



# B R E V I O R A

# GEOLOGICA ASTURICA

INSTITUTO DE GEOLOGIA APLICADA. FACULTAD DE GEOLOGIA.  
UNIVERSIDAD DE OVIEDO (ESPAÑA)

AÑO XXVII (1983) (Publ. 1986)

Núms. 1-2

ISSN 0520-9455

**Pedro Fariás & Jorge Marquínez (\*).**—NUEVOS DATOS SOBRE LA ESTRUCTURA GEOLOGICA DEL AREA DE VERIN (GALICIA).

## INTRODUCCION

En el cuadrante sur-oriental de la provincia de Orense, en torno a la localidad de Verín, aflora un extenso conjunto de rocas metasedimentarias, enmarcado por granitoides hercínicos, que se prolonga hacia el Sur en la región portuguesa de Tras-os-Montes. Todo este sector constituye el límite SE de la denominada subzona de Galicia Media-Tras-os-Montes (RIBEIRO 1974) incluida por JULIVERT *et alt.* (1974) dentro de la Zona Centro-Ibérica del Macizo Herciniano Ibérico.

El área de Verín, objeto de este trabajo (Figs. 1 y 2), ha sido estudiada por parte de autores precedentes, pudiendo destacarse por su especial trascendencia los trabajos de FERRAGNE (1972), en los que se pone en evidencia la existencia de materiales de una edad probable silúrica, ocupando el núcleo de una gran estructura sinformal, en cuyos flancos afloran metasedimentos que este autor atribuye al Ordovícico. El mismo autor propone la existencia de una importante deformación caledoniana como solución a las diferencias de estilo tectónico entre las rocas ordovícicas y el Silúrico suprayacente.

En las hojas del Mapa Geológico Nacional a la escala 1 : 50.000, incluidas en este área, se establecen numerosas precisiones cartográficas, rechazándose en las más modernas (ARCE DUARTE *et alt.* 1981; ALONSO *et alt.* 1981; RUBIO NAVAS y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ 1981) las hipótesis de FERRAGNE referentes a la edad de las deformaciones. Por su parte, ALONSO y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1982) establecen un modelo estructural basado esencialmente en dos fases de deformación hercínicas, coherente con el de otros sectores vecinos de la cordillera.

