

# Sobre la deformación hercínica de las series infraordovícicas del W. de Zamora.

QUIROGA, J. L. (\*)



## RESUMEN

Se estudian las características de la deformación hercínica en un sector del Paleozoico de Zamora (NW. de España), correspondiente a un dominio mesozonal y constituido por materiales infraordovícicos.

Las estructuras observadas son el resultado de una deformación polifásica hercínica. Las estructuras-menores aparecen controladas por el grado de metamorfismo, la anisotropía litológica y la geometría previa de los materiales.

La estructura mayor, puesta de manifiesto, corresponde a un antiforme de tercera fase, de gran amplitud, en cuyo núcleo llegan aflorar neises microglandulares, equiparables al «Ollo de Sapo» en su facies de grano fino.

## ABSTRACT

The deformation in the pre-ordovician mesozonal materials of North-western Zamora (NW Spain) is studied. The observed structures are caused by polyphase hercynian deformation. Minor structures are determined by the intensity of metamorphism, lithologic anisotropy and preexisting geometry of the rocks.

The main first order structure observed is an antiform of the third deformation phase in the core of which crop out microglandular gneisses comparable to the fine grained «Ollo de Sapo».

## INTRODUCCION

El Paleozoico del oeste de Zamora se encuadra dentro de las zonas, internas del Macizo Ibérico (Zona Galaico-Castellana, LOTZE, 1945), caracterizada por la presencia de series bien desarrolladas afectadas por una deformación polifásica, con polaridad orogénica hacia el NE.

El área de referencia se sitúa al S. de la Sierra de la Culebra y comprende dos grandes dominios estructurales, de dirección NW-SE. enmarcados por las cuarcitas del Arenig:

- el sinforme de San Vitero-Carbajales (QUIROGA, 1980), que comprende una variada litología de materiales silurico-devónicos afectados por un metamorfismo de tipo epizonal.
- el antiforme de Villadepera, constituido por monótonas series azoicas infraordovícicas, afectadas por un metamorfismo de tipo mesozonal, y que constituye el tema del presente trabajo.

Este segundo dominio se sitúa al W. de la ciudad de Zamora abarcando parte de las Hojas 367-368-369-396 y 397 del Mapa T. Nacional a 1:50.000. Está limitado al N. por las cuarcitas del Arenig, en facies armoricana; al S. por los denominados granitos de Sayago y al E. por el Terciario de la Meseta, comprendiendo una extensión de unos 30 × 15 Km.

Las estructuras presentan una dirección NW-SE., estando cortadas por la unidad granítica (s.e.) de Ricobayo-Fonfria, constituida en gran parte por una granodiorita precoz, y por el Complejo Laminar de Almaraz (LOPEZ PLAZA, com. pers.).

Dpto. de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

Los materiales estudiados están afectados por una deformación polifásica hercínica, que podemos descomponer de acuerdo con criterios de superposición, en tres fases principales, aproximadamente homooxiales y algunas tardías de menor entidad.

## ESTRATIGRAFIA

Las cuarcitas del Arenig están representadas con su facies típica armoricana. Contienen *Scolithus*, *Vexillum* y *Cruzianas*, (*C. furcifera* y *C. rugosa*), que permiten su datación.

Por debajo de muro a techo encontramos:

1. **Capas de Cerezal:** Presentan continuidad aparente con las cuarcitas anteriores. Se trata de esquistos satinados de tonos pardos alternando con capas de cuarcitas claras, tableadas, de potencia variable. Las intercalaciones cuarcíticas disminuyen hacia la base.

Los esquistos presentan como componentes esenciales cuarzo, sericita, clorita (biotita), y óxidos de hierro, turmalina y circón como accesorios.

Los niveles cuarcíticos son algo areniscosos, con cuarzo como componente fundamental y sericita feldespato potásico y plagioclasas como subordinados.

En los últimos metros de la formación, aparecen esporádicamente (hay cambios laterales de facies), unos 60 m. de bancos cuarcíticos tableados con finas intercalaciones de esquistos (Brandilanes, Cerro Pelado). Se trata de cuarcitas feldespáticas pardas, que presentan abundantes y anchos bilobites así como *Hiolites*, que no han podido ser clasificados.

La potencia estimada de esta formación es superior a los 600 m.

2. **Serie de Carrascal-San Román:** Forma una serie monótona y azoica constituida fundamentalmente por esquistos y micaesquistos pardos, intercalándose hacia el techo esquistos satinados azul-oscuros (Carrascal) y hacia la base algunos niveles delgados de cuarcitas feldespáticas de grano fino.

En la parte superior de la serie se ha localizado puntualmente, un nivel olitostromico de unos 100 m. de potencia (Ctra. Almaraz, Km. 2, 6), con abundante matriz pelítica y que incluye cantos de areniscas, esquistos y cuarcitas, muy deformados y de tamaño entre 3 y 50 cm.

En San Román, es decir hacia la base, los esquistos son más satinados, de tonos pardos y comienzan a presentar abundantes granates.

