



La estructura herciniana del sector oriental del Sinclinal de Verín. Los cabalgamientos de Verín y Pradocabalos

Hercynian structure of the eastern part of the Sinclinal de Verín Area. Verin and Pradocabalos thrust

FARIAS, P.

En el sector oriental del Sinclinal de Verín (Galicia, NW de España) afloran rocas pertenecientes a la Zona de Galicia-Tras-os-Montes y al Dominio del Antiforme del Olló de Sapo, separados por un importante accidente tectónico conocido en esta región como «Cabalgamiento de Verín». Dentro del autóctono relativo de este cabalgamiento se reconoce otra estructura del mismo tipo denominada «Cabalgamiento de Pradocabalos». En este trabajo se muestran las evidencias que ponen de manifiesto ambos cabalgamientos y las relaciones geométricas y estructurales entre el autóctono y alóctono relativos de los mismos, así como las estructuras, microestructuras y rocas de fallas asociadas.

Palabras clave: (Hercínico, Zona Centroibérica, Cabalgamiento).

Rocks belonging to the Galicia-Tras-os-Montes Zone and to the Olló de Sapo Domain crop out in the eastern part of the Sinclinal de Verín area (Galicia, NW Spain). They are separated by an important thrust known at this area as «Verín Thrust». A similar structure, the «Pradocabalos Thrust», has been recognised in the footwall of the Verin thrust-sheet. Geometric and structural relationships between footwall and hangingwall of these thrusts are shown, as well as thrust associated minor-structures, microstructures and fault-rocks.

Key words: (Hercynian, Centroiiberian zone, thrust).

INTRODUCCION

El objetivo del presente trabajo es mostrar la estructura geológica del extremo oriental de la región metasedimentaria de Verín, dentro del Macizo Herciniano Ibérico (Fig. 1) así como las evidencias que ponen de manifiesto la existencia en dicho sector de dos importantes cabalgamientos. El área representada en el mapa geológico de la Fig. 3 se sitúa al Norte de la localidad de A Gudiña (provincia de Ourense), en el flanco nororiental del Sinclinal de Verín, encontrándose limitada al W y E por dos importantes fracturas: la Falla de as Portas y la Falla de Viana respectivamente. Dentro de esta región se reconocen rocas pertenecientes a varias de las unidades paleogeográficas en que ha sido dividida la Cordillera Herciniana en el NW de la Península Ibérica (Fig. 2). Los dos cabalgamientos representados en el mapa separan dichas unidades, las cuales presentan sucesiones litológicas muy diferentes y cuyas características estratigráficas se descubrirán en el apartado siguiente. El Cabalgamiento de Verín pone en contacto rocas pertenecientes al Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes (DEGTM), incluido en la Zona de Galicia-Tras-os-Montes (FARIAS et al., en prensa), con la sucesión representativa de la Unidad de los Montes do Invernadoiro (UMI) perteneciente al Dominio del Antiforme del Olo de Sapo (BARRERA et al., en prensa). Por su parte, el Cabalgamiento de Pradocabalos separa la anterior unidad de una sucesión de materiales que deben encontrarse incluidos en el Dominio del Antiforme del Olo de Sapo.

ESTRATIGRAFIA

El Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes

Los materiales pertenecientes al DEGTM en este sector constituyen una su-

cesión bastante homogénea correspondiente al Grupo de Nogueira (de acuerdo con las características descritas para este grupo por BARRERA et al. op. cit.). En este sector, este grupo litológico aparece formado esencialmente por filitas y siltitas pardoverdosas, pardo-anaranjadas y grises entre las que se intercalan niveles ampelíticos y de liditas, así como rocas con importante participación volcánica (grauvacas muy feldespáticas). Se admite una edad silúrica para esta serie por su semejanza litológica con otras series atribuidas a esta edad en regiones vecinas y en base a los datos de Willefert (in MATTE 1968), quien describe al Norte de A Gudiña un yacimiento con fauna de graptolites que atribuye al Llandovery superior.

