

Brachiopodenfauna. 1. Geologie; Atrypacea und Rostrospiracea. *Palaeontographica*, pt. A, vol. 119, pp. 173-221; láms. 23-40.

VERNEUIL, E. de (1850).—Note sur les fossiles dévoniens du district de Sabero (León). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2) 7, pp. 137-186, 4 láms.

VERNEUIL, E. de & ARCHIAC, E. d' (1845).—Note sur les fossiles du terrain paléozoïque des Asturies. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (2) 2, pp. 458-480, láms. 13-15.

Alberto Marcos (*)—CABALGAMIENTOS Y ESTRUCTURAS MENORES ASOCIADAS ORIGINADOS EN EL TRANCURSO DE UNA NUEVA FASE HERCINIANA DE DEFORMACION EN EL OCCIDENTE DE ASTURIAS (NW DE ESPAÑA).

La región más occidental de Asturias, situada dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa de LOTZE (1945), se encuentra constituida por materiales pertenecientes principalmente al Paleozoico inferior; un núcleo precámbrico separa esta región de la Zona Cantábrica (la más externa del segmento herciniano del NW de la Península). De acuerdo con su sucesión estratigráfica pueden diferenciarse en ella dos dominios diferentes (fig. 1); en el Dominio I el Paleozoico inferior alcanza un gran desarrollo (más de 10.000 m de sedimentos por término medio), existiendo una sedimentación continua desde el Cámbrico inferior hasta el Ordovícico superior (MARCOS 1970). En el Dominio II una importante laguna estratigráfica produce en muchos lugares la superposición directa del Silúrico sobre el Ordovícico inferior; por otra parte, el Cámbrico y Ordovícico presentes en este Dominio difieren en espesor y facies de los del Dominio anterior.

El conjunto de estos materiales ha sufrido una deformación polifásica y los efectos de un metamorfismo regional en el transcurso de la orogénesis herciniana. En el conjunto del NW de la Península Ibérica, MATTE (1968) estableció la existencia de dos fases principales de deformación hercinianas; la 1.^a Fase daría lugar a pliegues acostados o vergentes al E, acompañados por una esquistosidad de flujo (S_1). La 2.^a Fase se superpondría a la anterior dando lugar a estructuras plegadas subverticales o vergentes al W, acompañadas por una esquistosidad (S_2 de MATTE) que produce una crenulación intensa de la esquistosidad primaria. Según MATTE, la primera fase se distribuiría de un modo general por el NW, quedando la segunda restringida a la zonas más internas de la Cordillera. Por lo que respecta al metamorfismo, se trata de un metamorfismo intermedio de baja presión, y en la región considerada en este trabajo es en general epizonal (CAPDEVILA 1967, 1968).

Tal como fue señalado por MATTE (op. cit.) la 1.^a Fase afecta a la región occidental de Asturias, y sobre la extensión de la 2.^a Fase a esta región hemos publicado recientemente una nota previa (MARCOS 1971).

El objeto de esta nueva publicación es dar a conocer la existencia en esta región de una nueva fase de deformación herciniana, situada en el tiempo entre las fases 1 y 2

(*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Oviedo.