Los esquistos están constituidos por cuarzo, moscovita y biotita como fundamentales y feldespatos, óxidos de hierro, apatito, turmalina y circón como accesorios. Localmente presentan un mayor contenido en feldespatos y una incipiente microglandularización, llegándose en los términos basales a verdaderos neises. Suelen presentar entonces como minerales tipomorfos granate y estauroлита.

La potencia estimada para esta serie es superior a los 2000 metros.

Hacia el oeste, la citada serie es cortada por los granitoides, lo que unido a los pobres afloramientos dificulta ver claramente su relación con las Capas de Cerezal. Cartográficamente parece existir una discordancia entre ambas.

3. **Serie de Villadepera:** Encajada entre los granitoides, aflora en la parte occidental la que hemos denominado serie de Villadepera, correlacionable en gran parte con la serie anterior.

La carretera que pasa por la localidad citada, corta transversalmente a las estructuras, permitiendo un cierto estudio de detalle.

Dicha serie podemos considerarla dividida en dos tramos. El superior está constituida por esquistos y micaesquistos a los que se intercalan esporádicamente cuarcitas feldespáticas. Su potencia sobrepasa los 500 metros.

Los esquistos presentan aspecto satinado, tonos pardos y tamaño de grano variable. Es-

tán constituídos por moscovita, biotita y cuarzo como minerales principales, y circón y turmalina como accesorios.

Las cuarcitas son de tonos claros, grano fino. La asociación típica es cuarzo-plagioclasa-biotita-feldespato potásico. Como accesorios apatito, turmalina, circón.

El tramo basal aparece cartográficamente en el núcleo de un antiforme de tercera fase. Se trata fundamentalmente de neises microglandulares, aunque se intercalan niveles esquistosos.

El tránsito de los esquistos a los neises parece realizarse de forma gradual, observándose diversos estadios, en lámina delgada.

Los neises presentan una coloración parda a gris y estructura néisica, con matriz abundante.

Petrográficamente están constituídos por fenoblastos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo azul, a veces corroído. El tamaño de los blastos alcanza los 5 mm. y están englobados en una fina matriz de sericita, biotita, moscovita y cuarzo.

Como accesorios presentan apatito, turmalina y circón. El feldespato suele ser ortoclasa y la plagioclasa albita.

Como minerales tipomorfos aparecen granates y en ocasiones estauroлита.

Existen cambios laterales de facies tanto en lo que respecta a tamaño de grano como a composición.

Los blastos presentan una marcada orientación, en virtud de la primera fase de deformación.

La potencia estimada de este tramo basal sobrepasa los 300 metros.

## Correlaciones

Los únicos materiales datados de los anteriormente citados son las cuarcitas del Arenig. No se han localizado niveles carbonatados. Por tanto son posibles diversas interpretaciones en la correlación de las series descritas así como en lo relativo a su edad. No vamos a entrar en una discusión al respecto ya que el tema central del presente trabajo es otro. No obstante señalaremos que las Capas de Cerezal tienen gran probabilidad de representar al Tremadoc. Por otra parte los investigadores portugueses que han trabajado en zonas limítrofes (RIBEIRO et al, 1970, 1974) cartografían las denominadas Cuarcitas Inferiores, correspondientes a la base del Ordovícico y que serían equivalentes a los niveles basales de las Capas de Cerezal. Dichos autores señalan también que los niveles carbonatados que aparecen en la serie esquistograuváquica y de edad probablemente georgiense, son sustituidos hacia el E. por cuarcitas feldespáticas.

En cuanto a los neises microglandulares los correlacionamos con el «Ollo de Sapo» en su facies de grano fino, puesto que un poco más al S. y por debajo (Fariza) aparecen en la facies de megacrístales (QUIROGA, 1977).

## ESTUDIO ESTRUCTURAL

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

La estructura mayor observada corresponde a un antiforme de tercera fase, de gran amplitud, que presenta en su núcleo neises microglandulares. Tal estructura pertenece al antiforme de Chaves-Miranda do Douro, que separa las cuencas de Bragança-Morais (RIBEIRO, 1974) y que sería a grandes rasgos semejante al antiforme de Sanabria-Ortegal.

Los materiales presentes se encuentran por debajo de la isograda de la biotita y por encima de la de la andalucita-sillimanita.

En el dominio estudiado se observa en las partes más internas una foliación metamórfica, que corresponde a la estructura planar de los neises. El tránsito de la foliación a la esquistosidad de flujo se realiza de manera gradual y dentro de la zona del granate, disponiéndose ésta paralelamente al plano axial de los pliegues  $P_1$  a los que parece asociada.

El hecho de que el sector en que estamos trabajando abarque un dominio mesozonal y otro epizonal contiguos, permite observar la variación estructural de la deformación hercínica en el mismo.

Desde un punto de vista descriptivo podemos considerar dividido el sector en tres niveles estructurales (ARTHAUD et MATAUER, 1969), con características metamórficas, litológicas y estructurales diferentes.

El nivel más externo correspondería a los materiales supraordovícicos (Serie de San Vitero-Carbajales) encuadrados dentro de un dominio epizonal, por encima de la isograda de la biotita, y no estudiados en este trabajo.

