

ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y METAMÓRFICO DE LA DEFORMACIÓN HERCÍNICA DEL BORDE MERIDIONAL DE LA SIERRA DE LA DEMANDA

M. Yenes *, F. Alvarez * y F. Nieto **

RESUMEN

La sucesión estratigráfica paleozoica que aflora en el borde meridional de la Sierra de la Demanda, cuya edad abarca desde el Cámbrico al Ordovícico, ha sido dividida en seis formaciones diferentes que son equivalentes por facies, a las que afloran en el sector más occidental de la Zona Asturoccidental-Leonesa.

Estos materiales han sido afectados por dos fases de deformación hercínicas y una fracturación tardihercínica. La primera fase hercínica origina pliegues de todos los órdenes que llevan asociada una esquistosidad primaria; la segunda fase da lugar a cabalgamientos y, ocasionalmente, a una esquistosidad de crenulación.

La deformación va acompañada de un metamorfismo regional de grado bajo y muy bajo cuya intensidad, en términos generales, decrece hacia el SE. Los datos cristaloquímicos obtenidos del estudio de las muestras pizarrosas mediante difracción de Rayos X, han permitido localizar el límite epizona-anquizona y, en algún caso, poner de manifiesto el salto metamórfico producido por las fallas.

Palabras clave: *Deformación-metamorfismo hercínico, cristalinidad Illita, Zona Asturoccidental-Leonesa, Sierra Demanda.*

ABSTRACT

The paleozoic stratigraphic sequence outcropping on the southern border of the Sierra de la Demanda, whose age ranges from the Cambrian to the Ordovician, has been divided into six different formations. According to their facies, these are equivalent to the those outcropping in the westernmost sector of the West Asturian-Leonese Zone (WALZ).

The rocks have been affected by two Hercynian deformation phases and a late Hercynian fracturation. The first Hercynian phase originated folds and all knids associated with a primary foliation; the second phase gave rise to overridings and occasionally a crenulation cleavage.

The deformation is accompanied by low and very low-grade regional metamorphism with intensity decreasing in the general terms towards the SE. Crystallochemical data of the samples obtained by means of X-ray powder diffractometry, have revealed the epizone-anchizone limit and, in some cases, have evidenced the metamorphic jump produced by the faults.

Key words: *Hercynian deformation-metamorphism, Illite crystallinity, West Asturian-Leonese Zone, Sierra Demanda.*

Introducción

La Sierra de la Demanda constituye el extremo NO del Sistema Ibérico y es considerada como el afloramiento más meridional de la Zona Asturoccidental-Leonesa (Julivert *et al.*, 1972), cuyo enlace quedaría enmascarado por la cobertura mesozoica y cenozoica de la Cuenca del Duero (fig. 1).

Los materiales paleozoicos que afloran en el núcleo de la sierra, han sido estudiados desde distintos puntos de vista en diversos trabajos (Schriel, 1930; Lozte, 1960; Colchen, 1974; Palacios, 1979, etc.). Entre ellos cabe destacar la Tesis Doctoral de Colchen (1974), en la que se lleva a cabo un detallado estudio sobre la estratigrafía, tectónica y metamorfismo de las formaciones paleozoicas, y la de Pala-

* Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

** Departamento de Mineralogía y Petrología e I.A.G.M. Universidad de Granada, C.S.I.C., 18071 Granada.

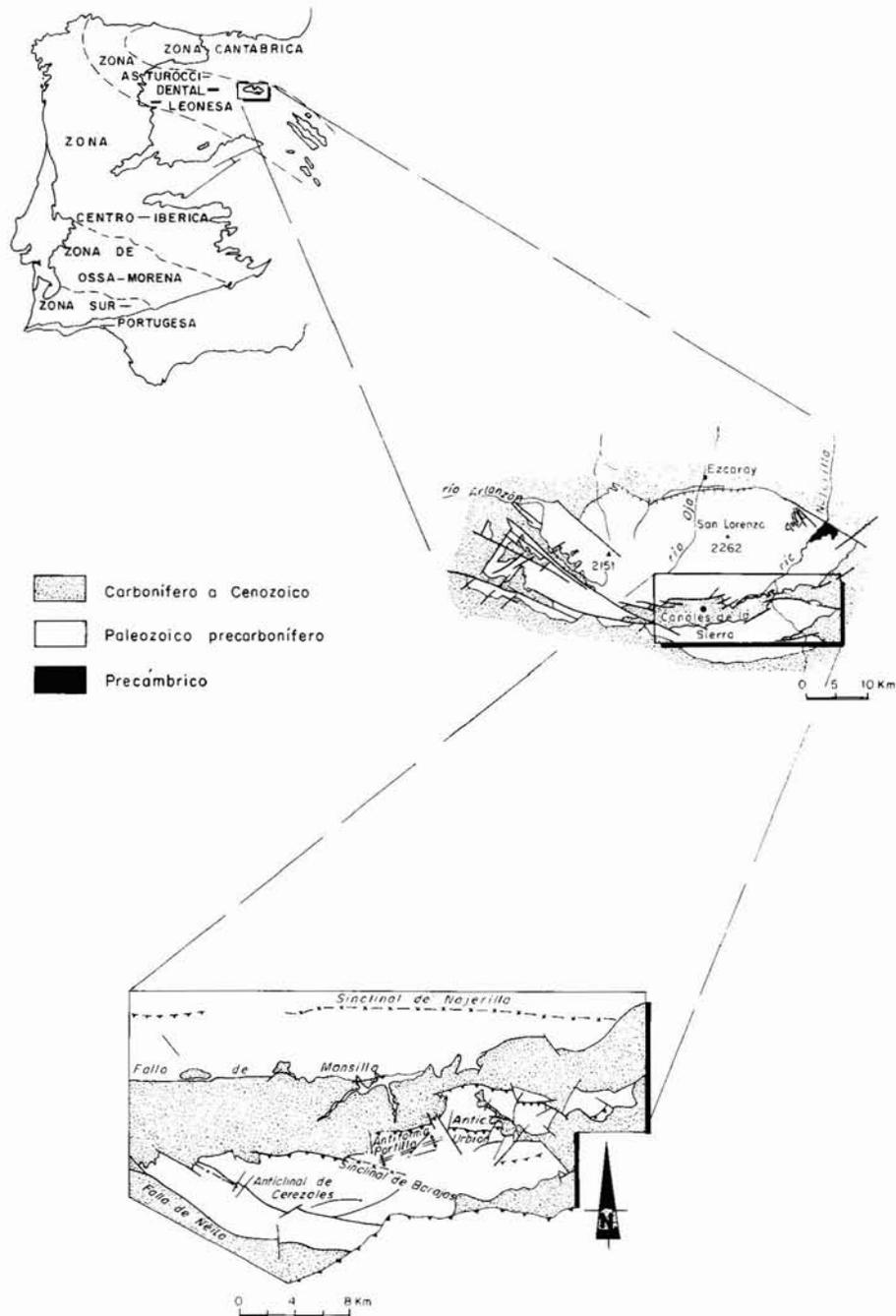


Fig. 1.—Localización geológica y esquema estructural de la zona estudiada.

cios (1979) en la que se hace una datación más precisa de las series cámbricas y ordovícicas.