---

(\*) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

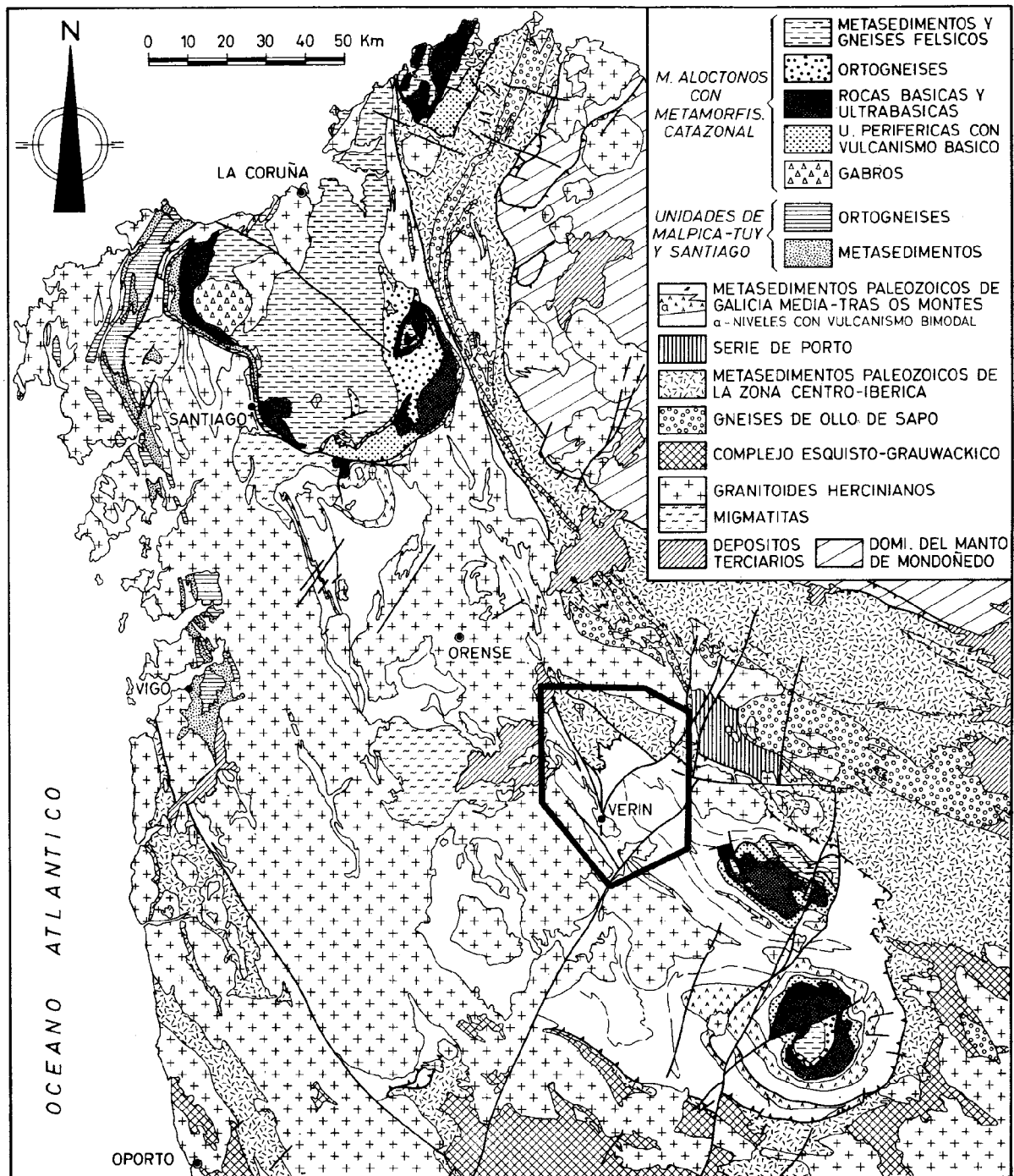


Fig. 1.-Esquema geológico del NW de la Península Ibérica en el que se destaca la situación del área estudiada en este trabajo.

No obstante, subsisten importantes problemas en el conocimiento geológico de este sector, que resulta por otra parte una zona clave para conocer las relaciones existentes entre la subzona de Galicia Media-Tras-os-Montes y el dominio vecino del Olló de Sapo.

### SINTESIS GEOLOGICA DE LA ZONA

Los resultados obtenidos en este trabajo permiten separar en la zona dos dominios geológicos distintos, cuya situación se muestra en el esquema de la Fig.