El siguiente nivel estructural estaría encuadrado entre las cuarcitas del Arenig, que corresponden prácticamente a la isograda de la biotita, y el frente superior de la foliación metamórfica. Por último el nivel estructural más interno estaría dentro del dominio de la foliación metamórfica.

La primera deformación es la principal y más penetrativa afectando a todos los materiales presentes, asociándose a la misma una foliación metamórfica en el nivel estructural más interno, que pasa a esquistosidad de flujo en los otros niveles.

Cuando va a actuar la segunda deformación se encuentra con unas características distintas en cada nivel estructural. En el nivel más interno la única superficie anisotrópica que existe es la  $S_1$  de foliación y en posición subhorizontal. En el siguiente nivel estructural la  $S_1$  es la única superficie previa en materiales pelíticos, aunque la  $S_0$  comienza a manifestarse paulatinamente en materiales competentes, al disminuir el grado metamórfico. La disposición inicial de las superficies  $S_1$ , en este nivel estaría en tránsito hacia los  $45^\circ$ . En el dominio más externo, la  $S_1$  sería ya subvertical y las superficies  $S_0$  presentarían disposiciones espaciales variadas.

### La deformación $D_1$ :

Aparece controlada por el gradiente tectónico, el grado de metamorfismo y la anisotropía litológica.

En el nivel inferior, los pliegues  $P_1$  son irreconocibles debido probablemente al fuerte aplastamiento. Las venas de cuarzo son paralelas a la foliación metamórfica, cuyo plano, corresponde al plano de aplastamiento de blastos pretectónicos, definiendo pues un plano XY del elipsoide de deformación, correspondiendo el estiramiento máximo a la dirección X.

Los blastos de cuarzo son abundantes en el conjunto de los neises microglandulares. La orientación de los mismos presenta su plano ecuatorial paralelo al de la foliación. Los blastos de feldspatos están rodeados por una matriz que señala la foliación, desarrollándose en sus extremos colas de presión generalmente cuarzosas.

Del estudio de las características estructurales y texturales de los neises parece deducirse que la deformación  $D_1$  parece contemporánea del metamorfismo principal, quedando la foliación marcada por la orientación general de los minerales sinmetamórficos (micas, cuarzo) y de los blastos, apareciendo estos orientados de modo que su plano ecuatorial es paralelo al plano de esquistosidad.

**Los pliegues  $P_1$ :** En el dominio de la foliación los pliegues  $P_1$  no son observables debido a procesos de transposición. Hacia las partes más externas los pliegues menores  $P_1$  son de tipo similar en todas las litologías, con esquistosidad de flujo de plano axial. Sus parámetros geométricos varían en función del grado metamórfico y de la litología.

Respecto a los mecanismos que han intervenido en su génesis, el elevado grado de evolución que presentan, dificulta su interpretación. Por otra parte se puede llegar a resultados análogos a través de vías distintas de evolución.

La presencia de una esquistosidad generalizada, así como algunas estructuras asociadas, señalan un acortamiento importante, lo cual estaría en relación con una compresión, al menos subparalela a la estratificación. En estas condiciones las capas competentes responderían según un proceso de «buckling». Durante el mismo, los pliegues originados serían de tipo pa-

raleo. Los pliegues similares pueden originarse a partir de los de tipo, paralelo, mediante un proceso de aplastamiento que actúe simultáneamente al «buckling» (HUDLESTON, 1973) y/o con posterioridad a él (RAMSAY, 1967).

**La esquistosidad  $S_1$ :** 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, la  $S_1$  aparece como un «slate 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 forma gradual, sin que sea posible establecer un límite espacial preciso.

La  $S_1$  aparece con frecuencia transpuesta por la fase II, siendo en estos casos problemática su observación.

En relación de los mecanismos generadores de la  $S_1$ , podemos señalar de acuerdo con los conocimientos actuales, la participación de procesos de disolución por presión, rotación mecánica de minerales de formación intracristalina y cristalización de minerales orientados.

La cristalización de minerales orientados es evidente en todo el dominio mesozonal. El mecanismo de disolución por presión seguramente está enmascarado en los dominios de más alto metamorfismo, pero es bastante evidente en el dominio epizonal. La deformación intracristalina no parece tener demasiado desarrollo.

### **La deformación $D_2$ :**

La deformación  $D_2$  muy intensa, asociada a un metamorfismo elevado y casi tan penetrativa como la  $D_1$ , parece afectar a todo el sector estudiado.

Ya hemos señalado que durante la primera deformación las rocas sufrieron un intenso plegamiento, con deformación ductil y acortamiento importante, lo cual va modificando las características originales de los materiales, que progresivamente se van endureciendo.

A partir de un cierto estadio de evolución, aparecen nuevos procesos tales como zonas de cizalla ductil y fallas inversas y/o cabalgamientos que modifican las estructuras menores.

**Los pliegues menores:** Los pliegues  $P_2$  presentan características variadas en función del grado metamórfico de la litología y de su relación o nó con las zonas de cizalla. Esta variedad geométrica ha llevado a interpretarlos erróneamente en ocasiones.