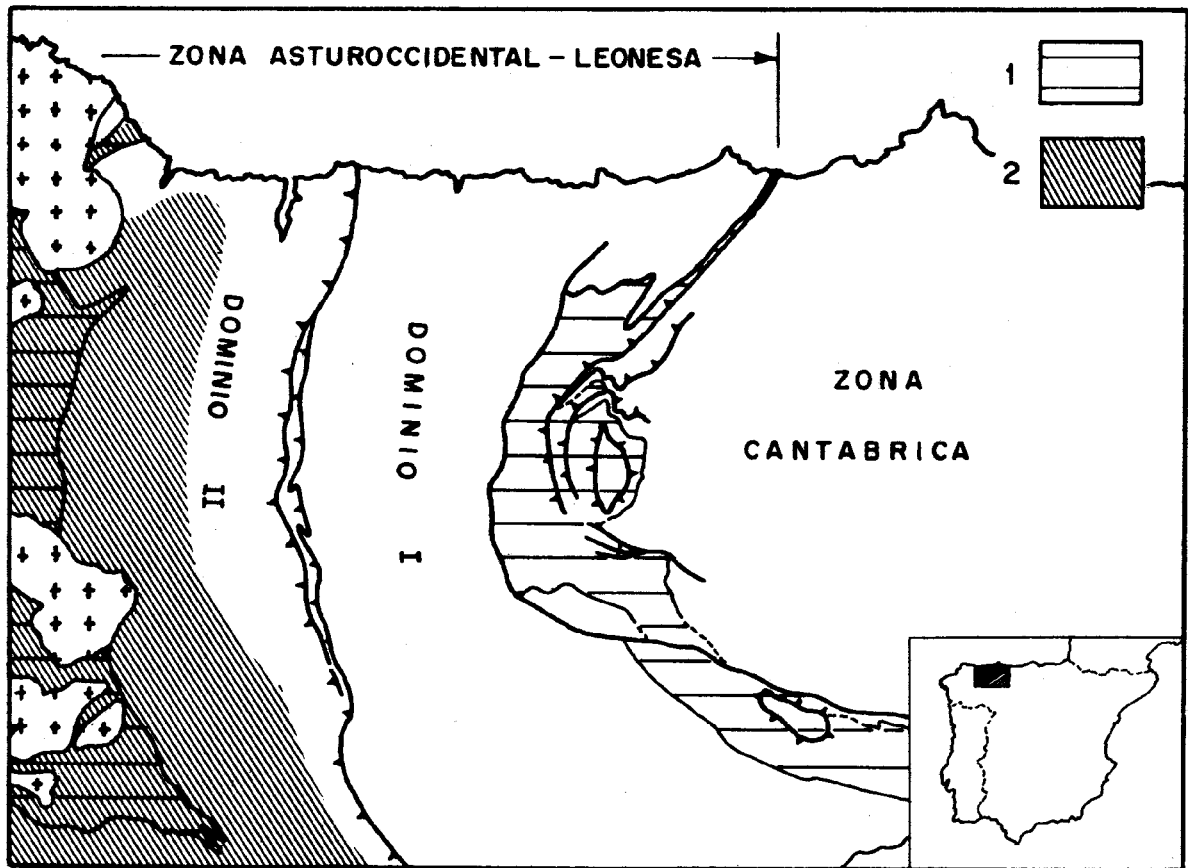


Figura 1.—Situación de la región considerada en este trabajo; 1) afloramientos precámbricos, 2) manto de Mondoñedo.

antes citadas, que parece estar extendida de un modo general y que da lugar a la formación de estructuras de diverso orden de dimensiones.

Las grandes estructuras.—Las estructuras mayores originadas en el transcurso de esta nueva fase son cabalgamientos dirigidos de las zonas internas a las externas de la cordillera, para algunos de los cuales cabe suponer valores muy grandes de desplazamiento. En la región estudiada estos cabalgamientos muestran un trazado N-S y los más importantes se sitúan en el límite entre los Dominios I y II antes citados; en esta área las unidades más internas correspondientes al Dominio I —dotadas de un Ordovícico medio y superior con un espesor de más de 4000 m— se encuentran directamente superpuestas por unidades del Dominio II en las que el Silúrico se sitúa inmediatamente sobre el Ordovícico inferior en la mayor parte de las localidades (a lo sumo llegan a conservarse en algunas localidades un centenar de metros de materiales correspondientes al Ordovícico medio). La posición geográfica de estos cabalgamientos puede apreciarse en el extremo W de las hojas 2 y 9 del Mapa Geológico Nacional escala 1 : 200000 (JULIVERT & MARCOS 1970; PELLO, MARCOS & JULIVERT 1970). El más occidental de ellos, que es también el más importante, constituye la base de la gran unidad del manto de Mondoñedo, formada por un apilamiento de pliegues acostados (MATTE 1968); por delante de él se sitúa un nuevo cabalgamiento (cabalgamiento de los Oscos) que soporta una estrecha unidad con características estratigráficas propias del Dominio II (escama de Sta. Eulalia de Oscos). Dadas las características estratigráficas de los conjuntos cabalgante y cabalgado, el desplazamiento a lo largo de estas superfi-

cies de corrimiento debió ser muy considerable. Fuera de esta zona de fractura, otras unidades cabalgantes han podido ser cartografiadas dentro del Dominio I.

El mismo trazado cartográfico de estos cabalgamientos evidencia en muchas localidades que se trata de estructuras anteriores a la Fase 2 de MATTE (fig. 2); la superposición de los pliegues de esta Fase 2 a los cabalgamientos da lugar por una parte a su trazado cartográfico festoneado, particularmente evidente en la región situada al E. de Fonsagrada donde llegan a originarse semiventanas tectónicas. Además esta superposición conduce a la verticalización general de las superficies de cabalgamiento, que originalmente debían encontrarse más tendidas de lo que se observa en la actualidad.

