bastida, F. y Pulgar, J. A. (1978).—La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trab. de Geol.*, Universidad de Oviedo, 10, 75-124.
- Capote, R. y Fernández Casals, M. J. (1975).—Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.*, 86, 6, 581-596.
- Corrochano, A. (1977).—Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de Zamora. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.
- Corrochano, A. (1980).—Los sistemas de abanicos aluviales del Paleógeno de Zamora. *X Congr. Nac. de Sedim.* 1980.
- Díaz Balda, M. A. (1980).—La sucesión estratigráfica del Complejo esquistos-grauváquico al sur de Salamanca. *Est. Geol.*, 36, 131-138.
- Ferragne, A. (1972).—Le Précambrien et le Paléozoïque de la province d'Orense (NW de l'Espagne). *Strat. Tect. Métam.* These, Bordeaux, 249 pp.
- García de Figuerola, L. C. y Martínez García, E. (1972).—El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central). *Studia Geol.* Univ. Salamanca, III, 33-41.
- Jiménez-Fuentes y Saavedra, J. (1971).—Contribución al conocimiento del Silúrico de la Sierra de Tamames (Salamanca). *Studia Geol.*, II, 7-24.
- Lotze, F. (1945).—Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92. Berlín. Traducido por J. M. Ríos: Observaciones respecto a la división de los Variscidos de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp.*, V, 149-166, Madrid, 1950.
- Lotze, F. y Sdzuy, K. (1961).—Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Abh. d. Math. Natur Klasse*, 6, 285-498. Traducido por J. Gómez de Llarena: El Cámbrico en España. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 75, 256 pp. 1970.
- Martínez García, E. (1971).—Esquema geológico del NW de la provincia de Zamora (NW de España). *Publ. I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ. Sec. I*, 1, 273-286.
- Martínez García, E. (1972).—El Silúrico de San Vitero (Zamora). Comparación con series vecinas e importancia orogénica. *Acta Geol. Hisp.* VII, 4, 104-108.
- Martínez García, E. (1973).—Deformación y metamorfismo en la zona de la Sanabria. *Studia Geol.*, 5, 7-106.
- Martínez García, E. y Nicolau, J. (1973).—Los terrenos infraordovícicos de la antiformal de Martinamor (Salamanca). *Bol. Geol. Min.*, 84, 6, 407-418.
- Matte, Ph. (1968).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Trav. Lab. Univ. Grenoble*, 44, 153-281.
- Moro Benito, M. C. (1980).—Los yacimientos de Barita asociados al Sinclinorio de Alcañices-Carbajales de Alba y sus métodos de prospección. Tesis Dpto. Cristalografía y Mineralogía Univ. Salamanca.
- Parga Pondal, I., Matte, Ph. y Capdevila, R. (1964).—Introduction a la geologie de «l'Olló de sapo» formation porphyroide antesisuriense du Nord ouest de l'Espagne. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 76, 119-154.
- Puig y Larraz, G. (1883).—Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 1, 1-480.
- Quiroga, J. L. (1980).—La sucesión silúrica en tierras de Aliste y Carbajales (Zamora). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 147-155.
- Quiroga, J. L. (1981).—Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora. Tesis Doctoral, Dpto. Geotectónica, Univ. de Oviedo.
- Rabu, D. (1977).—Le Peleozoique du Bierzo. Tesis Doct. Univ. Rennes, 1-197.
- Ribeiro, A. (1974).—Contribution a l'etude tectonique de Tras-os-Montes Oriental. *Serv. Geol. de Port. Mem.*, 24 (Nova serie), 1-168.
- Riemer, W. (1963).—Entwicklung des Palaeozoikums in der sudlichen Provinz Lugo (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont.* 117, 273-285.
- Riemer, W. (1966).—Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 81, 7-20.
- Romarez, C. (1969).—Graptolites silúricos de Noroeste peninsular. *Com. Serv. Geol. Port.*, 53, 107-156.
- Texeira, C. y País, J. (1973).—Sobre a presença de Devónico na regio de Bragança (Quadramil e Mofreita) e de Alcañices (Zamora). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XVIII, 199-202.
- Truyols, J. (1969).—Un nuevo hito faunístico en el Georgiense de la Cordillera Cantábrica. *Com. Serv. Geol. Port.*, 53, 57-60.
- Truyols Massoni, M. y Quiroga, J. L. (1981).—Tentaculites dacronáridos en el Sinforme de Alcañices. Prov. de Zamora. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 2, 1, 171-174.
- Wagner, R. H. y Martínez García, E. (1974).—Ghe relation between geosynclinal folding phases and foreland movements in northwest Spain. *Studia Geol.* VII, 131-158.