

# B R E V I O R A

## GEOLOGICA ASTURICA

AÑO XXIII (1979)

OVIEDO

Núms. 3 - 4

INSTITUTO DE GEOLOGIA APLICADA DE LA FACULTAD DE CIENCIAS, UNIVERSIDAD.  
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS

---

### **J. R. Martínez Catalán (\*)**.—LA PROLONGACION DEL MANTO DE MONDOÑEDO EN LA ZONA OCCIDENTAL DEL DOMO DE LUGO (GALICIA, ESPAÑA)

El manto de Mondoñedo, definido por MARCOS (1973), es una unidad constituida por pliegues tumbados de amplitud kilométrica (MATTE 1964, 1968; WALTER 1966, 1968; MARTÍNEZ CATALÁN *et alt.* 1977), limitada en su base por una discontinuidad tectónica, el cabalgamiento basal del manto.

La unidad está compuesta por una potente serie paleozoica que reposa sobre el Precámbrico pelítico-arenoso de la serie de Villalba (BARROIS 1882; CAPDEVILA 1969), y ha sido desplazada hacia el Este, cabalgando sobre dominios más externos, en el curso de la orogenia hercínica.

Todo el conjunto ha sido plegado después de la fase principal de deformación (MATTE 1964, 1968; WALTER 1966, 1968; MARTÍNEZ CATALÁN *et alt.* 1977) dando lugar a una amplia sinforma al Este y a una antiforma compleja al Oeste conocida como el Domo de Lugo.

La estructura en la parte occidental del domo comprende dos sistemas de pliegues suaves superpuestos. Los primeros presentan un plano axial de dirección variable, desde Norte-Sur en la región de Vivero, hasta Este-Oeste en las zonas centrales del domo. Su buzamiento varía de subvertical a unos 30° hacia el Oeste, Suroeste o Sur.

El segundo sistema se dispone paralelo a la dirección general de la virgación hercínica, y sus superficies axiales buzan en general hacia el Este.

Estos dos sistemas afectan a las estructuras anteriores (pliegues tumbados, cabalgamiento y esquistosidad  $S_1$ ) dando lugar a una figura de interferencia en domos y cubetas (tipo 1, RAMSAY 1967).

Se identifican tres domos principales, si bien pueden establecerse subdivisiones dentro de alguno de ellos. El primero y mayor, se prolonga desde la costa cantábrica al Este de Vivero hasta unos 3 km. al Norte de Villalba. El segundo aparece al Sur de Villalba y el tercero en la región de Portomarín.

---

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

En los dos primeros la erosión ha alcanzado la base del manto, y los materiales autóctonos afloran en sendas ventanas tectónicas (Fig. 1). Se trata de una serie pelítico-arenosa, a menudo migmatizada, equivalente a la serie de Villalba o a la del Narcea, sobre la que reposa el Cámbrico inferior, constituido por una alternancia de cuarcitas y esquistos con un grueso paquete de cuarcitas y areniscas masivas en su parte central. Estas cuarcitas, que fueron estudiadas por PARGA-PONDAL y ALEIXANDRE (1966) tienen un espesor considerable (500 a 1.000 m), y parecen similares a las Capas de Buscabrero descritas por RUIZ (1971) en el sector Norte del anticlinorio del Narcea. El tramo de cuarcitas y areniscas masivas es el único que aflora en la segunda de las ventanas, la que se encuentra al Sur de Villalba.

En la unidad alóctona, en contacto con la superficie de cabalgamiento o próximo a ella, se encuentra la prolongación del sinclinal de Villaodrid (WALTER 1966, 1968), el mayor de los pliegues conocido con certeza en Galicia y cuyo flanco inverso alcanza un desarrollo superior a los 20 km.

En el tercero de los domos no afloran los materiales autóctonos ni la superficie de cabalgamiento, y solamente el Cámbrico inferior del flanco inverso del sinclinal de Villaodrid es accesible a la observación. Se compone de una alternancia de cuarcitas tableadas y esquistos, en la base, y un tramo de esquistos grises con un nivel carbonatado, encima, que corresponden a los miembros inferior y medio de las capas de Cándana (LOTZE 1957; WALTER 1966, 1968).