Estructuras menores.—En las inmediaciones de todos los grandes cabalgamientos se pueden observar estructuras menores (esquistosidad y pliegues) que no se relacionan con las fases 1 y 2 de MATTE, y por cuya disposición parecen estar íntimamente ligadas con los cabalgamientos. Se trata de pequeños pliegues (centimétri-

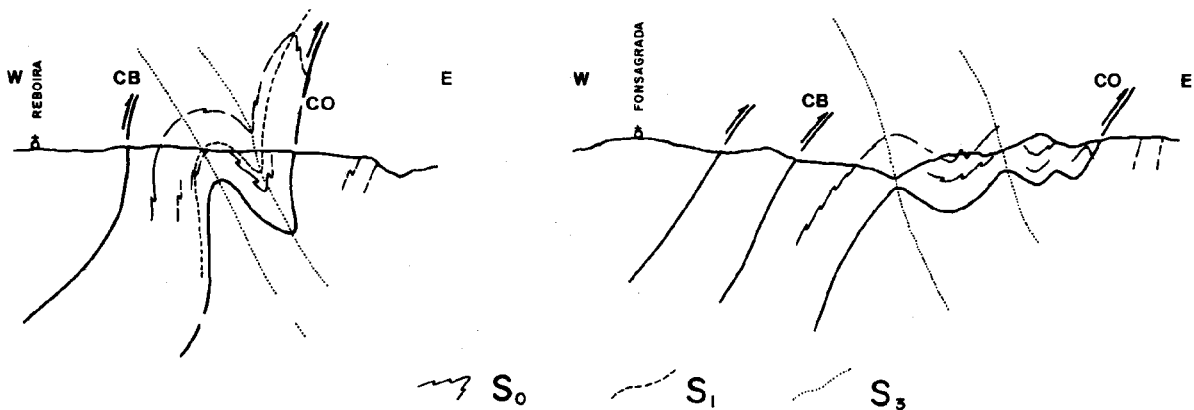


Figura 2.—Cortes esquemáticos de los cabalgamientos en la región de Los Oscos (Reboira) y Fonsagrada; CB) cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo, CO) cabalgamiento de Los Oscos. La esquistosidad en relación con los pliegues que deforman los cabalgamientos se denomina en esta figura S_3 de acuerdo con las conclusiones alcanzadas en este trabajo y equivale a la S_2 de MATTE.

cos o métricos) de ejes principalmente N-S (existe no obstante en algunas localidades una cierta dispersión de los ejes que podría ser debida al desarrollo de pliegues con ejes curvos), estilo similar y simetría monoclinica, acompañados por una esquistosidad de «strain slip» paralela a sus planos axiales (figura 3). Estas estructuras se desarrollan principalmente en materiales pizarrosos en los que la esquistosidad primaria es muy intensa; puede constatarse sin dificultad que dicha esquistosidad se encuentra deformada tanto por los pliegues anteriormente descritos, como por la esquistosidad de «strain slip» que los acompañan (en algunas muestras de mano y secciones delgadas pueden observarse incluso pliegues de Fase 1 cortados oblicuamente por la esquistosidad de «strain slip»). Estas estructuras son a su vez cortadas claramente por la esquistosidad de la Fase 2 de MATTE.

Relaciones espaciales entre estructuras mayores y menores.—Por lo que respecta a la posición de las superficies de esquistosidad con respecto a los cabalgamientos, ha podido comprobarse la existencia de dos grupos distintos de esquistosidades: uno paralelo a la superficie mayor de cabalgamiento y otro oblicuo; puede constatarse, que en el grupo paralelo el movimiento diferencial