También son de gran interés los trabajos de síntesis llevados a cabo por Gil-Serrano *et al.* (1978 a y b) y Cámara *et al.* (1982) en la realización de las hojas 278, 279 y 240 del Plan Magna.

Posteriormente, el trabajo de Santana (1985) ha servido para precisar algunos aspectos estructurales de gran importancia. Su principal aportación es haber definido la existencia de cabalgamientos con desplazamiento hacia el N en el SO de la sierra, lo cual difiere de las conclusiones obtenidas tanto por Col-

chen (1974), como por Gil-Serrano (1978), que indican un desplazamiento de estas estructuras hacia el S en este sector.

Por otra parte, en cuanto al metamorfismo, todos los autores coinciden en afirmar que todo el Paleozoico inferior de la Sierra de la Demanda ha sido afectado por un metamorfismo de grado bajo, dentro de las facies epizonal (Colchen, 1974; Gil-Serrano *et al.*, 1978, y Santana, 1985). Sin embargo, teniendo en cuenta las características petrográficas de estos materiales y las limitaciones de los métodos ópticos tradicionales, nunca se ha podido precisar más sobre el grado metamórfico que ha sufrido el conjunto paleozoico preorogénico.

Por todo ello, en el presente trabajo hemos abordado el estudio estructural y metamórfico del borde paleozoico meridional de la Sierra de la Demanda con el fin de establecer una correlación con la estructura obtenida por Santana (1985) en un sector más occidental de este mismo borde y, por otro lado, realizar una determinación más precisa del grado de metamorfismo de las secuencias paleozoicas, utilizando técnicas basadas en el estudio de la «cristalinidad» de la illita.

La secuencia estratigráfica

Los materiales prehercínicos que afloran en el borde meridional de la Sierra de la Demanda abarcan edades comprendidas desde el Cámbrico al Ordovícico. Estas series son equivalentes, por facies, a las que aparecen en el sector más occidental de la Zona Asturoccidental-Leonesa del Macizo Hespérico y, según Colchen (1974), pueden ser divididos en tres grandes conjuntos litológicos:

— *Conjunto Basal*: Constituido fundamentalmente por areniscas de grano grueso, entre las que, ocasionalmente, aparecen algunos niveles pizarrosos que son más abundantes hacia el techo, mientras que en la parte inferior aparecen tramos conglomeráticos.

— *Conjunto Medio*: Constituido por rocas carbonatadas y arcilloso-carbonatadas.

— *Conjunto Superior*: Constituido por una potente sucesión alternante de areniscas y pizarras. Una parte de este conjunto fue denominado por Lotze (1960) Serie de la Demanda por su semejanza con la Serie de los Cabos de la Zona Asturoccidental-Leonesa. En su parte superior, y en aparente continuidad estratigráfica, aparece el Ordovícico.

Para el estudio y cartografía de las series paleozoicas se ha utilizado en este trabajo la división de formaciones y nomenclatura propuesta por Colchen (1974) y revisada posteriormente por Palacios (1979) (fig. 2). Sin embargo, a las formaciones cámbricas si-

tuadas por encima de los niveles carbonatados, a saber: Esquistos de Gatón, Areniscas de Viniegra y Alternancias del Najerilla, se las ha considerado como una única secuencia denominada Alternancias de la Demanda, tal y como propone Santana (1985). Esto viene motivado por dos razones:

— Por un lado, la disminución de los niveles arenosos hacia la parte occidental de la sierra, que ya había sido puesta de manifiesto por Colchen (1974), dificulta en este sector el establecimiento de límites entre dichas formaciones.

— Por otro lado, se ha comprobado que, tanto la formación Calcoesquistos de Mansilla como la formación Areniscas de Viniegra son cambios laterales de facies de la formación Esquistos de Gatón y, por lo tanto, para el estudio estructural de la zona, no tiene mayor importancia la diferenciación cartográfica de estas formaciones.

Por tanto, dentro de la secuencia paleozoica hemos distinguido, de muro a techo, las siguientes formaciones:

a) *Metareniscas de Barbadillo del Pez (Cámbrico Inferior)*: Constituidas fundamentalmente por areniscas microconglomeráticas y, en menor proporción, areniscas cuarcíticas y areniscas arcósicas. El espesor de los estratos es de orden decimétrico a métrico y, en general se percibe un aumento del espesor medio de los estratos hacia el E. La potencia de esta formación se estima en unos 1.000 m, si bien, en la zona estudiada en ningún momento llega a aflorar la formación infrayacente.

b) *Pizarras de Riocabado (Cámbrico Inferior)*: El contacto con la formación anterior es gradual y se determina por la aparición del primer nivel netamente pizarroso. Se trata de una alternancia de pizarras y areniscas en bancos decimétricos, en la que destacan frecuentes niveles de pizarras de color gris verdoso finamente laminadas. La potencia media de esta formación en el sector estudiado se puede estimar en unos 500 m, aumentando gradualmente hacia el O.

Hacia el techo de la formación aparecen localmente bancos dolomíticos interestratificados que se acunian lateralmente (S de Viniegra de Abajo y N de Canales de la Sierra), y que indican un paso gradual a la formación superior.

c) *Dolomías del Urbión (Cámbrico Inferior-Medio)*: Se trata de un potente nivel de dolomía masiva, de color azul intenso a morado en corte fresco, que por alteración toma colores ocre-rojizos muy característicos. Constituye un buen nivel guía de referencia al ser la más clara diferenciación litológica dentro del Cámbrico. Su potencia máxima es de 75 m, pero lateralmente varía mucho e incluso llega a desaparecer en algunos sitios (N de Neila o S de Ventrosa).

d) *Calcoesquistos de Mansilla (Cámbrico Medio)*: Esta formación está constituida por una sucesión de areniscas dolomíticas y pizarras. Las pizarras se caracterizan por la presencia de nódulos carbonatados milimétricos a centimétricos de forma elipsoidal que aparecen frecuentemente disueltos y se disponen con el eje mayor paralelo a la esquistosidad S_1 . Esta formación, debido a su carácter lenticular, no siempre aparece sobre las dolomías. Sus afloramientos más representativos se localizan en el corte del Río Portilla, donde llegan a alcanzar 100 m de potencia.

e) *Alternancias de la Demanda (Cámbrico Medio-Superior / Ordovícico)*: Se trata de una potente serie de más de 4.000 m de potencia de alternancias pelítico-samíticas con intercalaciones de areniscas cuarcíticas en bancos de decimétricos a métricos. Como ya hemos indicado bajo esta denominación se incluyen las formaciones definidas por Colchen (1974) como Esquistos de Gatón, Areniscas de Viniegra y Alternancias del Najerilla. En la mitad oriental de la región estudiada estas tres formaciones son fácilmente identificables, pero hacia el O el tramo de areniscas se hace menos importante de modo que en la mitad occidental la secuencia es predominantemente pizarrosa.