## EL CABALGAMIENTO Y LA ZONA DE CIZALLA DUCTIL

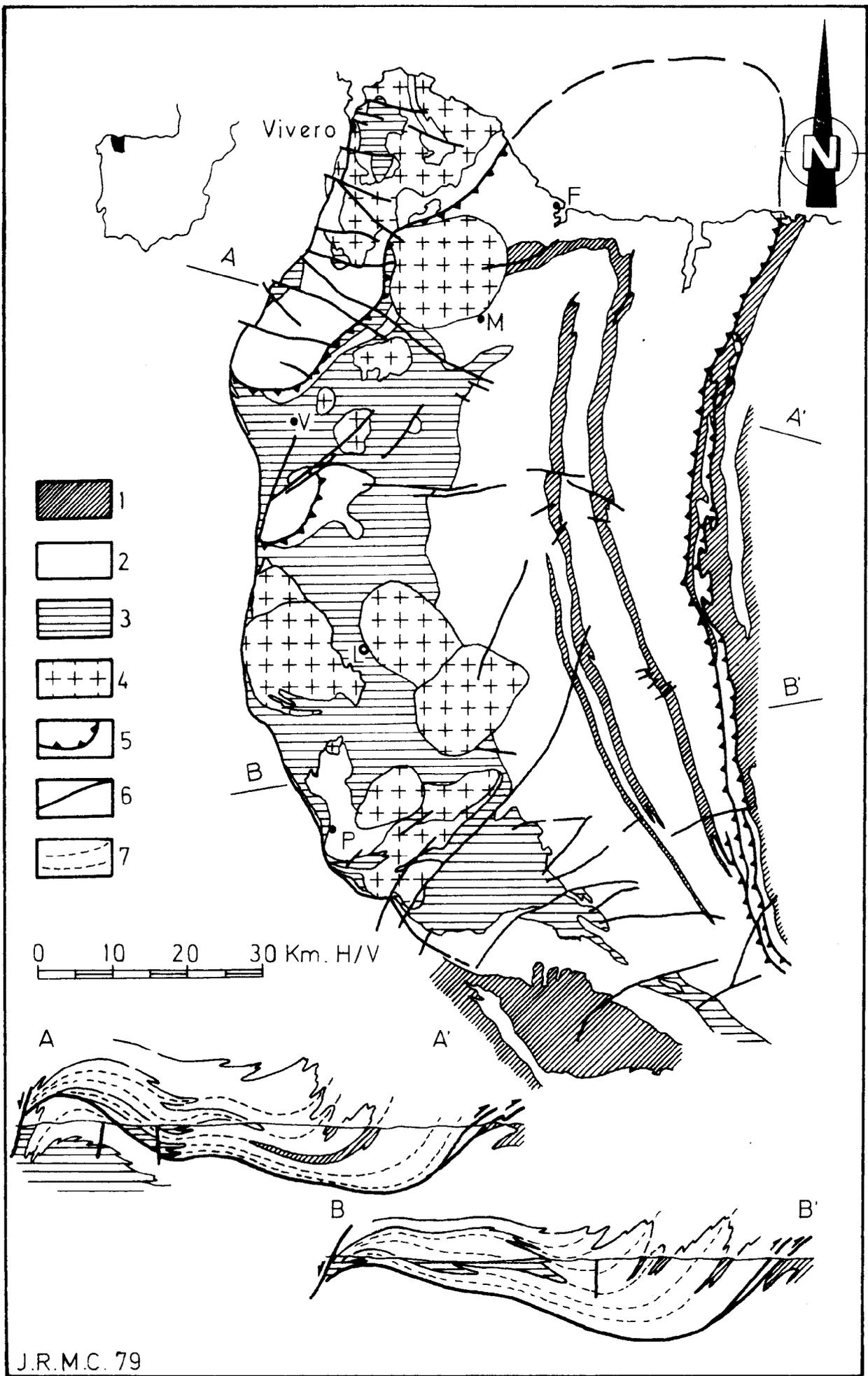
En la base del Manto de Mondoñedo se encuentran, al Este, varios cabalgamientos y escamas (MARCOS 1973), mientras que hacia el Oeste, es decir, hacia las partes más internas de la cadena, se desarrolla en sus proximidades una zona de cizalla dúctil, descrita por primera vez por BASTIDA y PULGAR (1978) en la costa cantábrica en la región de Foz, y que ha podido seguirse hacia el Sur, aflorando en los tres domos descritos.