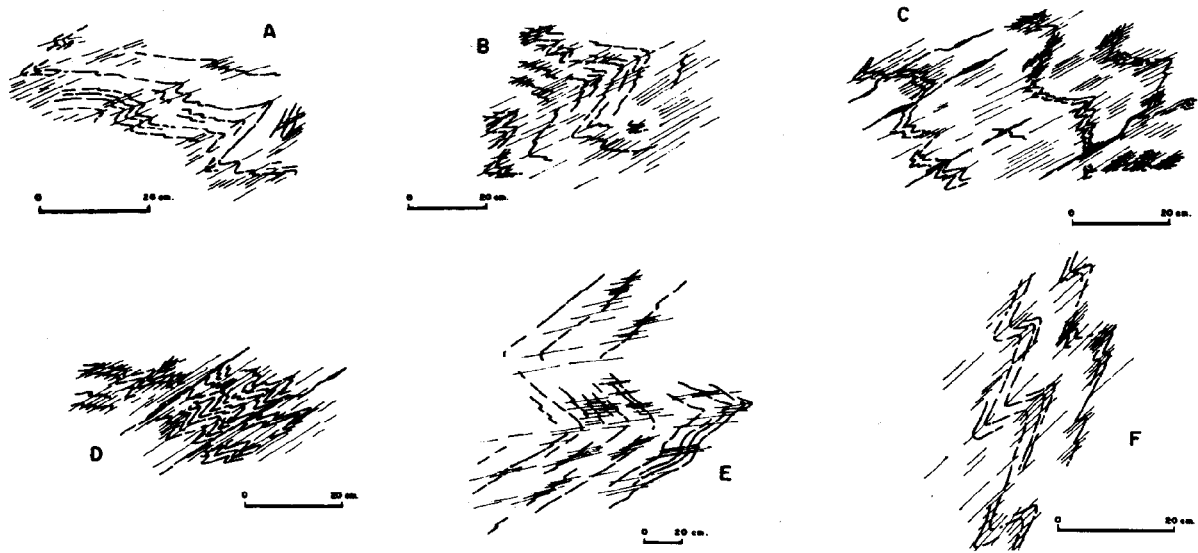


Figura 3.—Estilo de los pliegues asociados a los cabalgamientos. A, B, C y D en los alrededores de Herias, al S. de Luarca; E y F en la región de Los Oscos (carretera de Villanueva a Santa Eulalia de Oscos).

de los planos de esquistosidad es el mismo que el de la superficie de cabalgamiento, siendo contrario para el grupo oblicuo. En las localidades donde ambos grupos llegan a desarrollarse juntos, se intersectan según un ángulo agudo con respecto a la dirección de acortamiento, de tal forma que parecen constituir un sistema conjugado de «shear» (fig. 4, A). Por lo general, uno de los grupos de esquistosidad suele encontrarse mejor desarrollado que su conjugado; este hecho podría estar en parte controlado

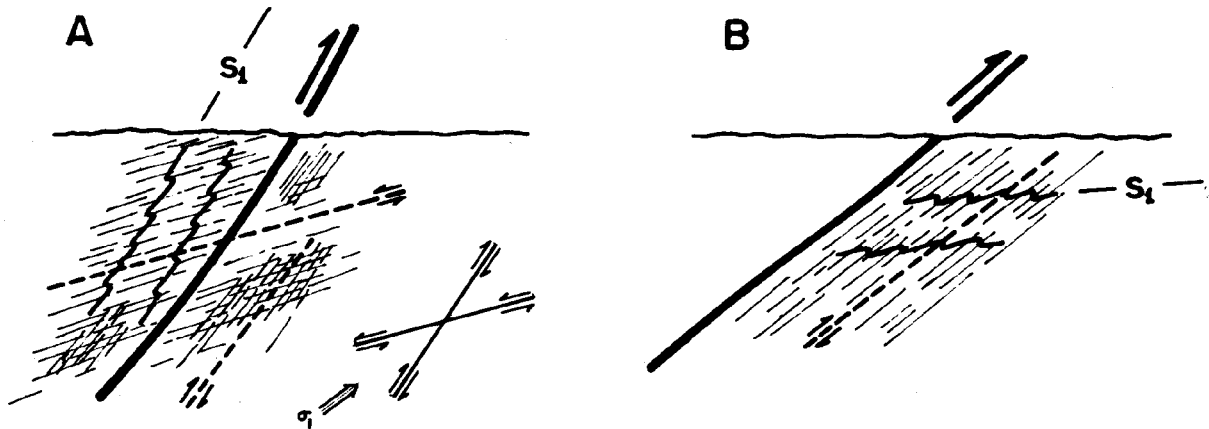


Figura 4.—Posición de las superficies de esquistosidad con respecto a los cabalgamientos. A) en la región de los Oscos; B) en los alrededores de Herias (en ambos casos la superficie de referencia deformada es la esquistosidad primaria, S_1).

por la disposición de la esquistosidad primaria (que constituye la anisotropía dominante en las rocas) y así, cuando uno de los dos grupos posibles de esquistosidades de «strain slip» se sitúa próximo a ella, es el grupo conjugado el mejor desarrollado. En la región de Los Oscos (fig. 4, A) es el grupo conjugado con la superficie de cabalgamiento el más frecuente, si bien alcanza a desarrollarse el paralelo en algunos puntos. La disposición representada en la figura 4, B, corresponde a un cabalgamiento menor situado en los alrededores de Herias (al S. de Luarca).

