

LA DEFORMACION HERCINICA EN LOS MATERIALES PALEOZOICOS Y PRECAMBRICOS AL SUR DE SALAMANCA

M.^a A. Díez Balda*
J. R. Martínez Catalán*
F. González Lodeiro*
M. Iglesias Ponce de León*

RESUMEN.—Se establece una serie estratigráfica en el llamado complejo esquisto-grauváquico con secuencias turbidíticas y olistostromos a los que atribuimos una edad inferior al Cámbrico.

Tres fases de deformación hercínicas han afectado a estos materiales, no habiéndose encontrado indicios que permitan pensar en una fase de deformación anteordovícica importante.

La primera fase es la responsable de las macroestructuras cartografiables. La segunda ha producido en la parte Norte flexiones en la esquistosidad principal y originado pliegues vergentes o apretados con plano axial subhorizontal en el Sur. Se evidencia la existencia de una tercera fase N 30° E y otra posterior E-W. Se realiza la medida de la deformación debida a la 1.^a Fase por medio de nódulos deformados.

SUMMARY.—A stratigraphic sequence of Infracambrian age, with turbidites and olistostromes has been established in the "esquisto-grauváquico" complex.

The rocks have suffered the effects of three Hercynian folding phases. No evidence of important pre-Ordovician folding has been found. The first phase is responsible for the mappable megastructures. The second one gives rise to flexures in the main schistosity in the North and to tightened, overturned folds with horizontal axial surface in the South.

There is evidence of the existence of a third phase trending N 30° E and a later E-W one.

Measures in deformed dolomitic nodules lead to a determination of the finite strain ellipsoid for the first phase.

INTRODUCCION

El presente trabajo refleja los primeros resultados de una tesis doctoral que está llevando actualmente a cabo uno de nosotros (M. A. Díez B.) en

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.

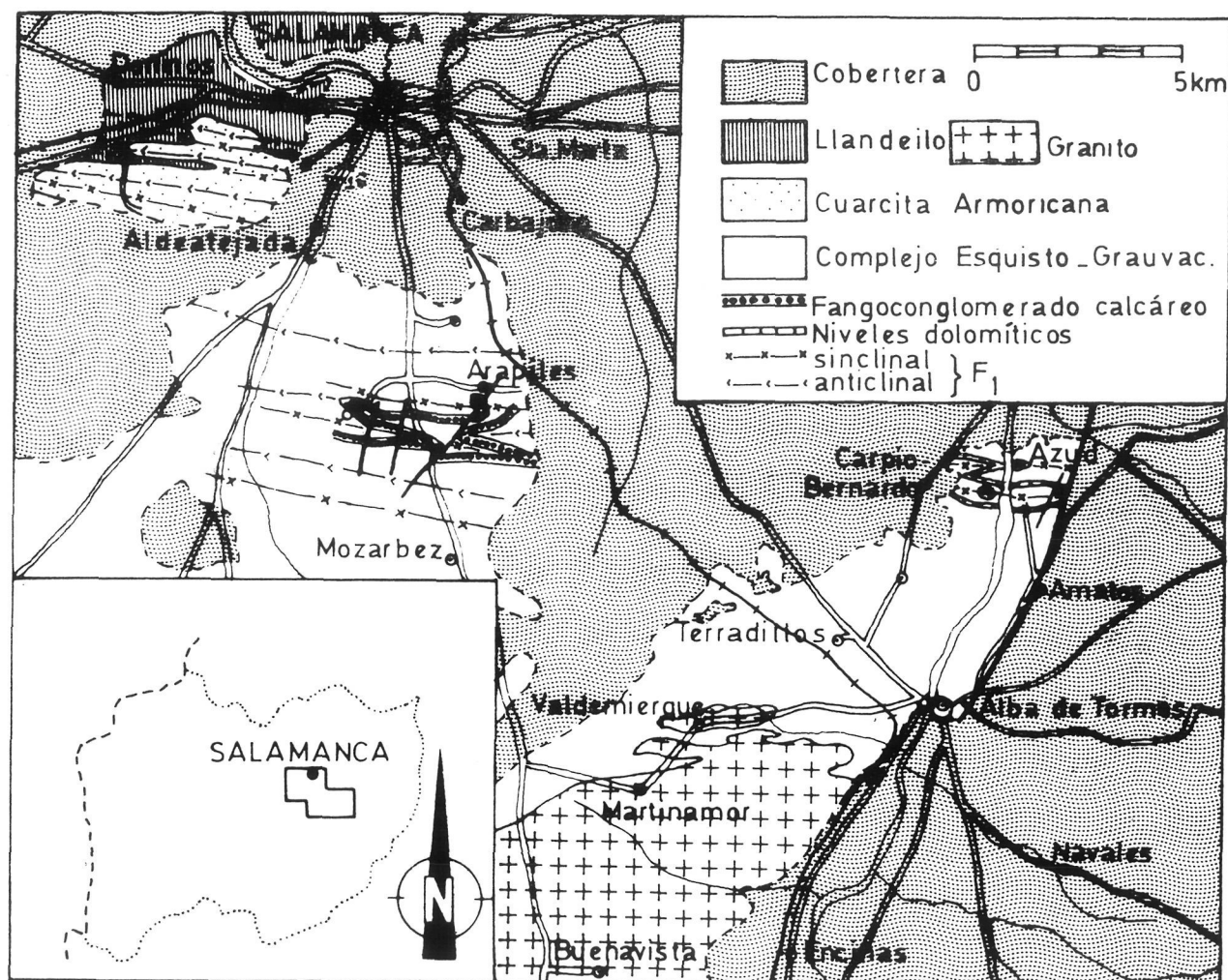


FIG. 1

Esquema geológico del sector Sur de Salamanca

el Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca bajo la dirección del profesor F. ALDAYA, quien sugirió la conveniencia de revisar los resultados expuestos en un trabajo anterior (ALDAYA y Cols., 1973) para el sector de Salamanca.

El área estudiada, que aproximadamente abarca desde $1^{\circ} 48'$ a $2^{\circ} 5'$ de longitud Oeste y desde $40^{\circ} 45'$ a $40^{\circ} 59'$ de latitud Norte, se encuadra en la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1950), caracterizada por predominio de granitos y rocas de la serie "cristalino pizarreña" de edad Cámbrica y Algonquica.

Estructuralmente está situada en el flanco Norte de la Antiforma de Martinamor (MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU, 1973) que fue bautizada Anticlinal de Martinamor por SCHMIDT-THOMÉ (1945) y que está comprendida entre los sinclinal de Salamanca y Las Veguillas.