El límite superior del Cámbrico es imperceptible, y únicamente puede ser puesto de manifiesto por medios bioestratigráficos. En este sentido, aunque Colchen (1974) dató la parte superior de esta formación como Cámbrico Superior, Palacios (1979) encontró en ella restos de Trilobites —*Pagodia (wittenkindtia)*, WOLFAHRT—, Braquiópodos, Hyolites y Equinodermos (*Oryctoconus sp.*), que representan una asociación típica de la base del Tremadoc. Como consecuencia de ello, el límite Cámbrico Superior-Ordovícico queda localizado en la base de lo que Palacios denominó Alternancias Superiores del Najerilla (fig. 2).

f) *Arenisca de Brieva (Ordovícico)*: Es la formación paleozoica precarbonífera más alta que aparece en la Sierra de la Demanda. Está constituida por bancos de areniscas masivas, con algunas intercalaciones pizarrosas. La potencia máxima observada es de unos 250 m.

Geología estructural

Los materiales descritos anteriormente fueron sometidos durante la Orogenia Hercínica a una deformación polifásica, acompañada de un metamorfismo de grado bajo a muy bajo y, posteriormente, a otras fases de deformación tardihercínicas que dan lugar a la aparición de un gran número de fallas, gran parte de las cuales han rejugado durante la Orogenia Alpina.

	COLCHEN (1969)	PALACIOS (1979)	SANTANA (1985)	YENES <i>et al.</i>
ORDOVÍCICO	ARENISCA DE BRIEVA	ARENISCA DE BRIEVA		ARENISCA DE BRIEVA
	ALTERNANCIAS DEL NAJERILLA	ALTERN. SUP. DEL NAJERILLA	ALTERNANCIAS	ALTERNANCIAS
CÁMBRICO SUP.	ALTERN. INF. DEL NAJERILLA	CÁMBRICO SUP.		CÁMBRICO SUP.
CÁMBRICO MEDIO	ARENISCAS DE VINIEGRA	ARENISCAS SUP. DE VINIEGRA	DE LA DEMANDA	DE LA DEMANDA
	ESQUISTOS DE GATÓN	ARENISCAS INF. DE VINIEGRA		
CÁMBRICO MEDIO	ESQUISTOS DE GATÓN	ESQUISTOS DE GATÓN	CALCOESQUISTOS DE MANSILLA	CALCOESQUISTOS DE MANSILLA
	CALCOESQUISTOS DE MANSILLA	CALCOESQUISTOS DE MANSILLA		
CÁMBRICO INFERIOR	DOLOMIAS DE MANSILLA	DOLOMIAS DE URBIDON	DOLOMIAS DE MANSILLA	DOLOMIAS DE URBIDON
	PIZARRAS DE RIOCABADO		PIZARRAS DE RIOCABADO	PIZARRAS DE RIOCABADO
CÁMBRICO INFERIOR	METARENISCAS DE BARRADILLO DEL PEZ		METARENISCAS DE BARRADILLO DEL PEZ	METARENISCAS DE BARRADILLO DEL PEZ

Fig. 2.—Cuadro comparativo de las divisiones establecidas para la secuencia paleozoica por diferentes autores que han trabajado en la zona.

El estudio de las estructuras hercínicas y de sus relaciones geométricas (figs. 3 y 4), permite establecer la existencia en este área de dos fases de deformación que se corresponden con las fases 1 y 2 descritas por Colchen (1974). La primera (D_1) origina pliegues y esquistosidad, y la segunda (D_2) da lugar a cabalgamientos. Colchen (1974) propone además la existencia de una tercera fase, que origina pliegues con plano axial subvertical de dirección $N110^\circ-145^\circ E$ acompañados de esquistosidad, la cual se localiza preferentemente el cuadrante noroccidental de la Sierra de la Demanda y no ha sido detectada en el área estudiada.

Primera fase de deformación hercínica

Esta fase de deformación es la que desarrolla las grandes estructuras regionales, así como la mayor parte de las meso y microestructuras.

El estilo de plegamiento está fuertemente influenciado por la litología de las secuencias afectadas. Al E, donde las facies son más cuarcíticas y los estratos más potentes, se individualizan grandes pliegues de primera fase, cuya longitud de onda varía entre los 10 y 12 km. Al O, donde las facies son más pizarrosas, las grandes estructuras de primera fase se pierden, pasando a una sucesión de pequeños sinclinales y anticlinales vergentes al N.