La unidad de los Montes del Invernadoiro

Esta unidad se encuentra representada en este sector por rocas pertenecientes a las Cuarzitas y Filitas del Invernadoiro y a las Pizarras de Luarca. Las primeras, descritas en un trabajo previo (FARIAS y MARCOS, 1986) y datadas mediante «cruciana» como Ordovícico inferior, están formadas por areniscas y filitas alternantes con niveles de cuarzitas hacia la parte superior. Las Pizarras de Luarca constituyen una potente sucesión homogénea de filitas negras con algunos niveles psamíticos intercalados. El contacto entre ambas formaciones se produce en este sector de manera gradual, existiendo en el tránsito areniscas con fuerte pizarrosidad y filitas negras y disminuyendo el tamaño de grano de las areniscas hacia la parte superior de la serie.

Los esquistos y filitas de O Castro

Los materiales que ocupan el extremo NE del área cartográfica constituyendo el autóctono relativo del Cabalgamiento de Pradocabalos tienen una edad incierta, aunque por sus características litológicas (la presencia de algún fino nivel ampelítico) han

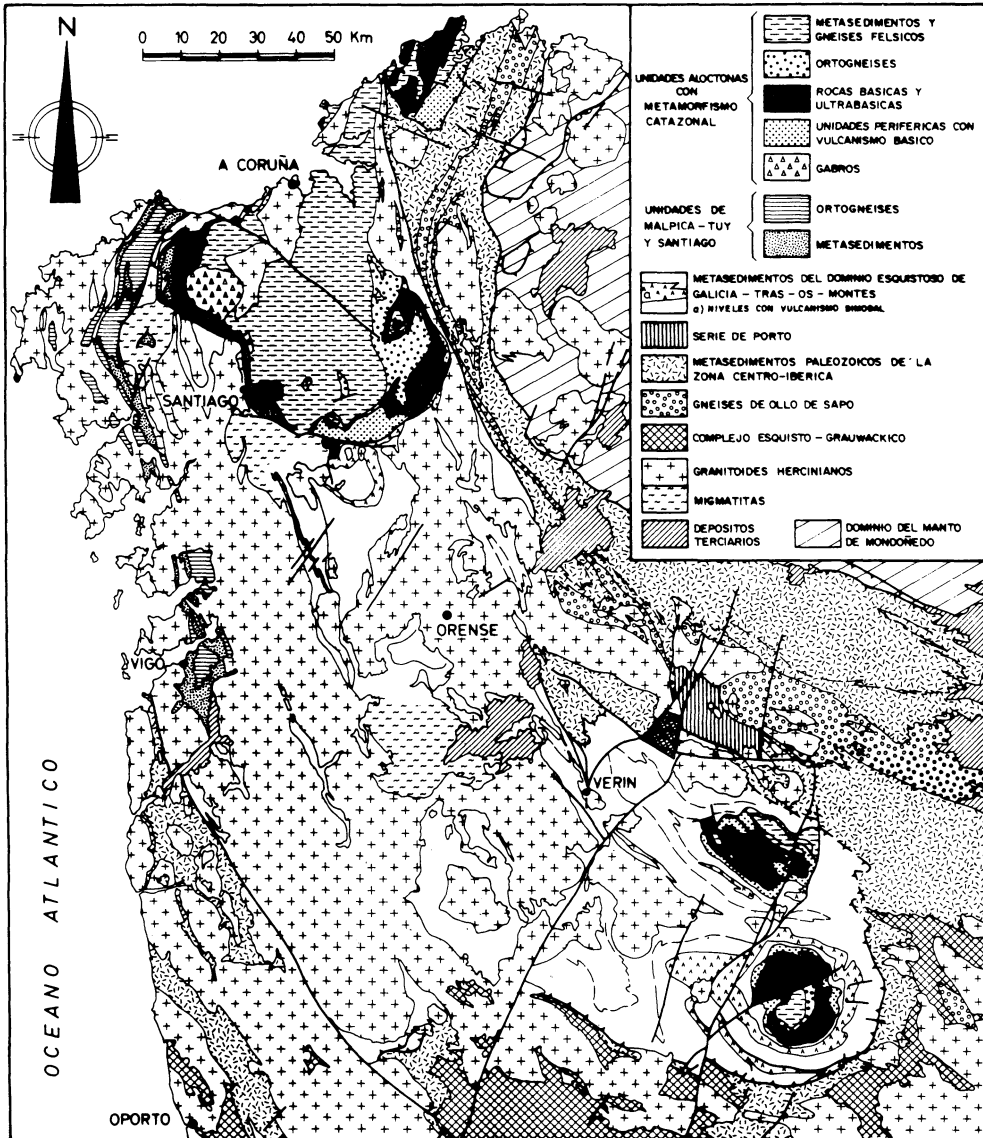


Fig. 1. Situación del sector estudiado en el contexto del mapa geológico del NW de la Península Ibérica.