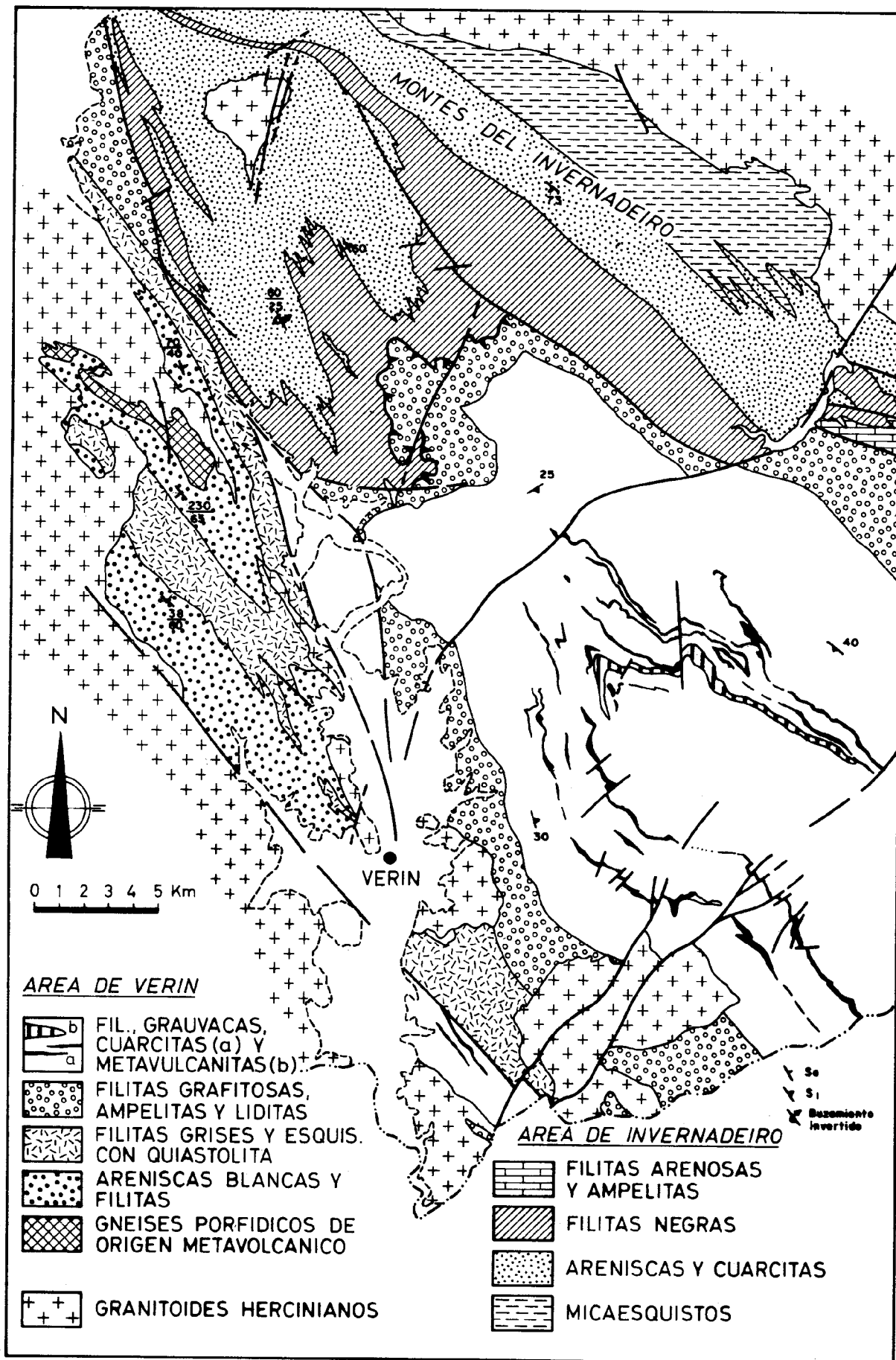


Fig. 2.-Mapa geológico sintético del área estudiada.

3: el Dominio de Verín y el Dominio del Invernadeiro, separados por importantes accidentes tectónicos.

### *Dominio del Invernadeiro*

Ocupa la parte Norte y Oriental de la zona y está constituido por una secuencia de rocas metasedimentarias a las que se atribuye una edad cambro-or-dovícica por FERRAGNE (1972) y ordovícica por autores posteriores (ARCE DUARTE *et alt.* 1981; ALONSO *et alt.* 1981; RUBIO NAVAS y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ 1981) en base a su correlación con series vecinas datadas paleontológicamente en el Dominio del Olló de Sapo (MATTE 1968) (Fig. 4a). La base de esta secuencia está formada