Los materiales que la constituyen, aparte del Ordovícico que aflora junto a la ciudad de Salamanca, pertenecen al llamado Complejo Esquisto-Grauváquico por comparación con los designados con este nombre en Portugal por CARRINGTON DA COSTA (1950) y son equivalentes a las Capas de Valdelacasa descritas por LOTZE (1956).

ESTRATIGRAFIA

ANTECEDENTES

Se tratará en este apartado de dar un resumen de las series en el área que nos ocupa y otras próximas, basándonos exclusivamente en publicaciones recientes.

GARCÍA DE FIGUEROLA (1970) describe los materiales del complejo esquisto-grauváquico en las proximidades de Fuenteguinaldo y El Bodón (al sur de Ciudad Rodrigo) encontrando de muro a techo pizarras verdosas listadas con intercalaciones de grauvacas, pizarras negras, calizas a veces sustituidas por conglomerados calcáreos con cantos de pizarras y de cuarzo, pizarras verdes no listadas y finos niveles de cuarcitas, areniscas o calizas.

GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972) describen en La Rincónada una serie constituida por conglomerados, dolomías, grauvacas, pizarras y areniscas, sobre la cual reposa discordantemente la cuarcita armoricana. El hallazgo de fauna ha permitido datar esta serie como perteneciente al Cámbrico inferior bajo y medio (PEREJÓN, 1972) (Fig. 2).

OBREGÓN MARCOS (1972) estudia los materiales de los alrededores de Villagonzalo, estableciendo una comparación con los descritos por GARCÍA DE FIGUEROLA (1970) en Fuenteguinaldo-El Bodón y les atribuye una edad infraordovícica.

MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973) estudian una serie metamórfica que ocupa el núcleo de la antiforma de Martinamor y que denominan Serie de Morille. Está compuesta por unos 1.000 m. de esquistos, cuarcitas, gneises anfibólicos y piroxénicos, rocas carbonatadas, anfibolitas y microconglomerados feldespáticos o porfiroides (Fig. 2). Para estos autores se trata de una "serie mixta" sedimentaria y volcánica cuya edad iría desde el Precámbrico al Cámbrico más inferior o Eocámbrico de PARGA (1971) ya que está situada por debajo de la llamada Serie de Aldeatejada.

La serie de Aldeatejada según MARTÍNEZ GARCÍA (com. pers.) está constituida por materiales pelíticos con intercalaciones de cuarcitas, grauvacas y conglomerados y su potencia es de más de 2.500 m. Según este autor estaría situada por debajo de la caliza de Tamames datada como Cámbrico inferior

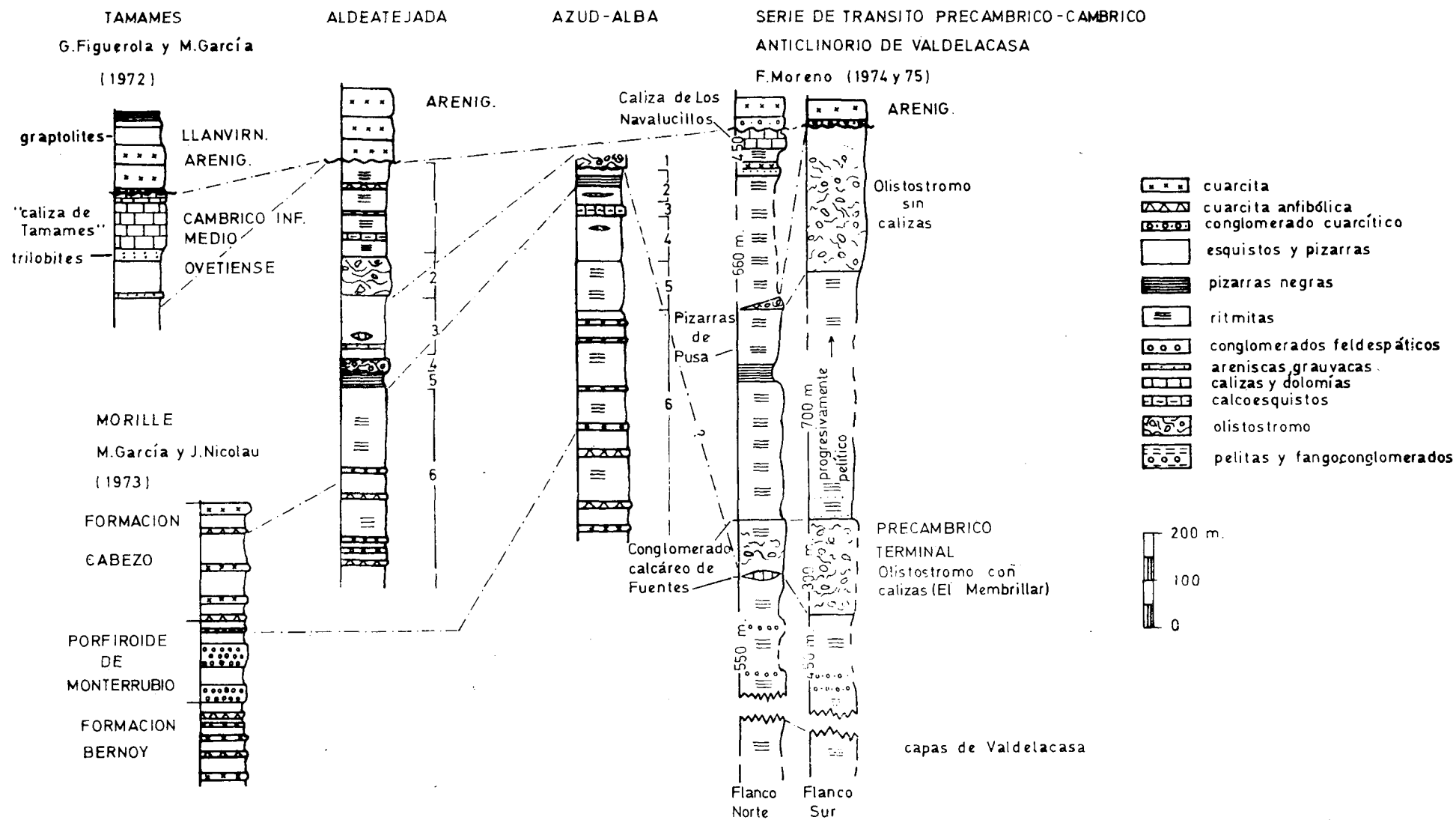


FIG. 2

Series de Azud-Alba y de Aldeatejada y su correlación probable con otras series vecinas o similares

medio (PEREJÓN, 1972). En los alrededores de Aldeatejada sobre esta serie descansa discordantemente la cuarcita armoricana (OBREGÓN, 1972).