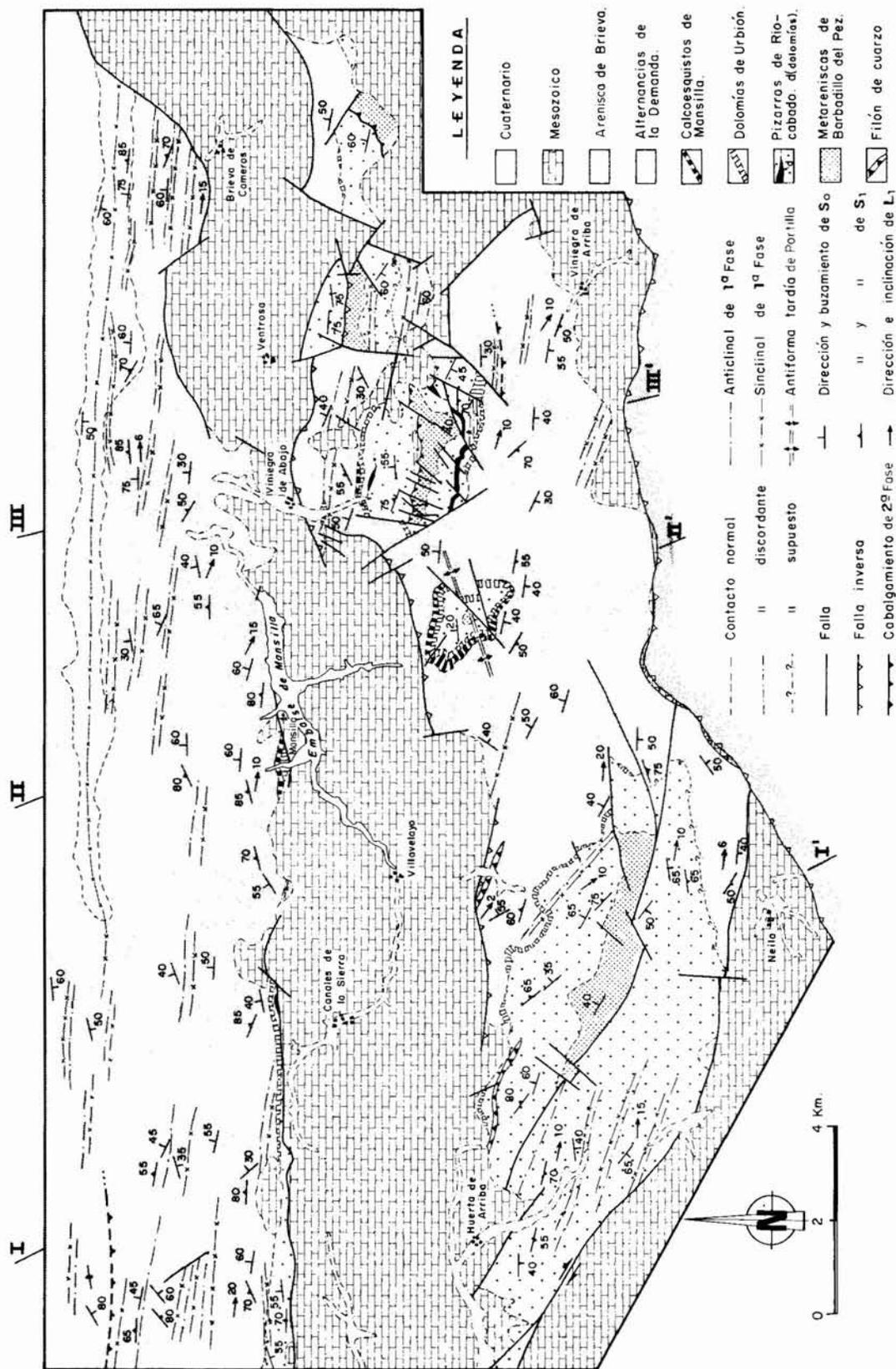


Fig. 3.—Mapa geológico del borde meridional de la Sierra de la Demanda.

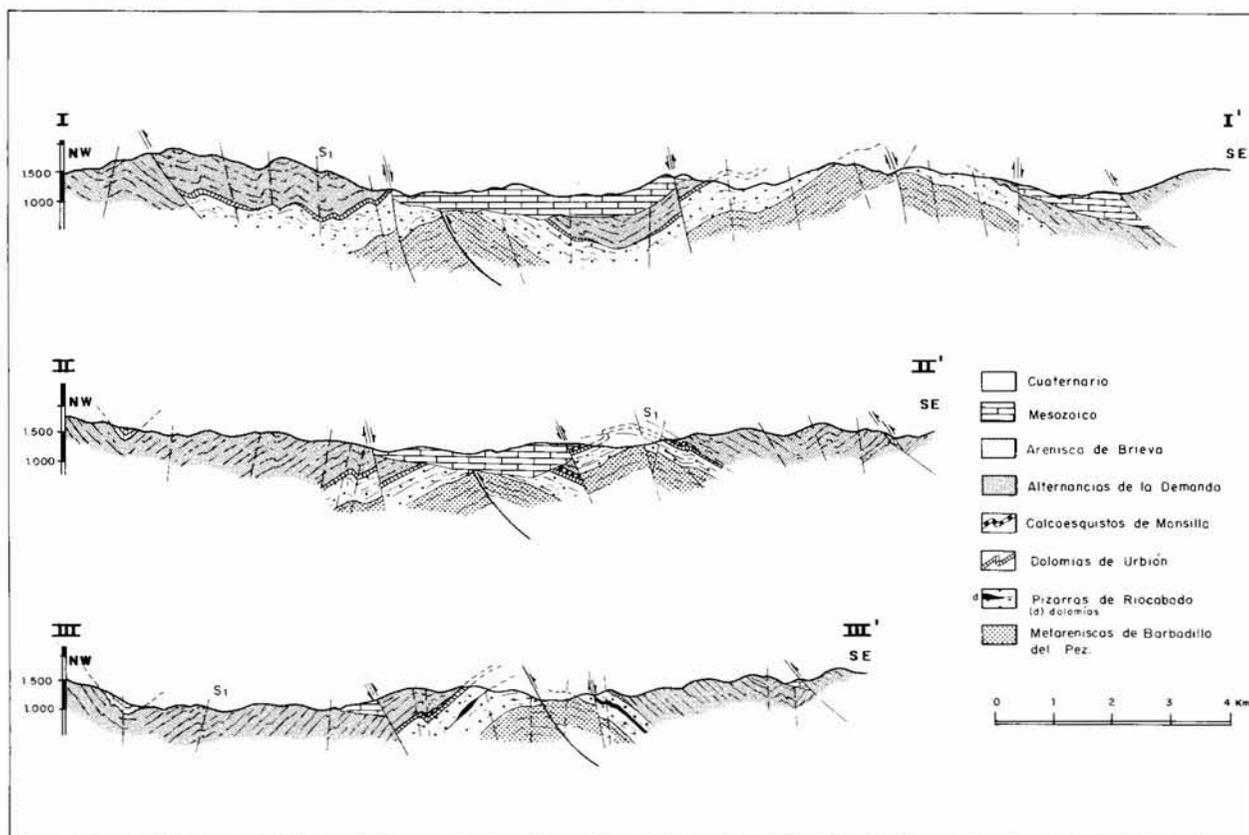


Fig. 4.—Cortes geológicos indicados en la figura 3.

Estructuras mayores

En la parte septentrional de la zona estudiada se localiza el flanco meridional y el núcleo del *Sinclinal del Najerilla* (Colchen, 1974) que constituye la estructura más característica e importante del macizo de la Demanda. Su plano axial, de dirección E-O, es subvertical y su eje buza suavemente hacia el E.

En la zona meridional del área se individualizan otras macroestructuras: el *Anticlinal de Urbión*, el *Sinclinal de Barajas* y el *Anticlinal de Cerezales* (fig. 1).

Meso y microestructuras

Distinguiremos tres tipos de estructuras:

- Los pliegues menores.
- La esquistosidad S_1 .
- La lineación de intersección L_1 .

a) Descripción y análisis de los pliegues menores

Son pliegues de escala métrica a decamétrica que se desarrollan en los flancos de las grandes estructu-

ras anteriormente descritas. El estilo de estos pliegues varía según la litología donde se desarrollan.

En general se trata de pliegues de escala métrica a decamétrica, de plano axial subvertical o fuertemente buzante al S, que se continúan lateralmente relevándose unos a otros.