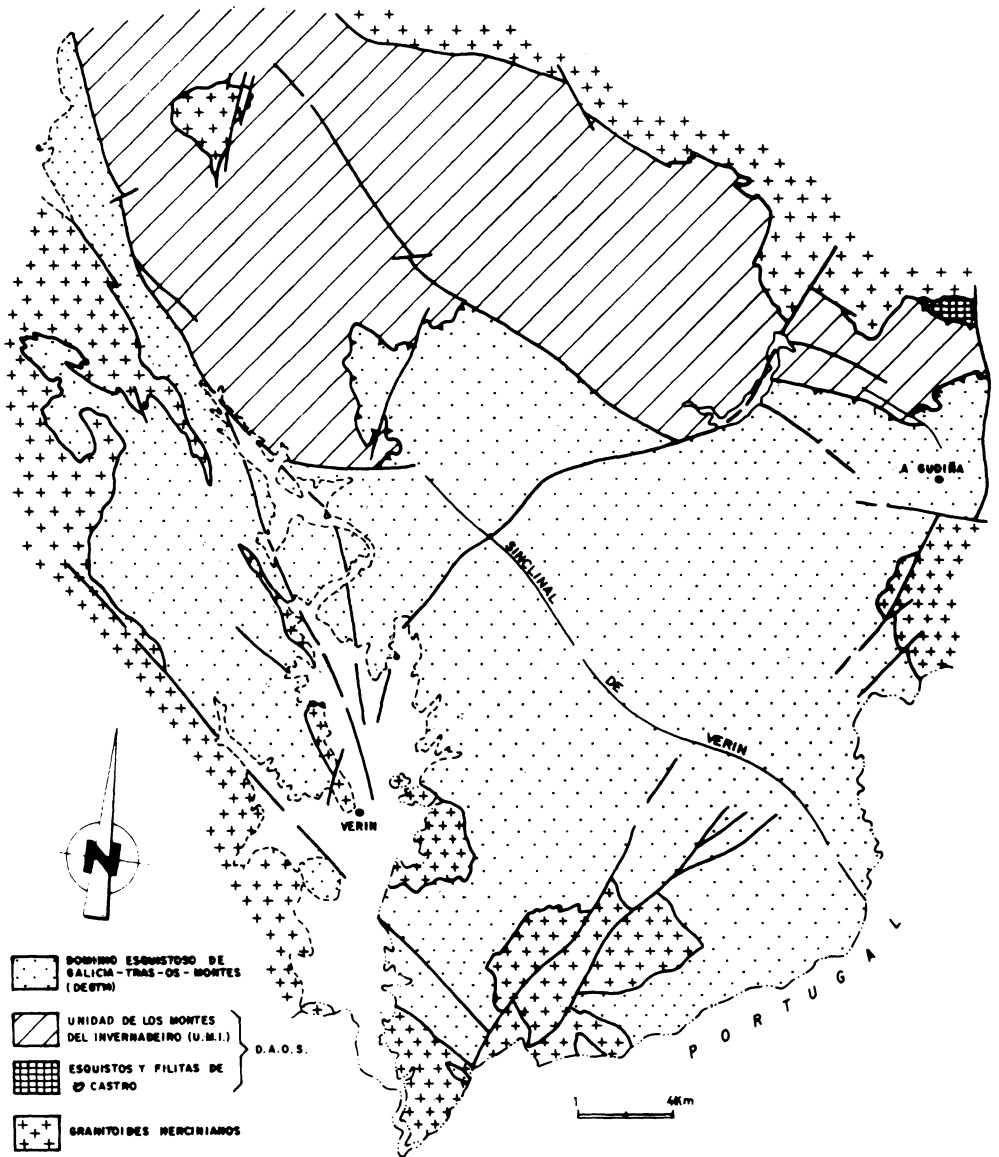


Fig. 2. Esquema geológico en el que se muestra la distribución de las unidades paleogeográficas que se distinguen en el área del Sinclinal de Verín.