ORDÓÑEZ y SÁNCHEZ CELA (1974) describen los conglomerados intercalados con las facies calcáreas de Arapiles definiéndolos como un "conglomerado tectónico". Suponen que los cantos de cuarzo se originaron por blastesis durante la deformación y dicen que no pueden ser sedimentarios por considerar incompatible su presencia en el ambiente de deposición de una ritmita margo-dolomítica.

La Serie de Azud de Villagonzalo-Alba de Tormes

Esta serie aflora de forma prácticamente continua en ambas márgenes del Río Tormes, desde el azud de Villagonzalo al Norte, hasta la Estación de Ferrocarril de Alba de Tormes al Sur.

De techo a muro comprende los tramos siguientes (Fig. 2):

1. Conglomerados y microconglomerados dolomíticos alternando con bancos de dolomías, 20 m. de espesor visible. Los conglomerados pensamos que se trata de olistostromos ya que presentan cantos angulosos de calizas y dolomías impuras y cantos rodados de cuarzo, cuarcita y alguno aislado de pizarras negras, la matriz es detrítica fina y tienen cemento dolomítico. El espesor de los bancos es de 0,5 a 2 m. el tamaño de los cantos es desde 3 mm. a 10 cm. o más.

Debido a la fuerte deformación sufrida los cantos angulosos de margas dolomíticas se presentan alargados en el plano de esquistosidad. La forma original de estos cantos sería irregular de bordes angulosos y pensamos que se trata de fragmentos de estratos removilizados. Los cantos de cuarzo y cuarcita provendrán de gravas costeras a donde ya habrían llegado redondeados y se habrán incorporado al depósito tras una sacudida del borde de la cuenca. También están deformados pero por ser más competentes y de forma original más próxima a la esférica no están tan aplastados como los dolomíticos (ver Fig. 13 de ORDÓÑEZ y SÁNCHEZ CELA, 1974). Este tramo lo encontramos también al Sur de Arapiles.

2. 150 a 200 m. Esquistos negros y esquistos cloríticos verdes en los cuales aparece algún nivel carbonatado de poco espesor.

3. 40 m. de calcoesquistos gris verdoso con algún nivel dolomítico de tono rosado de poco espesor (3 a 10 cm.) y nódulos dolomíticos. Estos nódulos se presentan aplastados en el plano de esquistosidad debido a la deformación, y por ser más solubles que los esquistos la roca toma un aspecto agujereado (Fig. 3).



FIG. 3

Aspecto de los esquistos con nódulos dolomíticos de la serie de Azud (esquistos agujereados)

4. Esquistos cloríticos con intercalaciones carbonatadas muy finas (0,5 a 3 cm.). La estratificación se manifiesta por superficies onduladas. Estas superficies señalan el primitivo contacto entre la roca pelítica y cada nivel carbonatado. La disolución total o parcial de los niveles carbonatados posterior a la formación de mullions en ellos, sería la causante de la forma de estas superficies. El espesor de este tramo es de 200 m.

5. 200 m. de esquistos, cuarcitas, areniscas y grauvacas. Algunos bancos de cuarcita tienen hasta 2 m. de potencia y en ellos se observan a veces estructuras de estratificación cruzada y ripple-marks. Localmente se encuentra en la parte alta de este tramo un fino nivel (10 a 15 cm.) de conglomerado de cantos de cuarzo que pasa gradualmente a arenisca. Aparecen frecuentemente pizarras verdosas con niveles arenosos muy finos (1 mm. o menos) paralelos y ondulados (convolute bedding). Se trata de ritmitas turbidíticas en las que se aprecian secuencias Tb-e? DE BOUMA (1962).

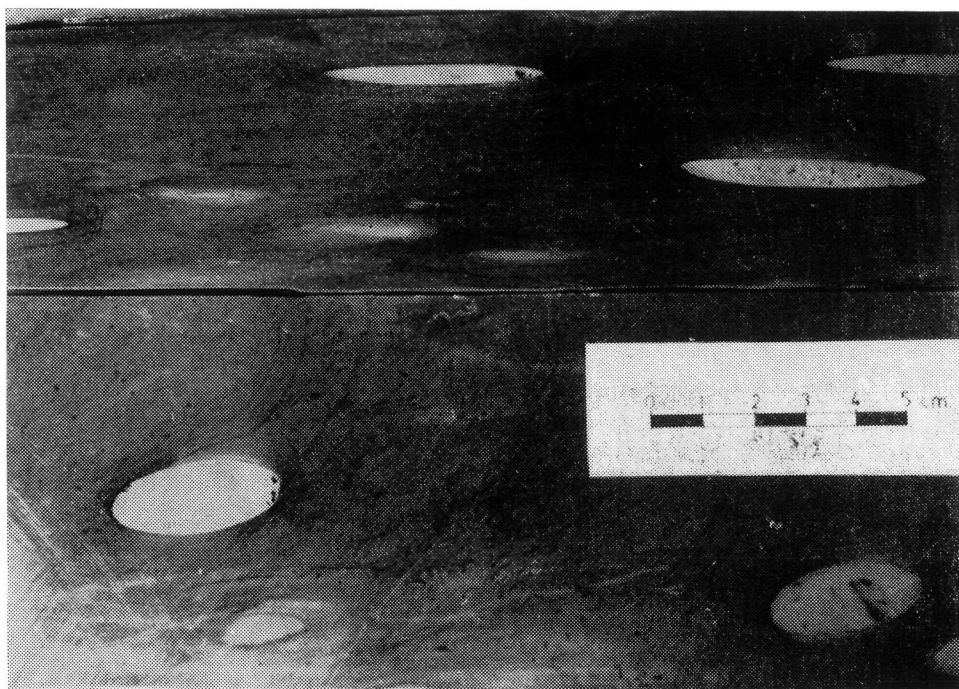


FIG. 4

Esquistos de Azud con nódulos dolomíticos deformados. Arriba, sección perpendicular al plano de esquistosidad S_1 ; abajo, sección en el plano de esquistosidad

6. 1.000 m. de cuarcitas, pizarras con niveles arenosos muy finos paralelos o deformados igual que en el tramo anterior, cuarcitas anfibólicas y microconglomerados feldespáticos. Los niveles de cuarcitas anfibólicas tienen 20 cm. o menos de espesor, son frecuentes en la Serie de Morille (MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU, 1973) y en ellos encuentran scheelita PELLITERO y Cols. (1976), provendrán de calizas o dolomías impuras. Los niveles de microconglomerados feldespáticos tienen un espesor de 1/2 a 1 m. y al igual que las cuarcitas anfibólicas (o gneises anfibólicos) se pueden cartografiar algunos niveles que aparecen al Sur de la línea Mozárbez-Alba de Tormes.