En general son pliegues apretados, de tipo similar o próximo y de órdenes diversos desde centimétricos a hectométricos.

En zonas de cizalla su característica más notable en su falta de cilindricidad, con charnelas curvas cuyo eje puede llegar a doblarse hasta  $90^\circ$ .

Su disposición actual resulta de la interferencia con los pliegues posteriores fundamentalmente con la fase III.

**La esquistosidad  $S_2$ :** La  $S_2$  se presenta en los afloramientos como esquistosidad de plano axial de los pliegues  $P_2$ . Se trata de una superficie muy penetrativa evidente en todo el dominio mesozonal.

En las zonas más internas se trata de una verdadera «schistosity» que llega a borrar prácticamente la esquistosidad anterior. En ocasiones parece que la superficie observada corresponde a ambas esquistosidades, estando representada la  $S_2$  por el reaplastamiento de la  $S_1$ .

El aspecto de la  $S_2$  depende del grado metamórfico y de la litología existiendo un tránsito de «schistosity» a un «slate cleavage» y a una esquistosidad de crenulación. Localmente se hace más espaciada al atravesar niveles competentes, pudiendo observarse entonces como transpone a la  $S_1$ .

Respecto a los mecanismos implicados en su génesis es válido lo señalado en la  $S_1$ . En el dominio de la crenulación, los mecanismos generadores principales parecen ser la disolución por presión y la recristalización dinámica junto con un «recovery» y «flexural-slip».

### **La deformación $D_3$ :**

Se manifiesta en el sector estudiado por una serie de pliegues de amplitud variable, que deforman la estructuras anteriores y a los que se asocia una esquistosidad de crenulación visible en los niveles pelíticos.

La estructura mayor observada en relación con esta fase es el antiforme de Villadepera, de amplitud kilométrica y prácticamente homoaxial con las estructuras anteriores.

Las estructuras y microestructuras asociadas presentan una distribución heterogénea, estando controladas por la existencia o no de una anisotropía previa y por la disposición geométrica espacial en relación con la compresión actuante durante esta fase.

Del estudio de los mecanismos de deformación parecen deducirse unas condiciones de metamorfismo bajas, lo que coincide con las características señaladas en otros sectores análogos de la Cadena.

**Los pliegues menores:** El desarrollo de los pliegues menores aparece condicionado por el gradiente metamórfico, la litología y sobre todo por la disposición espacial de las superficies previas.

En general los  $P_3$  son mucho menos apretados que los anteriores, con geometrías que van de formas tipo «chevron» a tipo paralelo.

Los planos axiales son subverticales, con suave vergencia al SW. y los ejes subhorizontales con dirección general NNW-SSE.

**La esquistosidad  $S_3$ :** Se trata de una esquistosidad de crenulación que constituye el plano axial de los  $P_3$ . Su aspecto está en relación con la litología y con el grado metamórfico, siendo más penetrativa en niveles pelíticos. En rocas competentes no suele observarse, tratándose en último caso de una esquistosidad grosera, de espaciamiento variable.

Los planos de la  $S_3$  son subverticales y bastante constantes en dirección y pendiente.

Del estudio de láminas delgadas se comprueba que la  $S_3$  presenta una serie de estadios evolutivos. El primer estadio de la crenulación es la flexión de micas, que da lugar a una deformación interna de la red. Al aumentar la flexión se puede llegar a una pérdida de cohesión a lo largo de las superficies de exfoliación originándose grietas que son rellenadas por otros minerales. Si la deformación prosigue, las micas terminan por romperse, pudiendo asociarse un proceso de «recovery», con lo que se termina obteniendo charnelas agudas tipo «chevron.»

En las zonas más metamórficas, son frecuentes filoncillos de cuarzo subparalelos a la  $S_1$  y replegados por la  $S_3$ , cuyos flancos presentan un fuerte adelgazamiento o llegan a desaparecer. Esto parece estar en relación con procesos de disolución por presión, los cuales parecen haber tenido un importante papel en la génesis de la  $S_3$ .

### **Las deformaciones tardías**

Con posterioridad a la deformación  $D_3$ , el sector estudiado ha sufrido los efectos de algunas deformaciones menores y que completan la estructura general que hoy observamos.

Desde el punto de vista cartográfico se observan los efectos de suaves abombamientos de escasa amplitud y gran longitud de onda que hacen cabecear ligeramente las lineaciones  $L_3$ .

Aparece también una tectónica de fractura que da lugar a fallas y diaclasas.

Localmente se observan «kink-bands» subverticales y pliegues asociados a rejuegos tardíos de fracturas.

En relación con los granitoides aparecen una serie de fracturas, siendo las direcciones más frecuentes NW-SE y N-S.

Asociadas a las fases desintivas se desarrollan varias familias de diaclasas cuyas direcciones más frecuentes son NW-SE y NEE-WSW que son cortadas por otras E-W y NNE-SSW.

## DISCUSION

Respecto a la deformación hercínica en el Macizo Ibérico se han elaborado varias interpretaciones.