La deformación por cizallamiento dúctil parece haber afectado a una amplia franja en la base del manto, y también a la parte superior del autóctono y se ha desarrollado con mayor intensidad en la zona próxima a la superficie de cabalgamiento, dando lugar a una serie de estructuras que se describen brevemente a continuación.

Los grandes pliegues de la primera generación ( $B_1$ ), cuyo plano axial es paralelo a la esquistosidad principal ( $S_1$ ), son cada vez más isoclinales, y sus superficies axiales se disponen más próximas entre sí a medida que se acercan a la superficie de cabalgamiento.

---

Fig. 1.—Esquema geológico y corte del Manto de Mondoñedo. 1-Arenig a Devónico. 2-Cámbrico y Ordovícico más inferior. 3-Precámbrico pelítico-arenoso (Serie de Villalba). 4-Granitoides hercínicos. 5-Cabalgamiento. 6-Falla normal y/o de desgarre. 7-Superficies axiales de los pliegues de la primera generación. F-Foz. L-Lugo. M-Mondoñedo. P-Portomarín. V-Villalba. Banda oriental, principalmente según MARCOS (1973).



El apretamiento de los pliegues está ligado a la paralelización de sus superficies axiales con la superficie de cabalgamiento.

En la unidad alóctona, esta paralelización es progresiva, y se efectúa en una banda de varios kilómetros de anchura, dando lugar a una curvatura primaria (exagerada por el plegamiento posterior) de las superficies axiales y de la esquistosidad  $S_1$  (Fig. 1), como se puede demostrar realizando cortes geológicos detallados sobre la cartografía (ver, por ejemplo la Fig. 2b de WALTER 1968).

Por el contrario en el autóctono la paralelización es brusca, y se limita a una estrecha banda de 100 a 300 m. de espesor, en su parte superior.

Una fábrica plano-linear se ha desarrollado en todos los materiales (esquistos, gneises, cuarcitas y granitoides intruidos durante la deformación).

La dirección de la lineación de estiramiento cambia progresivamente de  $N110^\circ E$  en el Norte, a  $N70^\circ E$  en el Sur, y su intensidad aumenta en las proximidades de la superficie de cabalgamiento.

Se produce una nueva generación de pliegues ( $B_2$ ) y de esquistosidad ( $S_2$ ) (BASTIDA y PULGAR 1978) que se desarrollan en una banda de 2 a 3 km. de anchura en la base del manto, y que han sido identificados también en un afloramiento en la parte superior del autóctono. Son pliegues pequeños, subsoclinales, en general de charnela curva, con la esquistosidad  $S_2$  paralela a su plano axial. Son más abundantes en los flancos normales de los pliegues de la primera generación. Estos pliegues afectan también a venas graníticas (Fig. 2).

En la zona basal del manto son también frecuentes los boudines y estructuras de tipo «pinch and swell».



Fig. 2.—Pliegues de 2.<sup>a</sup> fase ( $B_2$ ) afectando a unas venas de composición aplítica en la zona de Portomarin.

También cerca de la base se identifican frecuentemente en los esquistos pequeñas superficies de cizallamiento separadas entre 1 y 3 cm., con una esquistosidad de crenulación ( $S_2$ ) que se dispone de manera sigmoide entre ellas («augen schist») (Fig. 3). El sentido de cizallamiento que se deduce de esta estructura es coherente con el movimiento supuesto para el conjunto del manto; de Oeste a Este.