La Serie de Aldeatejada

Precisando más la Serie de Aldeatejada, hemos distinguido los siguientes tramos desde la cuarcita armoricana, que aflora al Norte de esta localidad, hacia el Sur.

Techo cuarcita armoricana.

1. 400-500 m. de pizarras arenosas, pizarras verdes con niveles arenosos finos y areniscas.

2. 160 m. de alternancia de dolomías microconglomerados y pizarras con niveles de olistostromos semejantes a los de la serie de Azud.

Estos olistostromos presentan cantos angulosos de dolomías impuras y redondeados de cuarzo, cuarcita y alguno de pizarra negra, su espesor puede variar y debido al tipo de depósito que representa puede desaparecer y cambiar lateralmente.

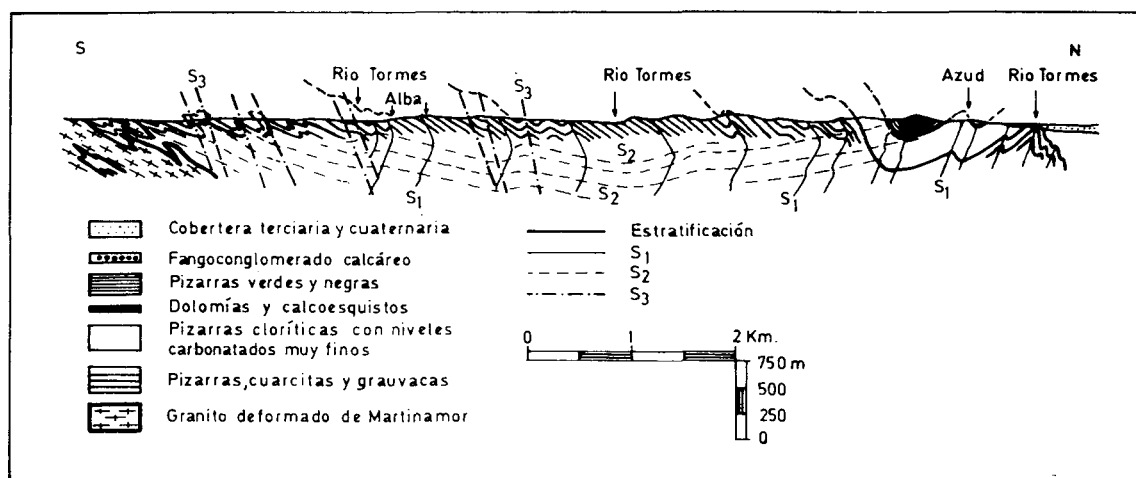


FIG. 5

Corte geológico del Sector Azud-Alba de Tormes. Obsérvese que la esquistosidad primaria aparece plegada por la fase 2 y que S_2 está a su vez suavemente ondulada dibujando una amplia sinforma. Los pliegues principales son de primera fase y únicamente al Sur de Alba aparecen micro y mesopliegues de fase 2

3. 270 m. de pizarras verdes con finos niveles arenosos paralelos, grauvacas, algún nivel de calizas impuras o cuarcitas anfibólicas en lentejones.

4. 50 m. o menos de olistostromos constituidos por fragmentos de dolomías impuras de forma irregular y algún canto de pizarra negra o de cuarzo muy ocasional, englobados en una matriz pelítico-arenosa dolomítica. Pasan lateralmente a esquistos con niveles dolomíticos, disminuyen de espesor y llegan a desaparecer (Fig. 1, en la cual se ha exagerado el afloramiento). Junto con el tramo 2 constituye los niveles carbonatados de Arapiles.

5. 50 m. pizarras negras y verdosas.

6. 800 m. pizarras con finos niveles arenosos que marcan secuencias turbidíticas, esquistos, cuarcitas, cuarcitas anfibólicas y microconglomerados feldespáticos.

Esta serie enlaza hacia el muro con la serie de Morille (Fig. 2).

Correlación

El tramo 6 de la Serie de Azud-Alba lo correlacionamos con los tramos superior (Formación Cabezo) e intermedio (Porfiroide de Monterrubio) de la Serie de Morille descrita por MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973). Este tramo con cuarcitas anfibólicas y microconglomerados feldespáticos, sobre todo hacia la base, aflora al Norte de Alba y se sigue hacia el Oeste por Palomares y Mozárbez.

El tramo 1 de la Serie de Azud-Alba con varios niveles de fangoconglomerados turbidíticos, con fragmentos angulosos de dolomías impuras (dentro de los cuales las láminas estratificadas están interrumpidas, colapsadas o paralelas) y cantos de cuarzo, cuarcita y pizarra rodados, nos hacen pensar en un mecanismo de depósito semejante al que describe F. MORENO (1975) para la génesis de los niveles conglomeráticos calcáreos de Fuentes.

Este sería el de deslizamiento subacuático de capas dolomíticas colapsadas en un flujo denso pelítico-arenoso que erosiona a su paso niveles inferiores incorporándolos a la masa deslizante. Los cantos rodados pueden provenir de gravas costeras incorporadas al lodo probablemente debido a sacudidas del fondo de la cuenca con motivo de terremotos (CROWELL, 1957).

La inestabilidad en el medio y momento de depósito que esto supone nos lleva a correlacionarlo con los niveles conglomerático calcáreos de Fuentes (F. MORENO, 1974) que el mencionado autor encuentra unos mil metros por debajo de la "serie detrítico margosa con calizas" de edad Cámbrico inferior. La serie detrítico margosa con calizas (calizas de los Navalucillos) reflejaría una mayor tranquilidad en la cuenca y un medio de depósito más somero. La caliza de Tamames, equivalente a las anteriores, de edad Cámbrico inferior medio corresponde también a un medio de depósito somero según I. CORRALES y Cols. (1974).

El tramo 1 de la serie Azud-Alba estaría por tanto por debajo de la caliza de Tamames y constituiría el techo de la serie de transición (tránsito Precámbrico-Cámbrico) de F. MORENO (1975).

Los tramos 2 al 5 y parte del 6 de la serie de Azud-Alba constituirían, entonces, la serie de transición de este autor.

La serie de Aldeatejada de MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973) comprendería los niveles por encima del 6 y estaría cubierta aquí por la cuarcita armoricana (Fig. 2).