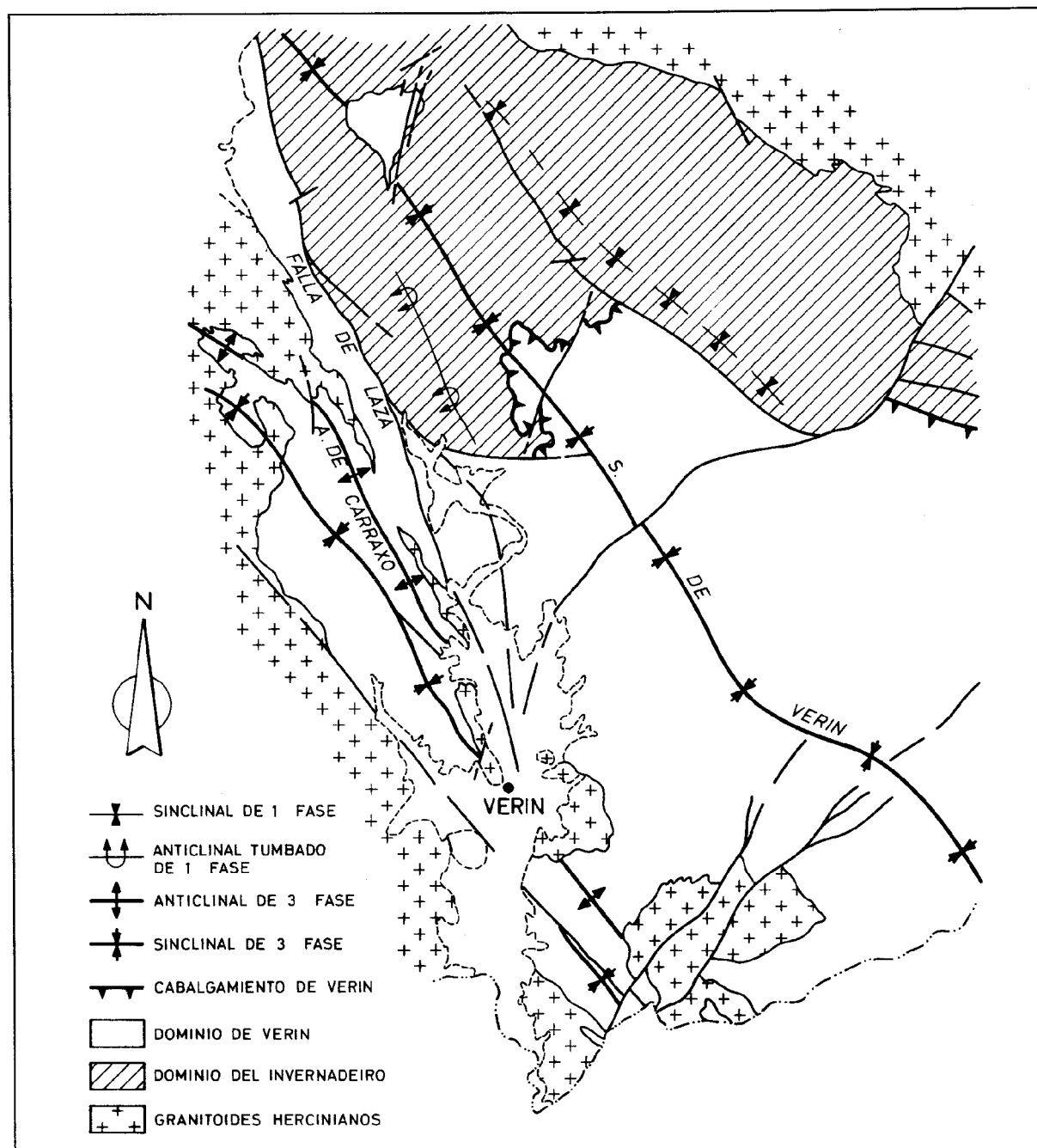


Fig. 3.-Esquema tectónico mostrando la extensión de los dominios descritos y las estructuras más importantes.