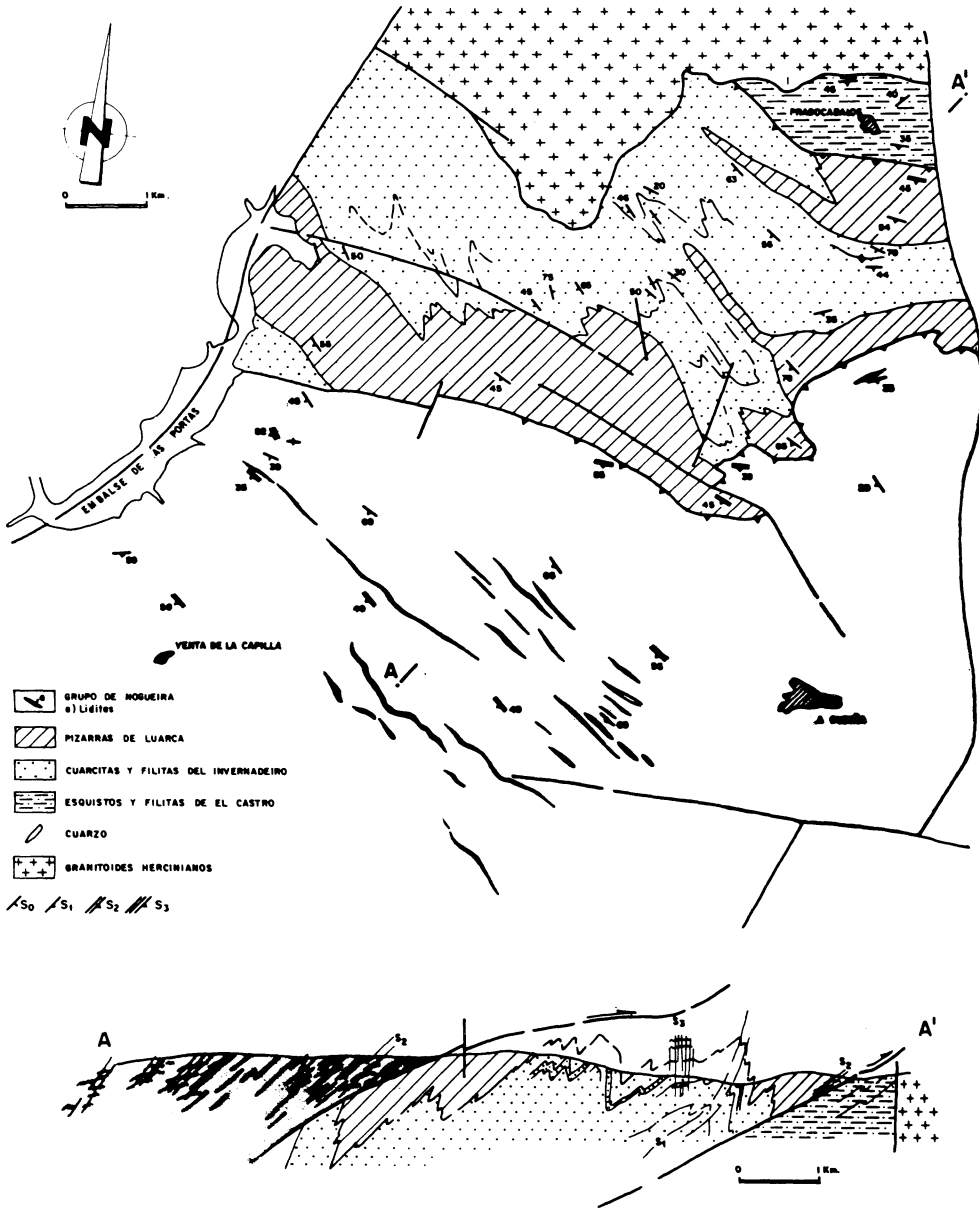


Fig. 3. Mapa y corte geológicos del sector estudiado

sido atribuidos al Silúrico (ARCE DUARTE et al., 1981). Se trata de una sucesión monótona, formada por filitas pardas, siltitas y esquistos, afectados por un importante metamorfismo de contacto que dificulta la observación de sus caracteres primarios. En todo caso, la posición estructural que presentan estas rocas hace pensar en su pertenencia al Dominio del Antiforme del Olló de Sapo en un sentido estricto.

ESTRUCTURA

Las rocas presentes en el área de estudio muestran estructuras debidas principalmente a tres episodios de deformación, atribuibales a la orogénesis hercínica. La primera fase aparece representada por pliegues apretados y asimétricos, vergentes al Este, a los que se asocia una esquistosidad primaria, generalmente del tipo «slaty cleavage». El desarrollo de estructuras debidas a esta fase se produce de forma desigual en los materiales del DEGTM, donde los pliegues son muy escasos, y en los pertenecientes a la UMI, donde estos presentan una gran abundancia. Estas diferencias de estilo tectónico, analizadas por distintos autores (FERRAGNE, 1972; RIBEIRO, 1970, 1974; ALONSO y RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1981), podrían ser en parte debidas a las diferentes características litológicas de ambas series, de tal manera que la gran homogeneidad de las rocas que componen el primer dominio citado no permite el desarrollo de una secuencia de capas adecuada para la formación de pliegues.

Durante la segunda fase de deformación se han reconocido en amplias zonas de la Cordillera Herciniana estructuras tangenciales del tipo de los cabalgamientos. Dos importantes accidentes tectónicos de esta naturaleza pueden ser observados en este sector, poniendo en contacto las unidades paleogeográficas citadas anteriormente. Se trata del Cabalgamiento de Pradocabalos, cartografiado por primera vez por ARCE DUAR-