TECTÓNICA

Se han podido relacionar todas las macro y microestructuras observadas con tres fases de deformación de las cuales la primera es la principal.

Además se encuentran estructuras de tipo kink band y pliegues verticales de dirección N 30° E que deben estar relacionadas con algún episodio tardío.

Primera fase de deformación

Es la responsable de las megaestructuras que se cartografían en el área estudiada y en general en todo el arco Galaico Castellano. Da lugar a pliegues de plano axial subvertical o débilmente vergentes al Norte, cuyos ejes actualmente presentan una dirección E-W y son horizontales o con una ligera inclinación hacia el W. (Fig. 8). Llevan asociada una esquistosidad S_1 subparalela al plano axial, del tipo staty cleavage, muy penetrativa.

La intersección de S_1 con la estratificación da lugar a una lineación l_1 , que prácticamente siempre es horizontal tanto en el Ordovícico como en el esquisto-grauváquico, al menos en el sector Norte.

No hay evidencia por tanto en esta zona que indique la existencia de pliegues anteordovícicos de dirección oblicua a la hercínica como los citados por OEN ING SOEN (1970) en el Norte de Portugal, aunque a escala cartográfica se observa una discordancia angular.

Los límites de las capas más competentes aparecen ondulados formando mullions paralelos a l_1 .

Medida de la deformación

Ha sido posible orientar el elipsoide de deformación de la Fase 1 midiendo nódulos dolomíticos deformados contenidos en los calcos esquistos de Azud de Villagonzalo (Figs. 3 y 4). Ya en el afloramiento se observa que están fuertemente aplastados en el plano de esquistosidad S_1 .

Los consideramos unos marcadores aceptables de la deformación ya que todos están deformados de una forma semejante, con muy poca dispersión de unos a otros, y el material no difiere considerablemente en cuanto a competencia. Se presentan como elipsoides de tres ejes con su sección principal de mayor área contenida en el plano de esquistosidad S_1 . Consideramos que su forma original era aproximadamente esférica y que no tenían ninguna orientación preferente antes de la deformación, o muy poca (el plano XY es paralelo a S_1). Asimismo consideramos que la deformación que presentan es debida exclusivamente a la Fase 1, ya que en esta zona la fase 2 y posteriores son muy poco intensas materializándose únicamente una débil crenulación de Fase 2.

Así hemos obtenido la orientación siguiente de los ejes del elipsoide de deformación para la Fase 1.

Eje X: Dir. E-W, Inclinación 1°E.

Eje Y: Dir. E-W, Inclinación 89°W.

Eje Z: Dir. N-S, Horizontal.

La dirección de estiramiento, eje X, es paralela a los ejes B de los pliegues de Fase 1. Esto es también patente en los cantos del conglomerado calcáreo de Azud.

Utilizando el método descrito por RAMSAY (1967, pp. 148-49) obtenemos los valores relativos siguientes:

$$\lambda_1 = 7,84$$

$$\lambda_2 = 1$$

$$\lambda_3 = 0,061$$

$$X/Y = \sqrt{\lambda_1}/\sqrt{\lambda_2} = 2,8 = a$$

$$Y/Z = \sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_3} = 4,03 = b; k = a-1/b-1 = 0,59.$$

Por tanto pertenece al tipo de elipsoides aplastados de FLINN (1962).

Esto quiere decir que el elipsoide tiene un eje X de alargamiento 2,8 veces mayor que el eje intermedio Y, que a su vez es 4,03 veces mayor que el eje Z según el cual ha existido acortamiento. Para más detalles ver Díez BALDA (1975).

Segunda fase de deformación

La única macroestructura debida a esta fase es la flexión de plano axial subhorizontal que se observa en la zona de Azud afectando a S_1 (Fig. 5). Esta es la causa de que aparezcan dos máximos en el diagrama de polos de S_1 (Fig. 8).

Las meso y microestructuras son poco abundantes en la parte Norte donde consisten en flexiones de la esquistosidad principal (ALDAYA y Cols., 1973, Fig. 13) pero adquieren mayor importancia al Sur, donde se observan pliegues muy apretados que doblan claramente la lineación de intersección l_1 (Fig. 6).

Estos pliegues tienen una vergencia aparente al Sur, su longitud de onda varía de unos cms. a 5 m. Pueden observarse buenos ejemplos en la trinchera de ferrocarril al SW de Alba de Tormes y unos 500 m. al N de Morille.

La esquistosidad de crenulación, S_2 , originada por la segunda fase está presente en toda la zona aunque varía sus características de acuerdo con

la intensidad de la deformación, que según se ha observado está estrechamente ligada a la del metamorfismo regional.

En la parte Norte, la S_1 aparece muy débilmente crenulada por la fase 2, mientras que al Sur de Alba de Tormes-Mozárbez, S_2 es muy penetrativa, siendo difícil observar S_1 en el afloramiento en la mayor parte de los casos por haber sufrido una fuerte transposición. En esos casos al microscopio S_1 se manifiesta por micas oblicuas a S_2 dentro de las bandas más cuarcíticas que alternan con bandas micáceas. Este bandeo (bandeo tectónico) ha sido producido por la crenulación de segunda fase (TROUW, 1973).

Los ejes de los pliegues de fase 2 son casi paralelos a la lineación de crenulación l_2 (intersección de S_1 con S_2) cuya dirección es N 95° E y su inclinación es de 6° al E.

F_1 y F_2 son por tanto casi homoaxiales aunque en la parte sur se han deducido ángulos mayores entre l_1 y l_2 de hasta 25° (Fig. 7).

Proyectando medidas de lineaciones l_1 en dos pliegues de Fase 2 (Fig. 7) situados, el primero al SW de Alba de Tormes (Fig. 6) y el segundo unos 500 m. al N de Morille se deduce, basándose en RAMSAY (1967, cap. 8) que la deformación se realizó por ondulamiento (buckling) y un aplastamiento bastante homogéneo actuando conjuntamente. En el segundo caso el pliegue tiene la charnela curva lo que sugiere que el aplastamiento no fue tan homogéneo.

La dirección de transporte tectónico que se obtuvo fue, para el primer caso 130-5° W, y para el segundo 123-5° W (Fig. 7).

Por medio del trazado de isogonas en una sección perpendicular al eje del primero de los pliegues (Fig. 6) y proyectando los valores $t'\alpha$ en función de α , en un gráfico como el utilizado por HUDLESTON (1973) se llega a la misma conclusión, es decir, que el mecanismo de deformación consiste en un ondulamiento más un aplastamiento homogéneo.