Como consecuencia de esto, la disposición de los pliegues asociados a esta esquistosidad es diferente en uno y otro caso (fig. 5); en el primero, los pliegues pue-

den ser interpretados como sin-téticos y en el segundo (B) como antitéticos en relación con el sentido principal de desplazamiento (VOLL 1960).

Desde hace muchos años se conoce la existencia de esquistosidades ligadas a cabalgamientos, tanto paralelas (DALE 1896) como oblicuas (SHELDON 1928) (citados ambos en NEVIN 1942 y HILLS 1963). En trabajos más recientes pueden encontrarse referencias más precisas a esquistosidades y sobre todo pliegues ligados a cabalgamientos, principalmente referentes a la zona del «Moine thrust» de Escocia (JOHNSON 1956, 1957, 1958-59). No obstante, en la zona del «Moine thrust» las estructuras son sin duda mucho más complejas que en la región considerada en esta nota. Así, en esta región no se han observado pliegues conjugados con ejes paralelos a la probable dirección de transporte del cabalgamiento, como sucede en la zona del «Moine thrust» (1.^a Fase de deformación de JOHNSON) y solamente las estructuras desarrolladas en la 2.^a Fase establecida por dicho autor podrían ser comparables a las descritas en este trabajo. En cualquier caso, un estudio comparativo entre las estructuras aquí descritas y las citadas en otros trabajos, solamente puede ser abordado después de la realización de un análisis estructural más detallado de la región.

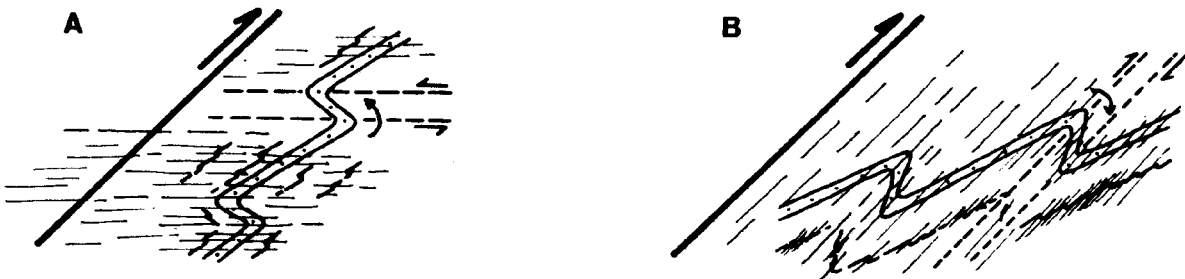


Figura 5.—Posición de los pliegues con respecto a los cabalgamientos. A) pliegues antitéticos; B) pliegues sin-téticos (las superficie deformada es la esquistosidad primaria, coincidente en ocasiones con la estratificación).

Extensión de la nueva fase en el NW de la Península y conclusiones.—Estructuras semejantes a las aquí descritas y originadas con toda probabilidad en el transcurso de la misma etapa de deformación han sido ya descritas en el NW de Portugal por RIBEIRO (1970); en efecto, este autor señala la existencia de importantes cabalgamientos en torno a los núcleos precámbricos de Bragança y Moira, asociados con los cuales se desarrollan pliegues y esquistosidades con el mismo estilo de los anteriormente descritos. Resulta pues evidente que esta nueva fase de deformación debe encontrarse representada por todo el segmento herciniano del NW de la Península.

De acuerdo con esto, la diferente sucesión de acontecimientos tectónicos ahora propuesta, obliga a una revisión de la nomenclatura establecida para las diferentes fases de plegamiento. Así, la «Fase 2», establecida por MATTE (1968) para el conjunto del NW de la Península, debería pasar a denominarse «Fase 3», reservando la denominación de Fase 2 para la etapa de deformación que origina los cabalgamientos y estructuras asociadas. Una solución idéntica ha sido ya adoptada por RIBEIRO (1970) para el NW de Portugal.