Haciendo un breve repaso de las principales hipótesis establecidas tenemos:

MATTE (1968) propone para el NW de la Península un modelo estructural basado en dos fases principales de deformación. RIBEIRO (1970), intercala una fase de cabalgamientos, a la que se asocia localmente una crenulación, entre las dos fases de MATTE. Este esquema es extendido por MARCOS (1971) a la Zona Occidental de Asturias y por PEREZ ESTAUN (1978) a toda la Zona Astur-Occidental-Leonesa. BASTIDA y PULGAR (1978) aceptan igualmente el modelo de tres fases en su estudio de la Costa Cantábrica, pero relacionan la fase II con zonas de cizalla dúctil y/o cabalgamientos.

El modelo de tres fases, con una fase II de crenulación subhorizontal se propone en algunas áreas locales (MARTINEZ FERNANDEZ, 1974, en los Arribes del Duero; DIAZ BALDA y col., 1977, al Sur de Salamanca).

Por último NORONHA et al. (in litt.) realizan una síntesis de las fases de deformación en el NW., proponiendo un modelo también de tres fases hercínicas, haciendo constar la variación que experimenta la fase II desde las zonas internas a las externas.

En diversas ocasiones algunos investigadores (OEN ING SOEN, 1970; FERRAGNE, 1972; MEERBEKE et al. 1973; MARTINEZ GARCIA, 1973; ALDAYA y col. 1973), señalan la posible existencia de una fase anterior a la I de MATTE.

Las fases I y II indicadas en este trabajo, concuerdan en líneas generales con las establecidas por MARTINEZ GARCIA (1973) en la Región de la Sanabria. Así para la fase II, este investigador señala que se trata de una fase muy penetrativa a la que se asocia una intensa esquistosidad de flujo y que su posición original debió ser subhorizontal o vergente al SW, y estando relacionada con un metamorfismo de presión intermedia. Señala también que debido a la intensidad de la fase II, la fase I queda casi borrada en materiales pelíticos.

Por otra parte ALDAYA y col. (1973), describen las características de esta fase II en diversos sectores del hercínico, aunque consideran que se trata de la I de MATTE. Es importante señalar que en este interesante trabajo, ya se ponía de manifiesto como la esquistosidad asociada a esta fase II pasaba de ser de flujo en las zonas más metamórficas, a ser de crenulación en áreas más externas, observándose incluso dicha transición sobre una misma muestra (Fig. 8, obra cit.).

Por último ORTEGA (1980) en un estudio estructural del extremo septentrional de la Fosa Blastomilonítica y MARQUINEZ (in litt.) en el área de Lalín-Forcarei-Beariz (Galicia Central), proponen también un modelo de tres fases principales de deformación, cuyas características encajan globalmente con las reseñadas en nuestro trabajo. Así indican que a la fase II se asocia una esquistosidad de crenulación, que en ocasiones llega a obliterar a la primera esquistosidad, tratándose de una estructura muy penetrativa, tipo «schistosity».

Respecto a la edad de las fases descritas en este trabajo, señalamos que en el sector estudiado (W. de Zamora), donde se puede observar claramente su evolución desde dominios mesozonales a epizonales, la fase I afecta al menos a materiales silúricos y del Devónico inferior perfectamente datados.

Con ello no nos oponemos a la posible existencia de deformaciones antehercínicas; solamente indicamos que en el sector estudiado no hemos visto hasta ahora evidencia de las mismas.

Otro problema es la presencia de microconglomerados con fragmentos de rocas metamórficas, dentro de los materiales de la Serie de San Vitero (MARTINEZ GARCIA, 1972; ALDAYA et al., 1976). Nosotros sospechamos que dichos fragmentos deben de estar en relación

con materiales afectados por la orogénesis caledónica y que pudieron estar situados en lugares diversos de la Península o en sus proximidades. Recordemos que los fragmentos metamórficos señalados están en relación con procesos turbidíticos y que el tamaño de los mismos es de algunos milímetros. Los aportes, según los datos de campo, provendrían del oeste.