TE et al., (1981) y el Cabalgamiento de Verín, puesto de manifiesto por FARIAS y MARQUINEZ (1986).

El Cabalgamiento de Pradocabalos

El Cabalgamiento de Pradocabalos, situado en el ángulo NE del mapa geológico de la Fig. 3, presenta muy escasa extensión cartográfica, de tal manera que sólo puede ser observado en este sector, encontrándose el resto de su trazado enmascarado por las intrusiones de los granitoides de la alineación Meda-Cabeza de Manzaneda. No obstante su corto trazado cartográfico, las notables diferencias litológicas y estratigráficas existentes entre las sucesiones situadas al Norte de dichos granitoides (región del Sinclinal de Monforte) y al Sur de los mismos (Montes do Invernadoiro), obligan a pensar en la importancia real de este accidente. En este sentido BARRERA et al. (en prensa) consideran al Cabalgamiento de Pradocabalos y su supuesta extensión a lo largo de los granitoides citados, como el límite que pone en contacto el Dominio del Antiforme del Olló de Sapo (en el sentido estricto) con la Unidad de los Montes do Invernadoiro, la cual consideran a su vez incluida dentro de dicho dominio. Este cabalgamiento presenta una zona de fractura bastante neta, en la que se observan rocas principalmente de naturaleza cataclástica con un espesor de afloramiento de unos 2,5 a 3 m. Asimismo, asociada a este accidente y a lo largo de una banda de unos 500 m de espesor por encima del contacto cabalgante, se desarrolla una esquistosidad de crenulación muy penetrativa y más intensa en las cercanías de dicho contacto y con una posición subparalela a la superficie cabalgante. Además existen pliegues de pequeño tamaño (a escala centimétrica y microscópica, Fig. 5) asociados con dicha esquistosidad. Por otra parte, como puede apreciarse en el mapa y cortes geológicos de la Fig. 3, la superficie de cabalgamiento corta a pliegues previos en el alóctono y aparece doblada por flexiones suaves