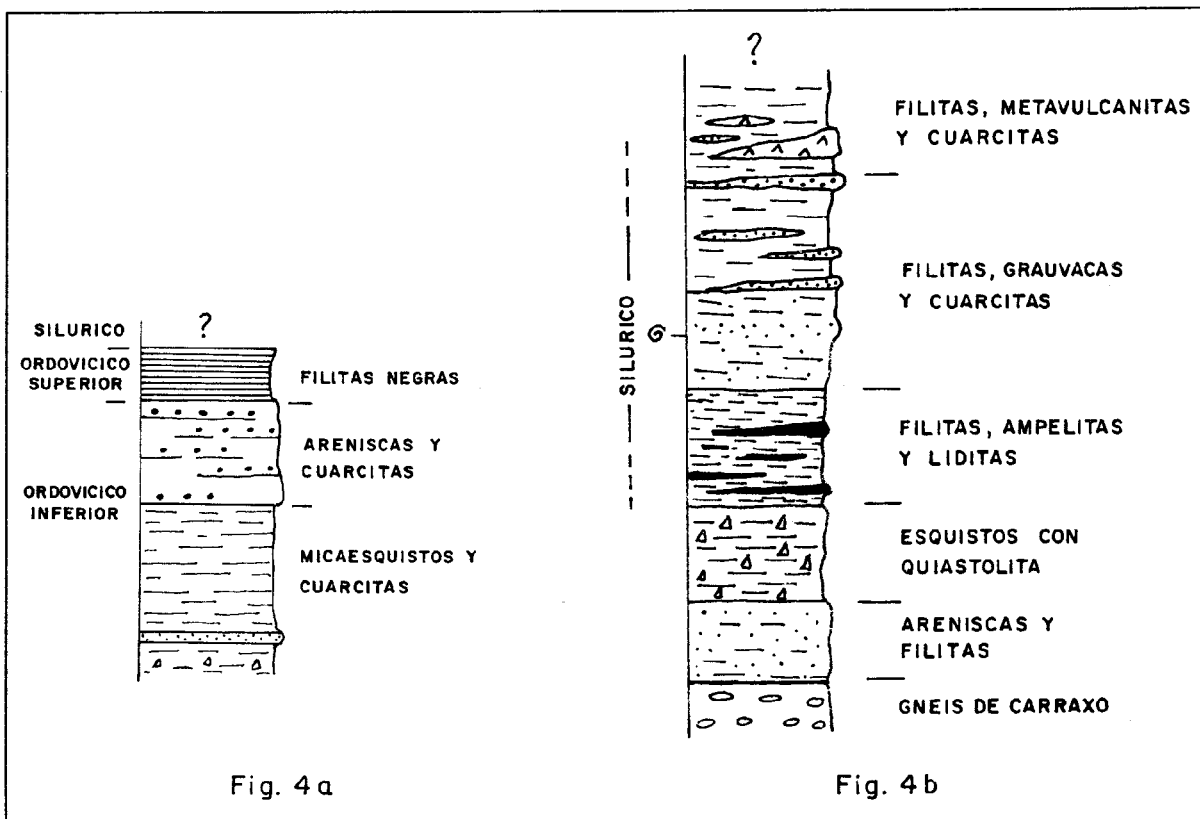


Fig. 4.-Columnas estratigráficas esquemáticas correspondientes a las sucesiones del Dominio del Invernadeiro (4a) y de Verín (4b).

principalmente por filitas grises sobre las que se sitúa una serie predominantemente cuarcítica con delgadas intercalaciones pelíticas y, finalmente, un conjunto de filitas negras muy homogéneas. Esta secuencia, perfectamente correlacionable con la sucesión ordovícica del Dominio del Olo de Sapo, alcanza en este sector una potencia aproximada de 4.000 m, dato que debe utilizarse con cautela dada la importante deformación existente. En el extremo oriental del Dominio del Invernadeiro, a techo de las filitas negras atribuibles al Ordovícico superior y muy probablemente en contacto mecánico con ellas, aflora un conjunto de ampelitas, filitas y areniscas que pueden correlacionarse con las rocas silúricas que se encuentran comunmente sobre los materiales ordovícicos en el Dominio del Olo de Sapo.

Todos estos materiales descritos se encuentran deformados intensamente por una serie de estructuras que pueden ser agrupadas en varias fases. La primera de estas deformaciones se encuentra generalizada en todo el Dominio del Invernadeiro, manifestándose por la existencia de un gran sinclinal tumbado al que se asocian pliegues menores y una esquistosidad bien desarrollada. Este gran pliegue sinclinal es el responsable de la inversión de la sucesión en la parte occidental del dominio (Figs. 3 y 5).

La segunda fase de deformación, correspondiente a la fase 2 hercínica, se encuentra representada por la presencia de una esquistosidad de crenulación a veces muy penetrativa, asociada a pliegues de pequeña escala y que se encuentra más desarrollada hacia el techo de la sucesión, cerca del contacto en los materiales silúricos pertenecientes al Dominio de Verín.