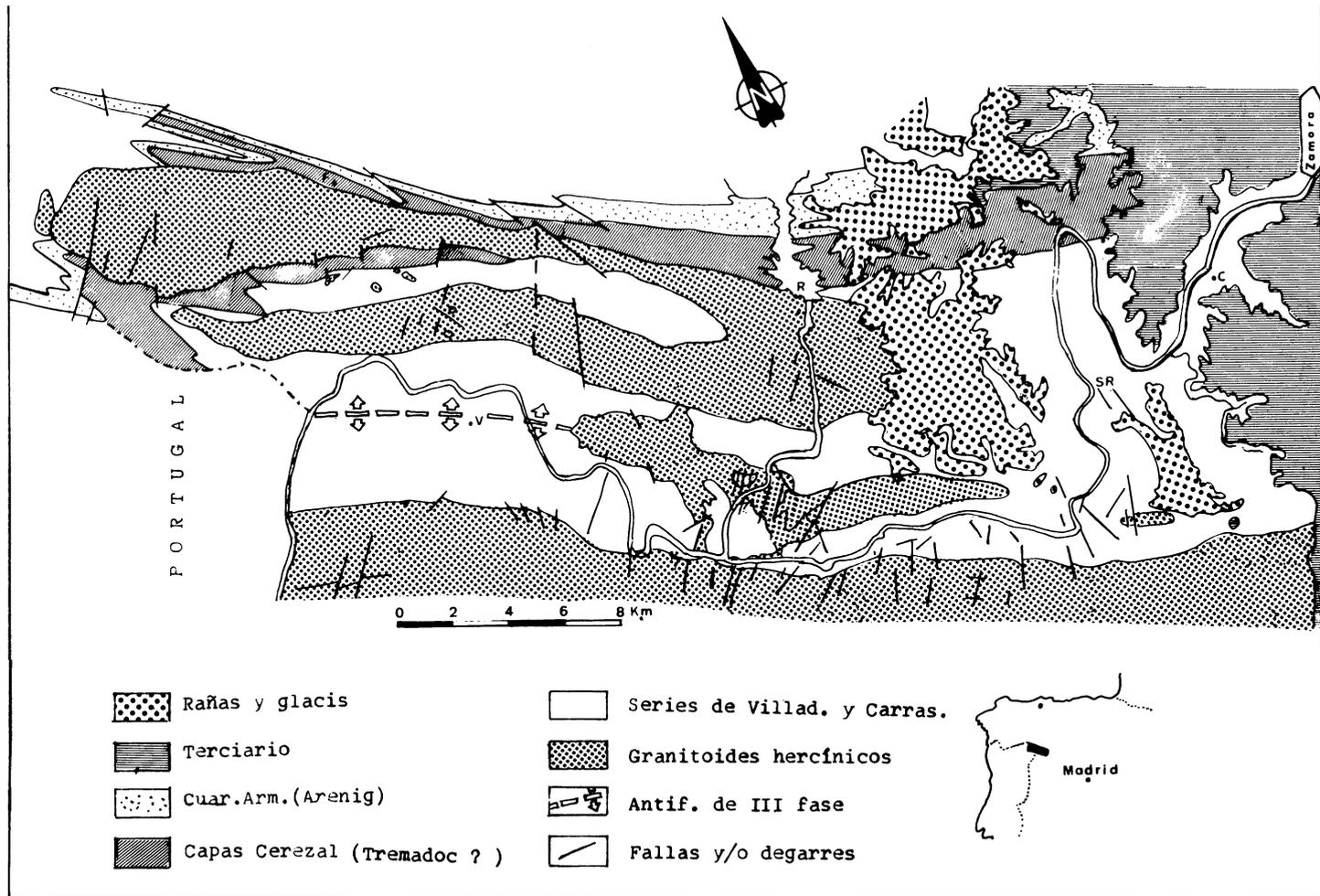
Existen diversos investigadores que apoyan la presencia de deformaciones caledónicas en la Península. Tales son los trabajos de ANTHONIOZ et FERRANGNE, 1978; MARTINEZ GARCIA et al. 1975; BAYER et MATTE, 1979.

Nos resulta difícil imaginar que en los citados fragmentos de rocas metamórficas se conserven dos deformaciones (esquistosidad crenulada) y que estas evidencias no se localicen en otros lugares del hercínico.

## BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; MARTINEZ GARCIA, E. (1973). «Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica». *Studia Geol.*, t VI, 29-48. Salamanca.
- ALDAYA, F.; CARLS, F.; MARTINEZ GARCIA, E. y QUIROGA, J. L. (1976). «Nouvelles précisions sur l'âge de la serie de San Vitero (Zamora, Nord-Ouest de l'Espagne)». *C. R. Acad. Soc. Paris (serie D)*, t. 283, 881-883.
- ANTHONIOZ, P. M. et FERRAGNE, A. (1978). «Le Precambrien polymétamorphique allochtone du Nord-Ouest de la P. Ibérique, témoin d'une nappe de charriage caledonienne?». *Cuad. del Sem. est. cerámicos de Sargadelos*. Santiago. t. 27, 25-39.
- ARTHAUD, F. et MATTAUER, M. (1969). «Niveau structural, faciès tectonique, profil tectonique. C.R. Ac. Sc. Paris, t. 268, 1161-1164.
- 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 Geología. Univ. de Oviedo*. t. 10, 75-124.
- BAYER, R. & MATTE, P. (1979). «Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (NW Spain) a nappe emplaced during a Variscan Obduction?». *Geology*, t. 7, 103-106.
- CORROCHANO, A y QUIROGA, J. L. (1974). «La discordancia Paleozoico-Terciaria al SW de Zamora». *Studia Geol.*, t VII, 123-130. Salamanca.
- DIEZ BALDA, M. A.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; GONZALEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS M. (1977). «La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al sur de Salamanca». *Studia Geol.*, t XII, 91-108. Salamanca.
- FERRAGNE, A. (1972). «Le précambrien et le Paléozoïque de la province d'Orse (Nord-Ouest de l'Espagne. Stratigraphie, Tectonique-Métamorphisme)». Thèse. Univ. Bordeaux 1.
- HUDLESTON, P. J. (1973). «The analysis and interpretation of minor folds developed in the Moine rocks of Monar. Scotland». *Tectonophysics*, t 17, 89-132.
- LOTZE, F. (1950). «Observaciones respecto a la división de los variscidos de la meseta Ibérica». *Publ. Ext. s. Geol. de España*, t V, 149-166.
- MARCOS, A. (1971). «Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el trascurso de una nueva fase hercínica de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Ast.*, XV, t 4, 59-64. Oviedo.
- MARQUINEZ, J. L., (in litt). «Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (zona Lalín-Forcaei-Beariz)». *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, n° 2. La Coruña.
- MARTINEZ FERNANDEZ, F. J. (1974). «Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Prov. de Salamanca y Zamora)». Tesis doctoral. Fac. Ciencias. Salamanca.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1972). «E silúrico de San Vitero (Zamora). Comparación con series vecinas e importancia orogénica». *Acta Geol. Hisp.*, t VII. 104-108. Barcelona.
- (1973). «Deformación y metamorfismo en la zona de la Sanabria (Prov. de León, Zamora y Orse)». *Studia. Geol.*, t V, 7-106. Salamanca.
- MARTINEZ GARCIA, E.; FERNANDEZ POMPA, F.; ARCE, M.; FERNANDEZ MARTINEZ, F.; FERNANDEZ TOMAS, J. y MONTERERIN, V. (1975). «Nuevos datos para la interpretación del Complejo básico de Cabo Ortegal (Galicia, NW de España)». *Tecniterrae*, n° 7, 8-12. Madrid.
- MATTE, Ph. (1968). «La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble*, t 44, 153-281.
- MEERBEKE, G. L. E. van; HILGEN, J. D. & FLOOR, P. (1973). «Preliminary results of the investigations of the Central Galician Schist area (prov. Orse and Pontevedra, NW Spain)». *Leidse Geol. Meded.* t 49, 33-37.
- NORONHA, F.; RAMOS, J. M. F.; REBELO, J. A.; RIBEIRO, A. e RIBEIRO, M. L. (in litt). «Ensaio de correlação das fases de deformação hercínicas no Nor-oeste peninsular». V Reunión sobre la Geol. del W de la Península Ibérica. 1977. Leiden-Salamanca-Porto.
- OEN ING SOEN (1979). «Granite intrusion, folding and metamorphism in Central-Northern Portugal». *Bol. Geol. Min.*, t 81, fasc. 2-3, 271-298. Madrid.
- ORTEGA, E. (1980). «Aportacions a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, extremo septentrional de la fosa blastomilonítica. La Coruña». *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, n° 1, 177-186. A Coruña.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978). «La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la Zona Astur-Occidental-Leonesa (W de León, NW de España)». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid*.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883). «Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora». *Mem. Com. Mapa Geol. España*.

- QUIROGA, J. L. (1977). «Sobre el «Ollo de sapo» de Villadepera (Zamora) y su relación con el de Miranda do Douro». *Studia Geol.*, t XII, 161-167. Salamanca.
- (1980). «La sucesión silúrica en Tierras de Aliste y Carbajales (Zamora)». *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, nº 1, 147-156. A Coruña.
- RAMSAY, J. G. (1967). «Folding and Fracturing of rocks». Mc. Graw-Hill, New York, 568 pp.
- RIBEIRO, A. (1970). «Position structurale des Massif de Morais et Bragança (Tras-os-Montes)». *Com. Serv. Geol. Port.*, nº 104, 115-138.
- (1974). «Contribution a l'étude tectonique de Tras-os-Montes oriental». *Serv. Geol. Portugal. Mem.*, 24. Lisboa.
- TEIXEIRA, C. (1955). «Notas sobre a Geología de Portugal: o Complejo xisto-grauváquico anteordoviciano». Lisboa, 1955, 50 pp.



Esquema geológico del sector estudiado. C: Carrascal, SR.: San Román; R: Ricobayo; V: Villadepera; F: Fonfría.