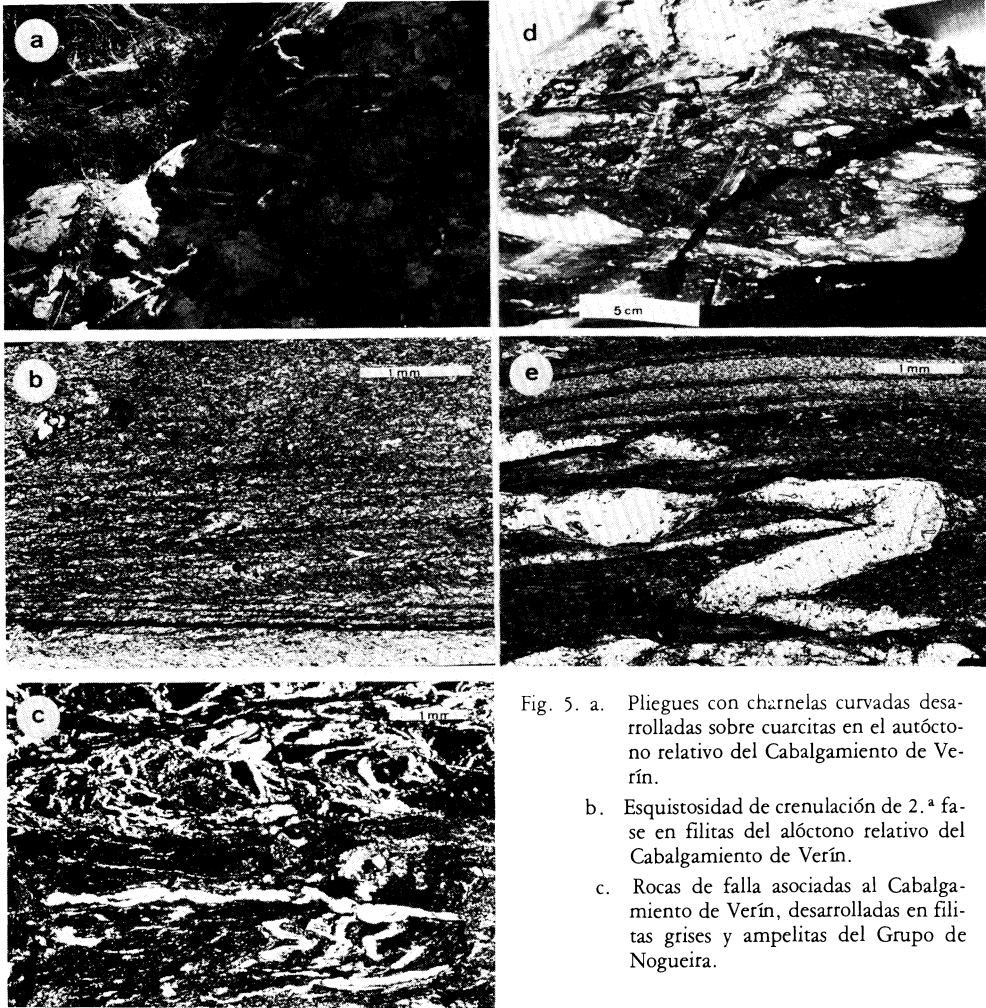


Fig. 5. a. Pliegues con charnelas curvadas desarrolladas sobre cuarcitas en el autóctono relativo del Cabalgamiento de Verín.