Esta nueva sucesión propuesta de acontecimientos tectónicos permite establecer como mayor precisión las relaciones existentes entre la Zona Cantábrica —cuya estructura es ya relativamente bien conocida— y las zonas más internas de la cordillera herciniana. En un trabajo anterior (MARCOS 1971) dimos a conocer la probable relación existente entre la Fase 3 (aún denominada entonces Fase 2) y la fase de plegamiento de las escamas y mantos de la Zona Cantábrica (ver JULIVERT 1971). Sin embargo, la relación existente entre la formación de estos mantos y las fases hercinianas de MATTE resultaba muy problemática; los nuevos datos aportados en esta nota permiten relacionar estas estructuras con la Fase 2 ahora descrita. Esta hipótesis parece apoyada por la existencia en el límite entre la Zona Cantábrica y la Asturoccidental-leonesa de grandes cabalgamientos que se relacionan por un lado con la Fase 2 y por el otro con los despegues de aquella zona.

Indirectamente, pueden ser aportados datos sobre la edad de esta Fase 2, considerando los existentes sobre la edad de los mantos de la Zona Cantábrica. Según JULIVERT (1971) la formación de estos mantos debió tener lugar durante el Westfaliense, y la existencia en la región del Pisuerga-Carrión de una discordancia en el Westfaliense B (fase de Curavacas o palentina) ha hecho pensar que tal vez pudiera estar relacionada con ella. De acuerdo con esto, la edad de la Fase 2 puede, pues, ser considerada sin duda intrawestfaliense, quizás en relación con la fase de Curavacas.

- CAPDEVILA, R. (1967).—Extension du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, Leon), *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 7, pp. 277-278, 1 fig., Paris.
- CAPDEVILA, R. (1968).—Les types de métamorphisme «intermédiaires de basse pression» dans le segment hercynien de Galice nord orientale (Espagne), *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 266, pp. 1924-1927, 2 fig., Paris.
- HILLS, E. S. (1963).—*Elements of Structural Geology*, 1.^a ed., Methuen & Co. Ltd., London.
- JOHNSON, M. R. W. (1956).—Conjugate fold systems in the Moine Thrust Zone in the Lochcarron and Coulin Forest areas of Wester Ross, *Geol. Mag.*, t. 93, pp. 345-350, 2 fig.
- JOHNSON, M. R. W. (1957).—The Structural Geology of the Moine Thrust Zone in Coulin Forest, Wester Ross, *Quat. Jour. Geol. Soc. London*, vol. CXIII, part. 2, n.º 450, pp. 241-270, 11 fig., 3 lám., London.
- JOHNSON, M. R. W. (1958-59).—The Structural History of the Moine Thrust Zone at Lochcarron, Wester Ross, *Trans. Roy. Soc. Edin.*, vol. LXIV, n.º 7, pp. 139-168, 14 fig., 1 mapa., Edinburgh.
- JULIVERT, M. (1971).—Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain, *Am. Jour. Sci.*, vol. 270, n.º 1, pp. 1-29, 7 fig., New Haven.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1970).—Mapa Geológico de España, E. 1:200000, Hoja n.º 9 (Cangas del Narcea), *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta, *Geotekt. Forsch.*, vol. 6, pp. 78-92.
- MARCOS, A. (1970).—Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el occidente de Asturias (NW de España), *Brev. Geol. Ast.*, Año XIV, n.º 2, pp. 13-28, 18 fig., Oviedo.
- MARCOS, A. (1971).—Las deformaciones hercinianas en el Occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península, *Brev. Geol. Ast.*, Año XV, n.º 1, pp. 2-6, 5 fig., Oviedo.
- MATTE, PH. (1968).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne), *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127, 128 fig., 3 lám., Grenoble.
- NEVIN, C. M. (1942).—*Principles of Structural Geology*, 3.^a ed., New York.
- PELLO, J., MARCOS, A. & JULIVERT, M. (1970).—Mapa Geológico de España, E. 1:200000, Hoja n.º 2 (Avilés), *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- RIBEIRO, A. (1970).—Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Trás-os-Montes), *Com. Serv. Geol. Port.*, t. LIV, pp. 115-138, 5 fig., Lisboa.
- VOLL, G. (1960).—New Work on Petrofabric, *Liv. Manch. Geol. Jour.*, vol. 2, pp. 503-567, 22 fig., Liverpool.