*Tercera fase de deformación **

Se considera que esta fase es responsable de pliegues de plano axial subvertical de longitud de onda de 1 a 2 m. observados en la trinchera del ferrocarril al SW de Alba de Tormes y probablemente de la sinforma que se observa en la S_2 entre el sector Norte, donde buza al Sur, y el sector Sur, donde buza al Norte (Figs. 5 y 8).

Se observa ocasionalmente una esquistosidad marcada por el plano axial de micropliegues subverticales tipo "chevron" de longitud de onda de 0,5 a 1 cm. que por tener la misma dirección (N 110° E) y buzamiento que los planos axiales de los pliegues de Fase 3 hacemos corresponder a esta fase.

* En realidad podría denominarse cuarta fase si consideramos una región más amplia.

Fases tardías

La dirección de los ejes de los pliegues de Fase 1 (E-W) en la zona Norte de la antiforma de Martinamor no es la que le corresponde por su situación dentro de la virgación hercínica.

Consideramos que su actual orientación se debe a una fase de plegamiento, cuyo plano axial es subvertical y su dirección N 30° E aproximadamente, que curva los pliegues de Fase 1 (Ver Mapa Tectónico de España a escala 1:1.000.000). Posiblemente relacionados con esta fase existen una serie de desgarres tardihercánicos, de dirección N NE-S SW, uno de los cuales limita por el Este los afloramientos preordovícicos de la zona de Azud hasta Alba de Tormes (Fig. 1). Esta es la Falla de Alba-Villoria de JIMÉNEZ FUENTES (1973).

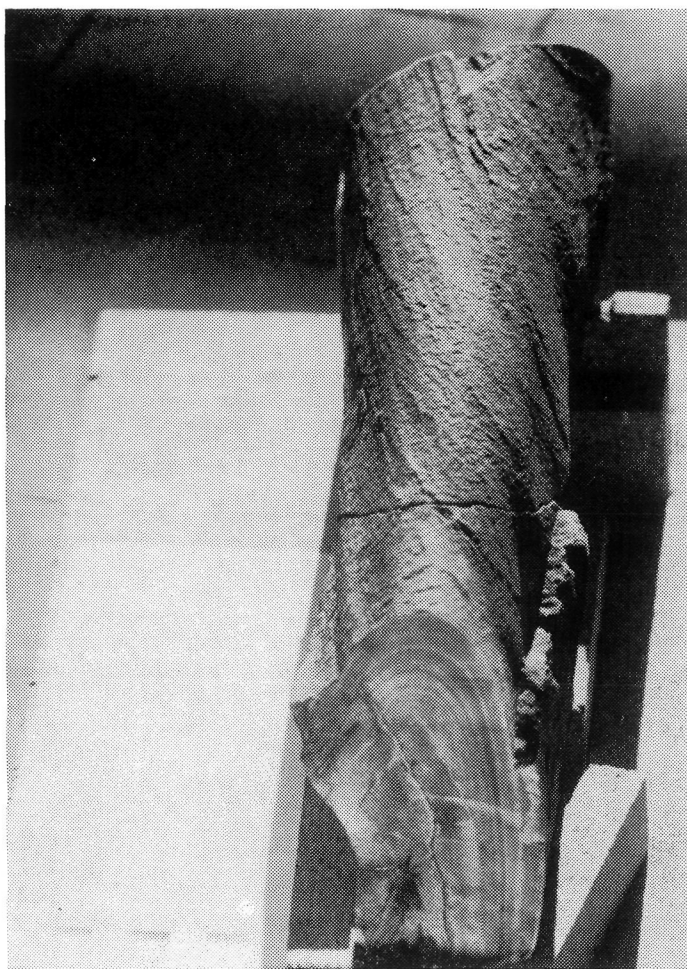


FIG. 6

Pliegue anticlinal de fase 2 que dobla claramente a la lineación I_1 (de intersección de S_1 con la estratificación). Trinchera del ferrocarril al SW de Alba de Tormes

Gracias a las observaciones de MIGUEL LÓPEZ PLAZA y GUILLERMO CORRETGÉ en zonas al Oeste de Ciudad Rodrigo hemos podido deducir, comparando con la zona estudiada por nosotros, que la Fase E-W es posterior a la fase N 30° E. En nuestra región la Fase 1 es aproximadamente E-W, y en la estudiada por ellos próxima a N-S debido a la fase N 30° E y sin embargo en ambas aparece una fase de crenulación subvertical con la misma orientación E-W.

Esta fase E-W podría corresponderse con la fase saálica establecida en la Cordillera Cantábrica por DE SITTER, L. U. (1962).