La superficie de cabalgamiento corta los pliegues de la primera generación. Por otro lado, resulta evidente que ninguno de los pliegues hoy día visibles en el Manto de Mondoñedo tiene su prolongación en ninguno de los que afloran en las ventanas tectónicas. Esto impide calcular el desplazamiento real del manto. No obstante, midiendo la distancia que separa la intersección con la superficie de cabalgamiento de las superficies axiales del más externo de los pliegues del manto y del más interno de los del autóctono, se puede deducir un desplazamiento mínimo de 25 km.

Por otra parte, la magnitud de la superposición tectónica que se observa es de unos 65 km.

### CONCLUSIONES

La gran extensión encontrada para el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, y el importante desplazamiento mínimo que puede deducirse, ponen de manifiesto, una vez más, la importancia que accidentes de este tipo tienen en la estructura de la zona axial de la cadena hercínica, incluso en los niveles estructurales profundos.

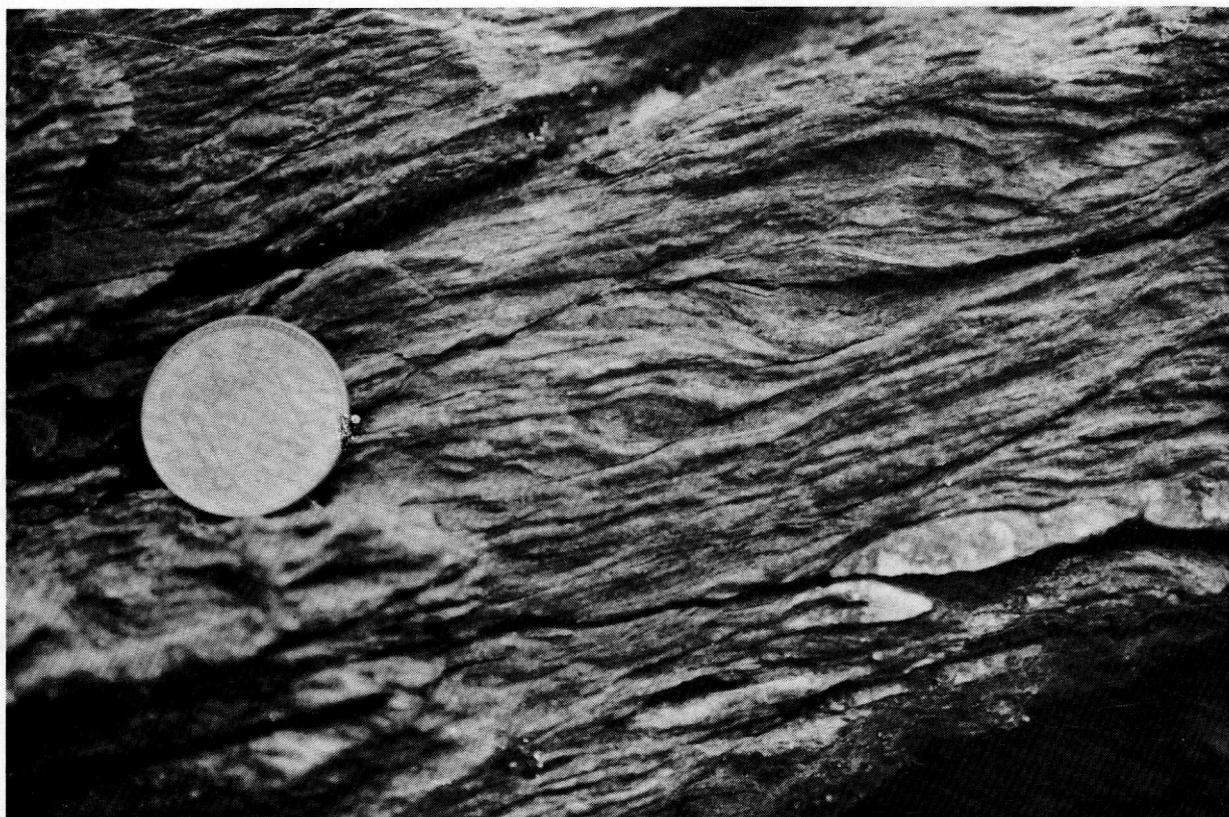


Fig. 3.—Esquistosidad sigmoide y microzonas de cizalla en la base del Manto de Mondoñedo en la playa de Areoura (NW de Foz).