b. Esquistosidad de crenulación de 2.^a fase en filitas del alóctono relativo del Cabalgamiento de Verín.

c. Rocas de falla asociadas al Cabalgamiento de Verín, desarrolladas en filitas grises y ampelitas del Grupo de Nogueira.

d. Brechas asociadas al Cabalgamiento de Verín, desarrolladas en filitas y limolitas. Venta de La Capilla.

e. Micropliegues de 2.^a fase de deformación desarrollados en venas de cuarzo y bandejo tectónico asociado. Filitas en el alóctono relativo del Cabalgamiento de Pradocabalos.

posteriores. Todos estos datos estructurales, unidos a las diferentes sucesiones estratigráficas del alóctono y autóctono ponen claramente de manifiesto la existencia e importancia real de este cabalgamiento.

EL CABALGAMIENTO DE VERÍN

El Cabalgamiento de Verín, descrito recientemente en esta región (FARIAS y MARQUINEZ op. cit.) constituye una importante estructura cuya cartografía ha sido posteriormente extendida en las áreas meta-sedimentarias de Fronton-Herbedeiro y antiforma de Os Peares (BARRERA et al., op. cit.). Estos nuevos datos, junto con los de las cartografías de las regiones portuguesas de Tras-os-Montes (RIBEIRO 1974) y de la Serra do Marao (PEREIRA y RIBEIRO 1983) han permitido establecer de forma concreta los límites de la Zona de Galicia-Tras-os-Montes (FARIAS et al., en prensa), que incluye a todos los materiales situados por encima de su cabalgamiento basal.

El sector más oriental del Sinclinal de Verín, aquí estudiado, presenta notable interés por cuanto que en él pueden observarse de forma especialmente clara las relaciones geométricas y estructurales existentes entre el alóctono y autóctono relativos del Cabalgamiento de Verín, así como sus estructuras y rocas de falla asociadas. Así y al igual que sucede con el Cabalgamiento de Pradocabalos, en el mapa y corte geológicos puede observarse como la superficie de cabalgamiento corta a pliegues previos debidos a la primera fase hercínica, llegando en consecuencia a intersectar cartográficamente contactos entre formaciones en el autóctono relativo.

Asociadas al Cabalgamiento de Verín se desarrollan estructuras y microestructuras tales como pliegues y esquistosidades de crenulación así como gran cantidad de rocas de falla; es de destacar en este sentido la presencia de pliegues con charnelas curvas (Fig. 5) desarrollados en niveles cuarcíticos del autóctono relativo del cabalgamiento.

Los ejes de estos pliegues muestran una moderada dispersión (Fig. 4), que permite suponer un avance para este manto en dirección aproximada SW-NE.

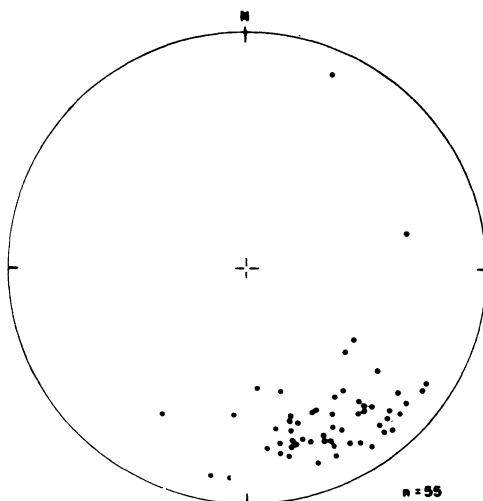


Fig. 4. Distribución de los ejes de pliegues de 2.ª fase asociados al Cabalgamiento de Verín en el sector estudiado.