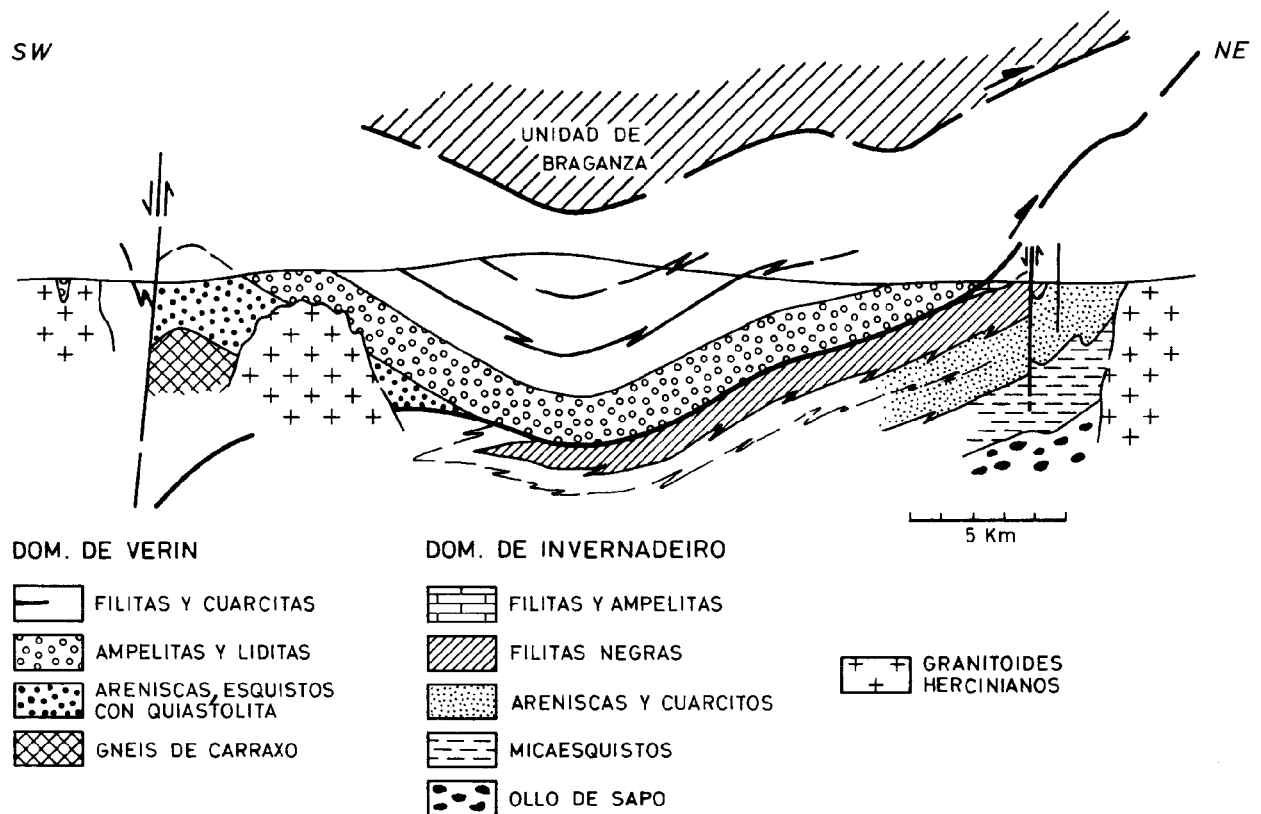


Fig. 5.—Corte geológico realizado en el extremo S del área estudiada, a partir de los datos expuestos en la Fig. 2.

La tercera fase de deformación hercínica está representada por pliegues de todas las escalas, generalmente no muy apretados, a los que se asocia una esquistosidad de crenulación subvertical que en el extremo Norte presenta un gran desarrollo, como ya han puesto de manifiesto ALONSO y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1982), llegando a obliterar a las estructuras anteriores.

### *Dominio de Verín*

La sucesión característica de este dominio (Fig. 4b) se inicia con un conjunto de ortogneises con blastos milimétricos de cuarzo y feldspatos que afloran en las proximidades de Carraxo, ocupando el núcleo de un anticlinal de tercera fase de deformación. Sobre ellos se encuentra un conjunto de psamitas con niveles de filitas grises a techo, en las que se desarrollan abundantes blastos de andalucita por efecto del metamorfismo térmico asociado a los granitoides más próximos. Todo este conjunto ha sido correlacionado por autores precedentes con la sucesión presilúrica del Dominio del Olló de Sapo y se les ha supuesto en continuidad cartográfica con las rocas del Dominio del Invernadeiro. No obstante, y a pesar de la ausencia de datos sobre su edad, las notables diferencias litológicas con aquellos materiales desaconseja tal correlación, encontrándose separados ambos conjuntos de rocas en la actualidad por importantes accidentes tectónicos.

Sobre las filitas con andalucita se sitúa una serie caracterizada por la abundancia de ampelitas y liditas con algún nivel calcáreo de muy poca entidad.

La sucesión prosigue con una potente secuencia de micaesquistos y filitas arenosas en las que se intercalan algunas capas de cuarcitas blancas de grano grueso y algún nivel de metavolcanitas ácidas e intermedias. Esta secuencia puede superar los 3.000 m de espesor y se prosigue hacia el S, en Tras-os-Montes, constituyendo el autóctono relativo del Complejo de Braganza (RIBEIRO 1974). Cerca de su base, en las proximidades de la localidad de Servoy, se encontró una fauna de graptolites correspondiente al Wenlock superior (ROMARIZ 1969) que constituye por el momento el único hallazgo paleontológico en Galicia Media.