Como se ha visto, la superficie de cabalgamiento corta a los pliegues de la primera generación. Igualmente, la deformación por cizallamiento dúctil se ha desarrollado cuando los pliegues ya existían, pero éstos han sido aplastados y estirados, lo que ha producido un aumento de su amplitud y una curvatura en la pendiente de sus superficies axiales en una amplia banda en la zona basal del manto.

La relación geométrica y aparentemente también genética entre cabalgamiento y deformación interna lleva a pensar en un proceso en el que las rocas son afectadas de forma simultánea por una deformación continua (cizallamiento dúctil) y una discontinua (cabalgamiento).

A pesar de la aparición de una nueva generación de pliegues y esquistosidad, el autor estima más conveniente considerar el conjunto (pliegues tumbados, zona de cizalla y cabalgamiento) como el resultado de un proceso continuo de deformación de la corteza que puede incluirse dentro de una sola fase de deformación con una historia más o menos compleja.

#### AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento a F. BASTIDA, A. MARCOS y J. PULGAR, del Depto. de Geotectónica de la Universidad de Oviedo por su amabilidad al mostrarle una serie de afloramientos clave en la costa cantábrica en la región de Foz y en las zonas externas del Manto de Mondoñedo, y, junto con A. PÉREZ ESTAUN, del mismo Depto., por haber efectuado una lectura crítica del manuscrito que influyó en su redacción definitiva.

Igualmente, el autor agradece a sus colegas F. ALDAYA, M. A. DÍEZ BALDA, F. GONZÁLEZ LODEIRO y M. IGLESIAS PONCE DE LEÓN, del Depto. de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad de Salamanca, por sus sugerencias y por las discusiones mantenidas sobre el tema antes y durante la realización del presente trabajo.

#### BIBLIOGRAFIA

- BARROIS Ch. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mém. Soc. Géol. Nord.* 2(1), 630 pp.
- BASTIDA, F. y PULGAR, J. A. (1978).—La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 10, pp. 75-124.
- CAPDEVILA, R. (1969).—Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (NW de l'Espagne). *Thèse. Univ. Montpellier.*
- LOTZE, F. (1957).—Zum Alter nordwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen. *Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 10, pp. 464-471.
- MARCOS, A. (1973).—Las series del Paleozóico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 6, pp. 1-113.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., GONZÁLEZ LODEIRO, F., IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. y DÍEZ BALDA, M. A. (1977).—La estructura del Domo de Lugo y del anticlinorio del «Ollo de Sapo». *Studia Geologica*, XII, pp. 109-122.
- MATTE, Ph. (1964).—Remarques préliminaires sur l'Allure des plis hercyniens en Galice orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 259, pp. 1.981-1.984.
- MATTE, Ph. (1968).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geól. Alpine*, 44, pp. 1-127.
- PARGA-PONDAL, I. y ALEIXANDRE, T. (1966).—La arenisca ortocuarcítica del Gistral (Lugo). *Notas y Comns. Inst. Geol. Min. de España*. 87, pp. 59-90.
- RAMSAY, J. G. (1967).—*Folding and Fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, New York, 568 pp.
- RUIZ, F. (1971).—Geología del sector Norte del anticlinorio del Narcea. *Brev. Geol. Astur.*, 3, pp. 39-46.
- WALTER, R. (1968).—Die Geologie in der nordöstlichem Provinz Lugo (Nordwest-Spanien). *Geotekt Forsch.*, 27, pp. 3-70.