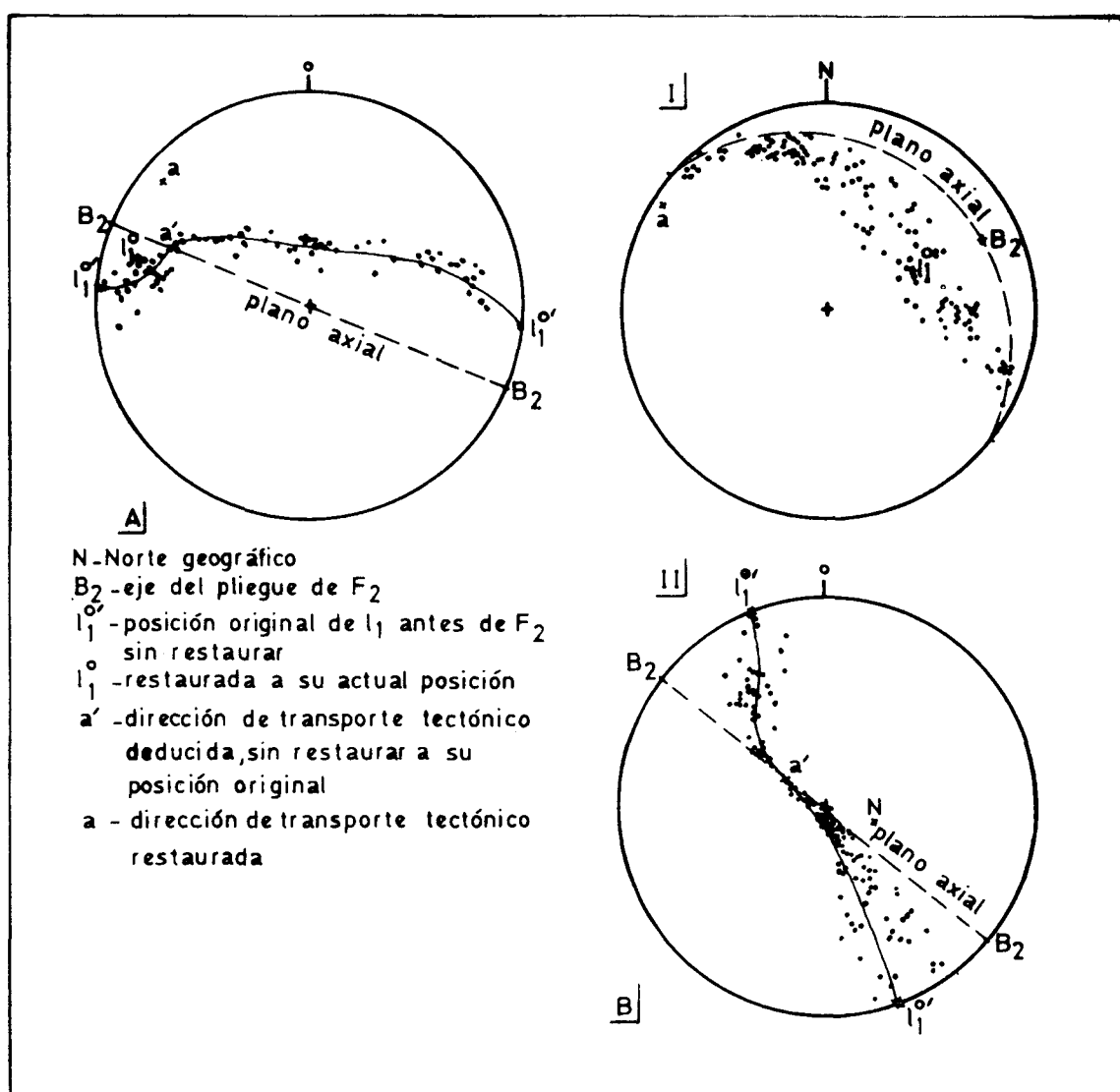


FIG. 7

- A.—Proyección de 79 medidas de l_1 en el pliegue de fase 2 de la Fig. 6 orientado de modo que el plano axial quede vertical y el eje horizontal (orientación real: plano axial: 121 - 26° N, eje: 112 - 5° E).
- B.—Proyección de 134 medidas de l_1 en el pliegue de Morille.—I. Orientación real (plano axial: 130 - 5° W, eje: 66 - 11° E).—II. Orientado de manera que el plano axial sea vertical y el eje horizontal. Falsilla de WULFF, hemisferio inferior.

Correlación con otras áreas

La Fase 1 es equivalente a la primera fase de MATTE (1968) y en nuestra opinión son debidas a esta fase la mayor parte de las megaestructuras que se cartografían en todo el Macizo Hespérico. La Fase 2, horizontal, es similar a la citada por RIBEIRO (1970), MARCOS (1971, 1973) y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) aunque en este caso no se la ha visto en relación con cabalgamientos, como la encuentran los dos primeros autores citados, sino con flexiones marcadas por los planos de la esquistosidad primaria.

La fase E-W de crenulación pensamos que puede correlacionarse con la Saálica establecida para la Cordillera Cantábrica por DE SITTER (1962).

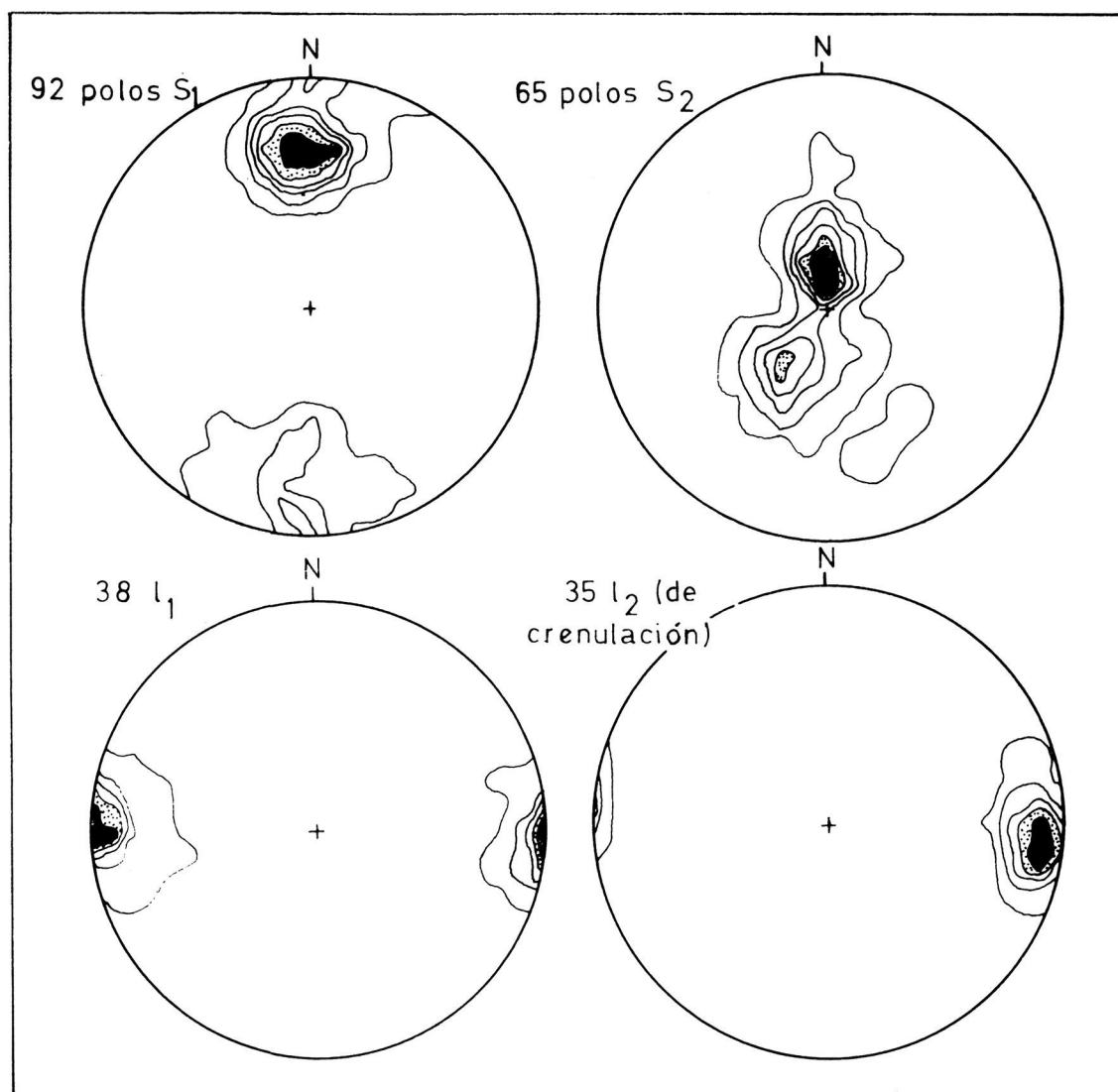


FIG. 8

Diagramas estructurales. Proyección en falsilla de SCHMIDT. Hemisferio inferior. Contornos a 3, 6, 9, 12 y 15% para S_1 y S_2 . Contornos a 9, 18, 27 y 36% para I_1 y I_2 .