La serie estratigráfica descrita para el Dominio de Verín, que muestra un espesor aparente próximo a los 8.000 m, es equivalente a la que aflora en otros puntos de Galicia Media y Tras-os-Montes (MARQUÍNEZ 1984), correspondiendo «grosso modo» los tramos con liditas y ampelitas a la parte superior del Grupo de Nogueira, establecido por este autor, y todos los materiales situados por encima al Grupo de Paraño.

La sucesión de etapas de deformación que afecta a las rocas del Dominio de Verín es igualmente comparable a la que muestran todos los metasedimentos de Galicia Media. La primera deformación da lugar a una esquistosidad generalizada en toda la zona aunque no se encuentran grandes pliegues asociados a ella. En las cuarcitas blancas superiores existen no obstante algunos pliegues atribuibles a esta deformación, de escala decamétrica a hectométrica, que muestran una marcada vergencia hacia el E.

La segunda etapa de deformación no se encuentra extendida por todo este dominio, limitándose su presencia a algunas zonas concretas. Se trata de una esquistosidad de crenulación de un grado de evolución variable, asociada a pliegues centimétricos desarrollados en venas de cuarzo y finos niveles psamíticos competentes. Esta deformación se detecta en los tramos más altos de la serie, en otras bandas aisladas de menor importancia y, sobre todo, a lo largo del contacto entre el Dominio de Verín y el del Invernadeiro. En este sector, en particular en el contacto entre las ampelitas y liditas silúricas y las filitas negras del Invernadeiro de una edad probable Ordovícico superior, la deformación de segunda fase es sumamente intensa, encontrándose las rocas filonitizadas en muchas ocasiones. Este hecho, junto a otras evidencias que se describirán más adelante, ha llevado a proponer la existencia de un importante cabalgamiento merced al cual las rocas del Dominio de Verín se superponen a las del Dominio del Invernadeiro.

Durante la tercera etapa de deformación se originan dos grandes pliegues de plano axial subvertical, con ejes poco inclinados y escaso apretamiento. Se trata del Anticlinal del Carraxo y el Sinclinal de Verín, a los que se asocian numerosos pliegues menores de todos los órdenes de dimensiones y, localmente, una esquistosidad de crenulación que sólo alcanza alguna importancia en el núcleo del Anticlinal de Carraxo. Esta deformación es la misma que origina las estructuras de tercera fase descritas para el Dominio del Invernadeiro y que se encuentra también generalizada en todo el NW de la Península Ibérica.

Finalmente existe una importante red de fracturas entre las que destaca la Falla de Laza (Fig. 3), que hunde el labio W enmascarando el cabalgamiento

citado en un amplio sector y poniendo así en contacto directo las rocas de ambos dominios.

### *El metamorfismo y la granitización herciniana*

El metamorfismo que afecta a todas las rocas de esta región no supera generalmente el bajo grado, encontrándose paragénesis con clorita, cuarzo y albita en gran parte del núcleo del Sinclinal de Verín. Hacia los bordes aparecen ya paragénesis con biotita y en las zonas marginales existen asociaciones con estaurolita y biotita cuya edad de cristalización, previa siempre a la tercera etapa de deformación, no es por el momento bien conocida aunque parece situarse simultáneamente o con posterioridad a la fase 2.

Toda la zona se encuentra enmarcada por un conjunto de granitoides pertenecientes en general a la serie denominada de tendencia alcalina con dos micas (CAPDEVILA y FLOOR 1970), aunque dentro de ellos existen diferencias en cuanto a su naturaleza y edad de emplazamiento. Como norma general puede afirmarse que estos granitoides se emplazan con posterioridad a la segunda etapa de deformación y previamente a la tercera, desarrollándose en su entorno una zona más o menos amplia con andalucita y localmente sillimanita, sobrepuesta al metamorfismo regional previo, según un modelo ampliamente extendido por el Macizo Herciniano Ibérico.