La orientación de las charnelas varía aproximadamente entre E-O y $N150^\circ E$. La orientación media, considerada por sectores, cambia ligeramente de N a S de la zona estudiada: de $N95^\circ E$ en la mitad septentrional (flanco S del Sinclinal del Najerilla), hasta $N120^\circ E$ en la mitad meridional (al S del cabalgamiento de fase 2 que aflora en las proximidades de Vinierra de Abajo y cuya prolongación hacia el O está fosilizada por los materiales mesozoicos). Las posibles causas de esta variación serán expuestas más adelante en el apartado de discusión y conclusiones.

El estudio de la geometría de los pliegues menores se ha realizado utilizando la técnica descrita por Ramsay (1967), Hudleston (1973), y Bastida (1981). En las capas competentes de la formación Alternancias de la Demanda se desarrollan pliegues de las clases 1B y 1C (Ramsay, 1967), mientras que en las capas incompetentes de esta misma formación apare-

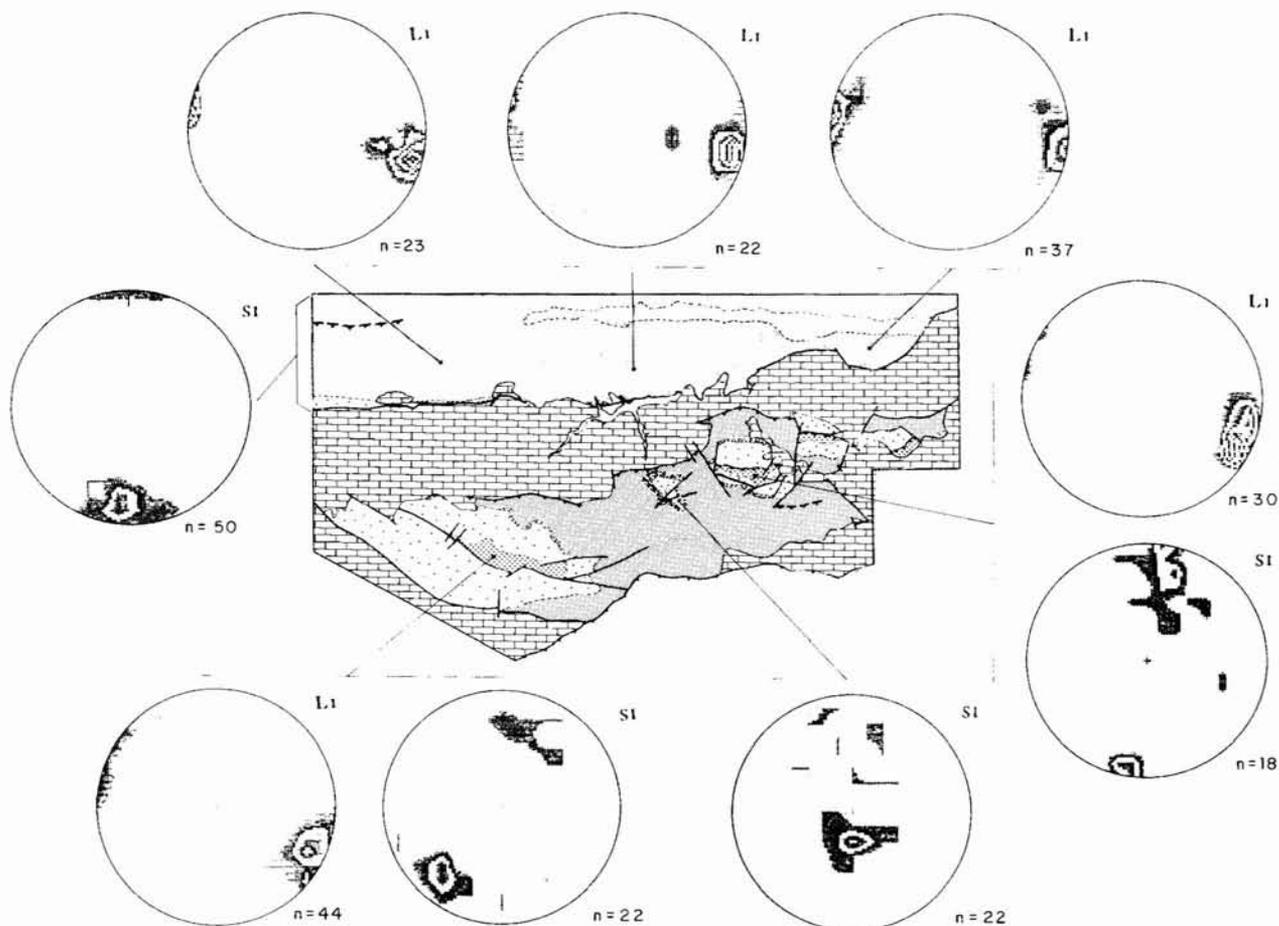


Fig. 5.—Distribución geográfica de los ejes de los pliegues y de las lineaciones de intersección de la primera fase. Diagramas de densidad de puntos para el 1 % del área. Para el mapa, igual leyenda que en la figura 6.

cen pliegues de la clase 3 o próximos a la clase 2 (Ramsay, 1967). Sin embargo, en la formación Metareniscas de Barbadillo del Pez, debido a su mayor homogeneidad, los pliegues de escala métrica, allí donde se desarrollan, son pliegues de la clase 1C o próximos a la clase 2 (Ramsay, 1967).

El ángulo entre flancos varía desde los 75° a 90° medidos en los pliegues de la formación Metareniscas de Barbadillo del Pez, hasta los 40° a 75° de los pliegues desarrollados en las formaciones más pelíticas.

En los pliegues de la clase 1C desarrollados en cuarcitas se puede cuantificar el aplastamiento superpuesto al «buckling», asumiendo que éste se realiza aproximadamente en la dirección perpendicular a la charnela; el estudio de las isogonas y la proyección de los parámetros t^{α^2} en función de $\cos^2 \alpha$ nos permite obtener valores de $\sqrt{\lambda_2/\lambda_1}$ del elipsoide de deformación superpuesta (método de Hudleston, 1973). Para realizar esta cuantificación se han seleccionado pliegues en capas competentes regularmente

distribuidos: 16 en la formación de Alternancias de la Demanda y 6 en la formación de Metareniscas de Barbadillo del Pez. Los valores obtenidos, trasladados al gráfico de Bastida (1981), indican un aplastamiento superpuesto en torno al 35 % para los pliegues de la formación Metareniscas de Barbadillo del Pez, y de un 29 % para los pliegues de la formación Alternancias de la Demanda.

Este mismo gráfico de Bastida (1981) nos permite calcular el acortamiento total producido por los pliegues. Los resultados obtenidos ponen de manifiesto un acortamiento total medio del 38 % para los pliegues de la formación Metareniscas de Barbadillo del Pez y del 43 % para los pliegues de la formación Alternancias de la Demanda.