En relación con este cabalgamiento se observa la existencia de gran cantidad de rocas de falla con características diferentes en función del tipo de litología sobre la que se desarrollan (Fig. 5). Llama la atención en este sentido, la abundancia de rocas de tipo cataclástico y brechoide formadas a partir de metasemitas y filitas intercaladas, que forman cuerpos tabulares con un espesor superior a los 500 m. Esta enorme cantidad de rocas deformadas hacen pensar en la posible existencia de fallas de orden menor asociadas al cabalgamiento principal. Asimismo, en las inmediaciones del Cabalgamiento de Verín se llega a la práctica filonitización de las rocas, sobre todo en litologías de grano muy fino (filitas, ampelitas, etc...).

Las deformaciones posteriores a los Cabalgamientos

Las estructuras descritas anteriormente se encuentran deformadas por otras más tardías. En este sentido, los trazados de ambos cabalgamientos aparecen afectados en el sector estudiado por flexiones suaves debidas a pliegues de tercera fase hercínica, a los cuales se asocia una esquistosidad de crenulación o una esquistosidad espaciada de posición subvertical. Asimismo, la traza cartográfica del Cabalgamiento de Verín se encuentra modificada en la parte más oriental por la presencia de un pliegue radial perteneciente a una fase tardía, que afecta a su vez a las direcciones de la SO y S1 (ver mapa geológico, Fig. 3), y que podría estar genéticamente relacionado con el sistema de fallas de dirección NE-SW presente en la zona (fallas de As Peltas y de Viana en la cartografía). Otro sistema de fallas tardías es el de dirección aproximada NW-SE, al que pertenece la falla subvertical que hace rejugarse el Cabalgamiento de Verín en la parte más occidental del sector estudiado.

Recibido 12-III-87

Aceptado 2-IV-87

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO ALONSO, J. L. y RODRIGUEZ, L. R. (1981). Aportaciones al conocimiento de la estructura del Sinclinorio de Verín. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 93-122.
- ARCE DUARTE, J. M., LOPEZ-PRADO TEIXEIRA, J. y DEL MORAL CRESPO, J. (1981). Mapa y memoria explicativa de la Hoja n.º 266 (LA GUDIÑA) del Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000 2.ª serie (MAGNA). *Inst. Geol. Min. Esp. Serv. Publ. Min. Ind.*
- BARRERA, J. L., FARIAS, P., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J. MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., del OLMO SANZ, A. y de PABLO MACIA, J. G. (en prensa). Mapa y memoria de la Hoja n.º (17-27) (ORENSE-VERIN) del Mapa Geológico Nacional a E. 1:200.000. *Inst. Geol. Min. Esp. Serv. Publ. Min. Ind.*
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J. L., MARTIN PARRA, L. M., PABLO MACIA, J. G. de, y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (en prensa). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *IX Reun. Geol. NW Peninsular*. Porto.
- FARIAS, P. y MARCOS, A. (1986). La sucesión ordovícica en el flanco NE del Sinclinal de Verín (Galicia-España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 16, 54-24.
- FARIAS, P. y MARQUINEZ, J. L. (1986). Nuevos datos sobre la estructura del área de Verín. *Brev. Geol. Ast.*, XXVII, 1-2, 1-11.
- FERRAGNE, A. (1972). Le Precambrien et le Paleozoique de la province de l'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne). *Stratigraphie-Tectonique-Metamorphisme*. These, Univ. Bordeaux I, 249 pp.
- MATTE, Ph (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Rev. Geol. Alpine*, 44, 1-127.
- PEREIRA, P. y RIBEIRO, A. (1983). Tectónica do sector noroeste da Serra do Marao. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69.
- RIBEIRO, A. (1970). Position structurale des Massifs de Morais et Braganza (Tras-os-Montes). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 104, 115-138.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution a l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24, 168 pp.