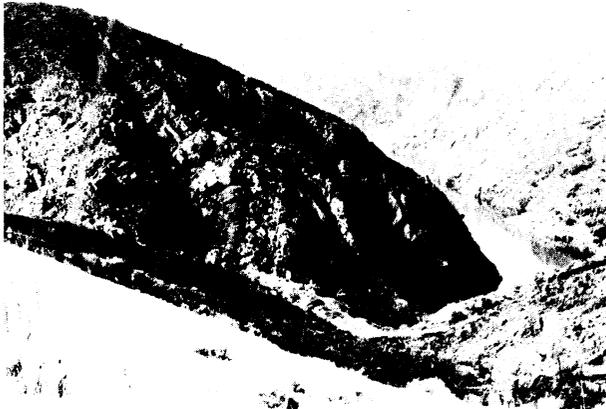
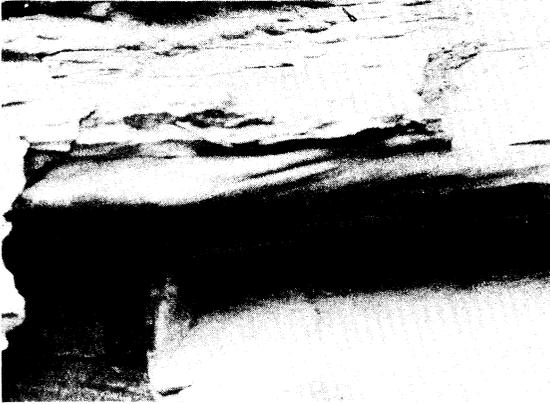
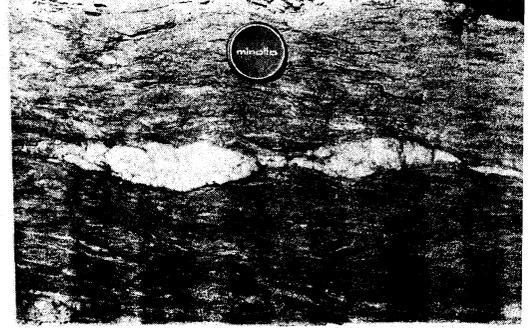
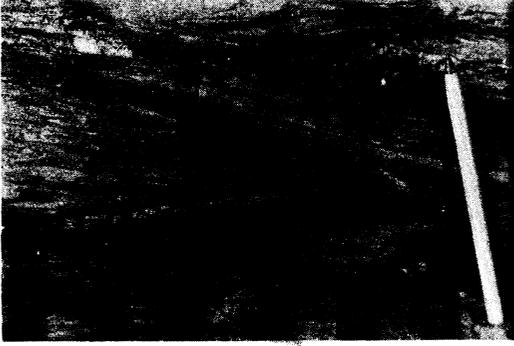


Lámina 1. — A) Pliegue  $P_2$  con esquistosidad  $S_2$  de flujo. (Ctra. Almaraz). B) «Boudinage» asociado a la fase II. (Emb. San Román). C) Charnela de fase II. (Emb. de Castro). D) Pliegue  $P_2$  plegado por fase III. (Emb. de Castro). E) Pliegues de fase III. (Villadepera). F) Interferencia II/III. (Ctra. de Peruela).

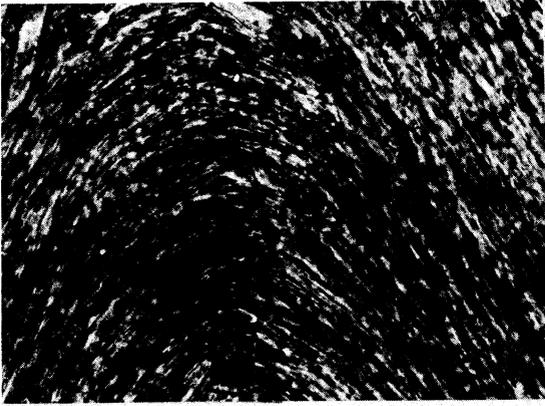


Lámina 2. — A, B y C) Diversos estadios de evolución de la  $S_3$  de crenulación. La esquistosidad plegada es la  $S_2$ . (Emb. de Castro. Zona granate-estauroilita). D y E) Aspectos de la esquistosidad de crenulación  $S_3$  en la zona de la Biotita.

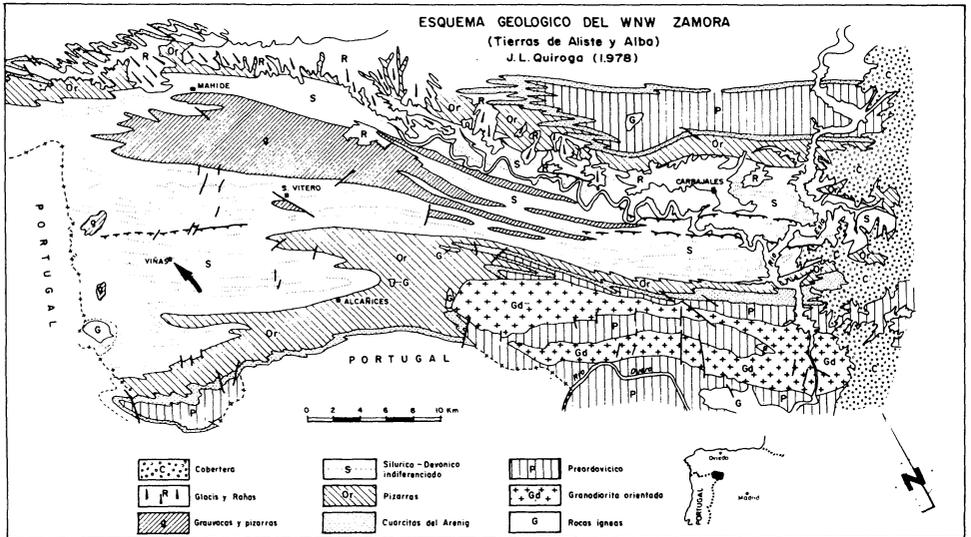


Fig. 1.—Situación de la muestra estudiada.