Se puede decir, por tanto, que en conjunto son pliegues formados por un mecanismo de «buckling» al que se le superpone un aplastamiento. Por otra parte, la aparición local de venas sigmoidales en los flancos de los pliegues indica que ha existido un me-

canismo de flexofluencia durante el desarrollo de los pliegues.

b) *La esquistosidad S_1*

La esquistosidad generada por la primera fase de deformación es visible en toda la zona estudiada y, al igual que los pliegues, presenta unas características y un desarrollo diferente dependiendo de las litologías a las que afecte.

En las areniscas microconglomeráticas del Cámbrico Inferior apenas se aprecia el desarrollo de esta esquistosidad y cuando se observa consiste en una esquistosidad espaciada poco penetrativa.

En las areniscas de la formación Alternancias de la Demanda se desarrolla una esquistosidad grosera o «rough cleavage».

Por último en las pizarras, tanto de formación Pizarras de Riocabado como de la formación Alternancias de la Demanda, se desarrolla una fábrica planar homogénea, con características de clivaje pizarroso o «slaty cleavage», definida por la orientación de todos los elementos de la roca.

c) *La lineación L_1*

La lineación (L_1) definida por la intersección entre el plano de estratificación (S_0) y el plano de esquistosidad (S_1), es la estructura lineal más visible en todos los afloramientos. Su orientación es paralela a los ejes de los pliegues de primera fase y, al igual que ocurría con éstos, su orientación media por sectores varía de N a S de la zona (fig. 5).

Segunda fase de deformación hercínica

Durante la segunda fase de deformación se originan cabalgamientos cuyas orientaciones son subparalelas a los planos axiales de los pliegues de primera fase y los cortan.

La estructura más importante es el cabalgamiento localizado al S de Viniegra de Abajo, que superpone las Metareniscas de Barbadillo del Pez sobre las Pizarras de Riocabado y cuya dirección de traslación es hacia el N (fig. 3). Su trazado cartográfico, cubierto en ocasiones por materiales mesozoicos y retocado por fallas posteriores, se puede seguir hacia el E hasta el S de Brieva de Cameros donde desaparece definitivamente debajo de las formaciones mesozoicas. Hacia el O su continuación queda fosilizada por la cobertera mesozoica de la depresión de Canales de la Sierra pero, suponemos que más al O debe unirse con el cabalgamiento que, con las mismas caracte-

terísticas, identifica Santana (1985) al N de Barbadillo del Pez.

Esta gran estructura muestra una superposición variable a lo largo de su trazado, así mientras que al N de Barbadillo del Pez superpone las Metareniscas del Cámbrico Inferior sobre la formación Alternancias de la Demanda (Cámbrico Medio-Superior), estimándose un salto en la vertical de aproximadamente 1.000 m (Santana, 1985); en su prolongación hacia el E va amortiguando su desplazamiento, hasta superponer las Metareniscas del Cámbrico Inferior sobre las Pizarras de Riocabado (Cámbrico Inferior) en las proximidades de Viniegra de Abajo, donde se estima un salto vertical de 400 m.

Otros cabalgamientos menores han sido observados más al N superponiendo entre sí términos de la formación Alternancias de la Demanda. Estos cabalgamientos han sido identificados en función de la geometría del contacto mecánico y en algunos casos por su continuidad con superficies de cabalgamiento que más al E superponen las dolomías del Cámbrico Medio sobre las Alternancias de la Demanda (Santana, 1985).

En los planos de cabalgamiento suelen desarrollarse harinas de falla de espesor centimétrico o decimétrico en las que no es posible observar criterios cinemáticos fiables. En cuanto a las estructuras de detalle relacionadas con esta fase de deformación, hay que indicar que de forma generalizada no se desarrollan ni pliegues ni esquistosidad; únicamente se ha podido apreciar en las láminas delgadas recogidas en las zonas próximas a los cabalgamientos la existencia de una débil crenulación de la esquistosidad primaria S_1 .

Deformaciones tardías

Las estructuras anteriormente descritas, se encuentran afectadas por un gran número de fallas tardihercínicas, producidas por la etapa de fracturación que afectó al orógeno durante el Estefaniense y el Pérmico, muchas de las cuales han rejugado durante los movimientos alpinos (Arthaud y Matte, 1975).

Podemos distinguir dos sistemas de fallas principales:

a) *Sistema NO-SE:*

Está constituido por varias fallas localizadas al SO de la zona estudiada entre Huerta de Arriba y Neila, la más importante de las cuales sería la Falla de Neila (fig. 1) que constituye la terminación S de la denominada Falla de Pineda (Colchen, 1974), cuyo trazado se puede seguir más de 45 km a lo largo de la

sierra, desde Neila hacia el NO. Se trata de una falla de desgarre dextra, que origina un desplazamiento de las estructuras de 4 a 5 km (Colchen, 1974). Esta falla rejugó durante la Orogenia Alpina produciendo el hundimiento del bloque SO (fig. 3).

A mayor escala estas fallas se continúan hacia el NO, estando relacionadas con la Falla de Ventanilla (Parga, 1969).

b) Sistema ENE-OSO:

Está constituido por diversas fallas de direcciones comprendidas entre N70°-90°E, de las cuales las más importantes son las que actualmente delimitan la depresión mesozoica de Canales de la Sierra y la que, más al S, hemos tomado como límite meridional del área estudiada. Dichas fallas han tenido una historia compleja, funcionando, a partir del Trías, como fallas normales que indujeron la formación de las cuencas mesozoicas y más tarde, algunas de ellas, como fallas inversas durante la Orogenia Alpina. Este es el caso de la falla que limita por el S la depresión mesozoica de Canales de la Sierra, que superpone los materiales paleozoicos sobre los mesozoicos y cuyo funcionamiento como falla inversa podría ser responsable de la antiformal que, con una dirección N70°E, paralela a la falla, se observa en los materiales cámbricos que afloran en las inmediaciones del Río Portilla (ver fig. 3 y fig. 4, corte II-II'). El carácter post-hercínico de dicha antiformal se pone de manifiesto por dos tipos de consideraciones: en primer lugar, está el hecho de que afecta a las estructuras de primera fase (pliegues y esquistosidad) y no tiene relación, por su estilo y orientación, con las estructuras de segunda fase asociadas a los cabalgamientos ni con las de tercera descritas por Colchen (1974) en la parte noroccidental de la Sierra de la Demanda; por otra parte, la antiformal es paralela a una fractura tardi-hercínica que ha rejugado claramente durante el ciclo alpino.

Metamorfismo

La deformación hercínica que sufren los materiales paleozoicos de la Sierra de la Demanda va acompañada de un metamorfismo progrado, que se desarrolla principalmente durante D₁ y durante la interfase D₁-D₂, y en el cual, sólo localmente, se alcanza la isograda de la biotita (Colchen, 1974; Gil-Serrano *et al.*, 1978, y Santana, 1985).