CONCLUSIONES

1. El complejo esquisto grauváquico está representado en esta zona por una serie de tramos que son en su mayor parte de origen turbidítico.
2. La primera fase de plegamiento es responsable de la esquistosidad regional S_1 y de las macroestructuras cartografiables.
3. La esquistosidad S_1 es subvertical desde su origen, habiendo sido ligeramente plegada a gran escala por las fases posteriores.
4. La esquistosidad S_1 afecta tanto a los materiales del complejo esquisto grauváquico como al ordovícico no habiéndose encontrado ningún indicio que permita pensar en una deformación fuerte anteordovícica en la zona estudiada. Sin embargo se encuentran en zonas próximas lineaciones l_1 subverticales, dentro del esquisto grauváquico, y es evidente la discordancia del Ordovícico sobre éste por lo que debió existir al menos epirogenia y quizás una fase de deformación de la que se ignora su dirección, intensidad y distribución.

AGRADECIMIENTOS.—Agradecemos al profesor FLORENCIO ALDAYA por su estímulo para la realización de este trabajo, a ENRIQUE MARTÍNEZ GARCÍA por sus sugerencias en cuanto a la estratigrafía del complejo esquisto-grauváquico y a FERNANDO MORENO por prestarse a mostrarnos en el terreno las series por él estudiadas.

BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): *Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el NW y centro de la península Ibérica*. Stvd. Geol., 6, 29-48. Salamanca.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): *Quelques remarques sur la tectonique du Portugal*. Bol. Soc. Geol. Portugal, 8, 193-206.
- CORRALES, I.; MANJÓN, M. & VALLADARES, I. (1974): *La serie carbonatada de Navarredonda de la Rinconada (Salamanca, España)*. Stvd. Geol., 8, 85-91. Salamanca.
- CROWELL, J. C. (1957): *Origin of pebbly mudstones*. Geol. Soc. Amer. Bull., 68, 993-1010.
- DE SITTER, L. U. (1962): *The hercynian orogenesis in Northern Spain*. In "Some aspects of the Variscan fold belt". Manchester Univ. Press.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1975): *Estudio estructural de los materiales anteordovícicos de los alrededores de Alba de Tormes (Salamanca)*. Tesis licenciatura, Fac. Ciencias Geológicas, Madrid.
- FLINN, D. (1962): *On folding during three - dimensional progressive deformation*. Q. J. Geol. Soc. London, 118, 385-433.

- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): *La existencia de pliegues en el complejo esquistograuváquico de la provincia de Salamanca*. Acta Geol. Hisp., 5 (4), 105-108.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): *El Cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España central)*. Stvd. Geol., 3, 33-41. Salamanca.
- HUDLESTON, P. J. (1973a): *Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development*. Tectonophysics, 16, 1-46.
- (1973b): *The analysis and interpretation of minor folds developed in the moine rocks of Monar, Scotland*. Tectonophysics, 17, 89-132.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1973): *El paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II. La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas*. Stvd. Geol., 5, 107-139. Salamanca.
- LOTZE, F. (1950): *Observaciones respecto a la división de los variscides de la meseta Ibérica*. Publ. Ext. s. Geol. de España, 5, 149-166.
- (1956): *Däs Präkambrium Spaniens*. N. Ib. Geol. Pal. Mh. H., 8.
- MARCOS, A. (1971): *Cabalgamientos y estructuras menores asociados originados en el occidente de Asturias (NW de España)*. Breviora Geol. Astúrica, 15 (4), 59-64. Oviedo.
- (1973): *Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España)*. Trab. de Geol., 6, 1-113. Oviedo.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1974): *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora)*. Tesis doctoral. Fac. Ciencias. Salamanca.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. & NICOLAU, J. (1973): *Los terrenos infraordovícicos de la anti-forma de Martinamor (Salamanca)*. Bol. Geol. Min., 84 (6), 407-418.
- MATTE, Ph. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Trav. Lab. Geol. Fac. Ci. Grenoble. Revue de Geol. Alpine, 44, 1-128.
- MORENO SERRANO, F. (1974): *Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa*. Bol. Geol. Min., 85 (4), 396-400.
- (1975): *Olistostromas, fanglomerados y "slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)*. Estud. Geol., 31, 249-260. Madrid.
- OBREGÓN MARCOS, F. (1972): *El Paleozoico en las inmediaciones de Salamanca*. Tesis de licenciatura. Fac. Ciencias. Salamanca.
- OEN ING SOEN (1970): *Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 271-298.
- ORDÓÑEZ, S. & SÁNCHEZ CELA, V. (1974): *Facies conglomeráticas del Paleozoico de la provincia de Salamanca*. Bol. Geol. Min., 85 (3), 339-349.
- PARGA, J. R. (1971): *Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia del Eocámbrico en el Macizo Hespérico*. Bol. Geol. Min., 82 (3/4), 234-238.
- PELLITERO, E.; ARRIBAS, A. & SAAVEDRA, J. (1976): *Geología de áreas mineralizadas en la anti-forma de Vecinos-Martinamor (Salamanca, España)*. Tecniterrae, 10, 20-26.
- PEREJÓN, A. (1972): *Primer descubrimiento y descripción de Archeociátidos en la provincia de Salamanca*. Stvd. Geol., 4, 143-149. Salamanca.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill Book Company, 168 pp.

- RIBEIRO, A. (1970): *Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Tras-Os-Montes)*. Com. Serv. Geol. Port., 54, 151-138. Lisboa.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945): *Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge im Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres)*. Geotekt. Forsch, 6, 37-77. Berlin.
- (1950): *Basamento paleozoico y cobertera moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres)*. Publ. Extr. S. Geol. de España, 5, 91-146.
- TROUW, R. (1973): *Structural geology of the Marsfjällen area, Caledonides of Västerbotten, Sweden*. Tesis Univ. Leiden.