### EL MANTO DE VERIN

Como ya se ha avanzado se propone en este trabajo la existencia de un importante cabalgamiento, merced al cual las rocas del Dominio de Verín se superponen a las del Invernadeiro. La diferencia de estilo tectónico entre ambos dominios había llevado ya a FERRAGNE (1972) a proponer la existencia de una discordancia entre ambos conjuntos que fosilizaría una deformación caledoniana de las rocas cambro-ordovícicas.

Esta interpretación, carente de lógica en el contexto de la geología de la Cordillera Herciniana en el NW de la Península Ibérica, fue ya rechazada por otros autores, aportándose en particular por parte de ALONSO y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1982) muchas precisiones estructurales. En su trabajo se establece la existencia de una primera esquistosidad subhorizontal, asociada a pliegues tumbados desarrollados en los niveles más competentes del Ordovícico pero afectando a todas las rocas del área y atribuible por tanto a la deformación herciniana (s.l.). Sin embargo existen hechos que no pueden ser explicados con facilidad con los modelos estructurales propuestos hasta el momento para este sector:

– La cartografía geológica representada en la Fig. 2, así como la descripción realizada, pone en evidencia la existencia de dos sucesiones diferentes bajo las rocas ampelíticas y las liditas silúricas, en ambos flancos del Sinclinal de Verín. Mientras la serie infrasilúrica del flanco E es comparable al Ordovícico del Dominio del Olló de Sapo, la del flanco W es semejante a la que existe en Galicia



Media en la misma posición estratigráfica, no existiendo continuidad cartográfica entre ambas.

– Existen importantes diferencias de estilo tectónico, entre lo que hemos denominado Dominio del Invernadeiro y Dominio de Verín, encontrándose en el primero un desarrollo importante de pliegues apretados de primera fase de deformación, a la escala cartográfica, que son muy escasos en el Dominio de Verín.

– En la amplia zona de charnela del Sinclinal de Verín se observa que el contacto basal de las ampelitas y liditas silúricas, muy poco inclinado, intersecta con toda seguridad a los apretados pliegues de primera fase desarrollados en el contacto entre las cuarcitas y las filitas negras infrayacentes (Figs. 2, 3 y 5).

– En adición, en este mismo sector las cuarcitas y filitas negras ordovícicas se encuentran muy probablemente invertidas, en relación con un gran sinclinal tumbado de primera fase (Fig. 3).

El reconocimiento en el campo de este contacto, entre las ampelitas y liditas silúricas y las rocas infrayacentes a lo largo de la zona estudiada, ha permitido detectar la existencia de una importante zona de cizalla que puede atribuirse a la segunda fase de deformación. En muchos puntos las fallas posteriores enmascaran dicho contacto, que aflora no obstante en la zona de charnela del Sinclinal de Verín a la que corresponde la Fig. 6. Se aprecia aquí la existencia de una banda de unos 1.200 m de potencia en la que existe una importante deformación, superpuesta a la esquistosidad primaria, que da lugar a una crenulación y a una esquistosidad de crenulación intensamente desarrollada, llegándose en la parte inferior de dicha zona de cizalla a la filonitización de las rocas. Se observan igualmente abundantes pliegues menores con una notable dispersión en direcciones axiales, así como la presencia de brechas que localmente alcanzan un gran desarrollo y cuyo significado no es claro por el momento.

De acuerdo con los datos expuestos se ha considerado a este contacto como un importante cabalgamiento cuya posición cartográfica se muestra en los esquemas de la Fig. 2. A pesar de las limitaciones que existen en el conocimiento de esta estructura puede mencionarse que la geometría de la lámina alóctona en este sector está caracterizada por la existencia de una zona plana de importante tamaño que termina hacia el W en una rampa (Fig. 5). Asumiendo una dirección de desplazamiento coherente con el esquema geológico regional (hacia el NE o ENE) se pone de manifiesto la existencia de un importante desplazamiento que está de acuerdo con la magnitud de la deformación asociada y las consideraciones de tipo general que se harán a continuación.

### *El significado del Manto de Verín en el ámbito del Macizo Herciniano Ibérico*

A partir de las consideraciones paleogeográficas y estructurales que han sido comentadas brevemente, puede afirmarse que el Manto de Verín constituye el contacto entre la subzona de Galicia Media-Tras-os-Montes y el Dominio del Olló de Sapo y, con toda probabilidad, representa la prolongación hacia el N del Cabalgamiento Trasmontano, que pone en contacto los materiales de Tras-os-