Hasta el momento nunca había sido posible precisar más acerca de la variación del grado metamórfico a lo largo de la sucesión ya que lo impedían la ausencia de litologías adecuadas y las limitaciones de

los métodos ópticos tradicionales. Toda la sucesión pelítica presenta la paragénesis no diagnóstica Cuarzo + Mica + Clorita ± CO₃ ± Feldespato, que es estable desde la diagénesis avanzada hasta la isograda de la biotita, bien entrado el grado bajo, lo que representa un margen aproximado de 300° C (Winkler, 1974, y Frey, 1987). Por ello, en este trabajo hemos intentado abordar el problema mediante técnicas basadas en el estudio de la «cristalinidad» de la illita y, en concreto, alcanzar una aproximación cuantitativa al grado de metamorfismo utilizando los datos cristalocósmicos de micas y cloritas obtenidos mediante el estudio por difracción de Rayos X.

Por otro lado se ha intentado poner de manifiesto mediante este método la existencia de cabalgamientos, estudiando los posibles saltos en el metamorfismo que se reflejarían por las diferencias de los parámetros cristalográficos en zonas adyacentes a la falla.

Metodología de trabajo

Selección de los muestreos

En primer lugar, se llevaron a cabo tres muestreos generales de la secuencia paleozoica en zonas sin excesiva complejidad estructural, con el fin de obtener un patrón metamórfico de la serie. El primero se realizó a lo largo del cauce del Río Gatón (fig. 6, muestreo 1), el segundo a lo largo de la carretera que une Viniegra de Arriba con Viniegra de Abajo (fig. 6, muestreo 2) y el tercero a lo largo del cauce del Río Urbión, en el camino a la Ermita de San Millán (fig. 6, muestreo 3).

Posteriormente, con el fin de detectar y probar la existencia de cabalgamientos, supuestos o deducidos anteriormente, se llevaron a cabo varios muestreos puntuales. Uno de ellos se efectuó en un área próxima a nuestra zona de estudio, donde la presencia de las Dolomías de Urbión sobre la formación Alternancias de la Demanda se había interpretado como cabalgamientos de fase 2 por Santana (1985) (fig. 6, muestreo 4). El otro se realizó ya en nuestra zona de estudio en un área donde se suponía que debían continuar las estructuras descritas por Santana (1985) y que, debido al acunamiento lateral de las dolomías, no se podían cartografiar por métodos tradicionales (fig. 6, muestreo 5).

Preparación de las muestras y medidas de difracción por Rayos X

Se han hecho dos tipos de preparaciones para el estudio de las muestras por difracción de Rayos X:

Una parte de la muestra problema se ha molido mediante un proceso repetitivo y no continuo, siguiendo las recomendaciones de Kisch (1980), a fin de no alterar las características originales de los minerales. Mediante la sedimentación en una placa de vidrio obtenemos un agregado orientado que, posteriormente, es el utilizado para conocer algunas de las características cristalocósmicas de la mica blanca y la clorita, tales como el índice de «cristalinidad» (Kubler, 1968) y el espacio basal de los filosilicatos.

Por otro lado se ha utilizado una lámina de roca de 3 ó 4 mm de espesor, para determinar el parámetro b₀ (Å) de la mica blanca y de la clorita. Mediante este método se evitan las interferencias de diversas reflexiones de las micas como son la (331) y una banda neta a 2θ = 60.75 que corresponde a la reflexión (245) y

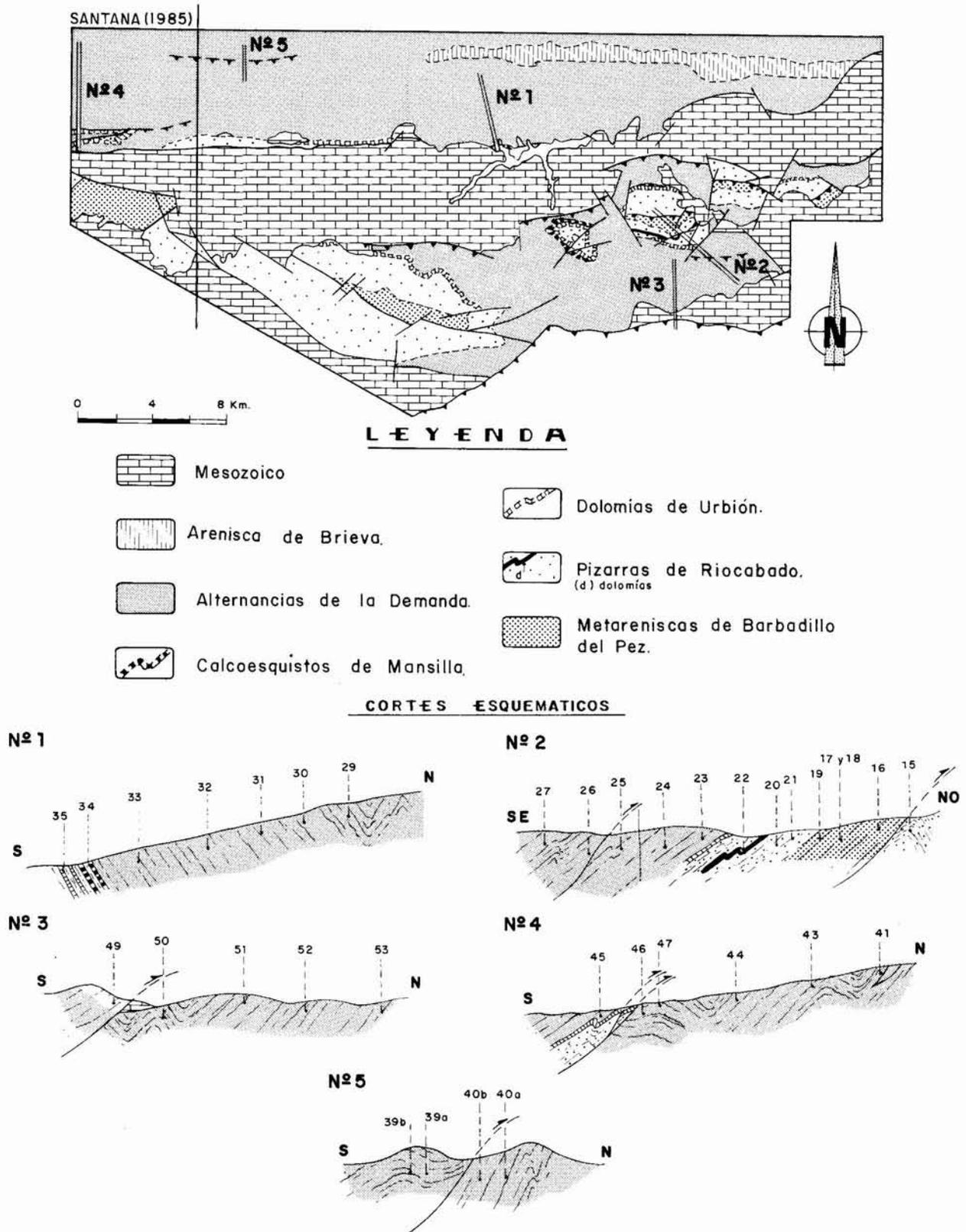


Fig. 6.—Localización de muestras realizadas para el estudio por difracción de Rayos X y cortes esquemáticos con indicación de las muestras recogidas.

que en el difractograma realizado en polvo sí aparece (Sassi y Scolarì, 1974).

Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Difractometría de Rayos X de la Universidad de Granada y las condiciones instrumentales para la medida de espaciados y relaciones de intensidades son las mismas de Nieto *et al.* (1989) y para el índice Kubler las aceptadas y estandarizadas internacionalmente (por ejemplo, Blenkinsop, 1988).

Significado geológico de los parámetros cristaloquímicos de los filosilicatos

Índice de Kubler: Este parámetro, que refleja la medida de la anchura a mitad de altura de la primera reflexión (002) de la mica blanca, fue propuesto y ha sido ampliamente utilizado como estimación relativa de grado de maduración en los materiales arcillosos en el tránsito diagénesis-metamorfismo. En función de ese mismo parámetro se definen los límites diagénesis-anquizona-epizona que, en el difractómetro de la Universidad de Granada, se establecen en $0,36$ y $0,23^\circ 2\theta$, respectivamente.

Espaciado basal: Depende de muchos factores y, por tanto, sólo puede usarse de forma relativa para estimar la temperatura. Así, cuando se cumplen determinadas condiciones, el espaciado basal de la clorita varía en forma directa con la temperatura, mientras que el de la mica y el contenido en Fe de la clorita lo hacen en forma inversa.

Parámetro b_0 de las micas: Fue propuesto como geobarómetro cualitativo por Sassi y Scolarì en 1974. Posteriormente, Guidotti y Sassi (1986) le han conferido un valor semicuantitativo dentro del metamorfismo de grado bajo. En tales condiciones, y para las paragénesis adecuadas, permite una estimación bastante aproximada del gradiente metamórfico, es decir, de la relación entre temperatura y presión. La figura 1 de los autores anteriormente citados establece los campos de los metamorfismos de presiones baja, intermedia y alta, respectivamente (límites 9.000Å y 9.040Å).

Resultados

Los resultados obtenidos en los análisis, recogidos en la tabla 1, indican que en la mayor parte de la sierra nos encontramos dentro de la epizona, es decir, en el metamorfismo de grado bajo.

Así, en el Muestreo 1 (fig. 7), realizado a lo largo del Río Gatón, el índice de «cristalinidad» de la illita presenta valores comprendidos entre $0,13^\circ$ y $0,15^\circ$, es decir, por debajo de $0,23^\circ$ que es el límite superior de la epizona.

En el Muestreo 2 (fig. 7), los valores obtenidos indican que nos encontramos dentro de la epizona, salvo para las dos muestras más meridionales (26 y 27), cuyos índices de «cristalinidad» ($0,24^\circ$ y $0,26^\circ$) se sitúan ya dentro de la anquizona, es decir, en el metamorfismo de grado muy bajo.

Lo mismo ocurre en el Muestreo 3 (fig. 7), en el cual, si exceptuamos la muestra más meridional (49), que se sitúa en el bloque levantado de la falla inversa de edad alpina y pertenece a la epizona, se puede ver que la última muestra de la serie normal (50) también sobrepasa el límite epizona-anquizona con un índice de «cristalinidad» de $0,25^\circ$.

En conclusión, se observa que la isograda del metamorfismo, marcada por el límite epizona-anquizona, se localiza en el extremo SE de nuestra zona de estudio.

De lo anteriormente expuesto se puede decir que el metamorfismo ha podido alcanzar temperaturas comprendidas entre los 300 y 400°C . Mientras que, por otro lado, el parámetro b_0 de la moscovita presenta valores medios comprendidos entre 9.018 y 9.029 , que indican facies de presión intermedia (Guidotti y Sassi, 1986).

Algunas muestras presentan valores que se alejan notablemente de la media ampliando el rango y la desviación standard hasta límites que no son normales para un único terreno metamórfico. Tales valores podrían representar una fase de mica minoritaria en la mayoría de las muestras, pero que en algunas ha impuesto su valor sobre las correspondientes a la fase metamórfica principal. Dichas micas representan condiciones de más baja presión y pueden ser simplemente material detrítico heredado o bien formadas durante una fase metamórfica de menor entidad.

En cuanto a los muestreos que se realizaron con el fin de determinar la existencia de cabalgamientos (Muestreos 4 y 5), los resultados indican que tanto en el muestreo donde se conocía su existencia (Muestreo 4), como en el que se suponía (Muestreo 5), no existen diferencias mayores de las que se encuentran normalmente dentro de una misma zona metamórfica.

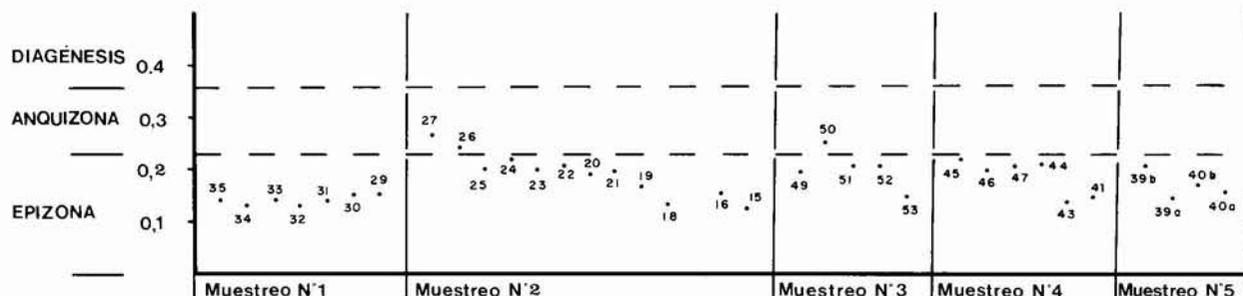


Fig. 7.—Variación de los índices de «cristalinidad» de la illita en cada uno de los muestreos efectuados.

Tabla 1.—Resultados de los análisis por difracción de rayos X

	Cristal 002 ($^{\circ}2\theta$)	Cristal 004 ($^{\circ}2\theta$)	d(00,10) Mica (Å)	d(001) Clorita (Å)	bo Mica (Å)	Fe (n.º at.)
Muestreo n.º 1						
35.....	0,14	0,16	1,995	—	9,039	1,6
34.....	0,13	0,15	1,996	14,17	9,035	1,7
33.....	0,14	0,16	1,997	—	9,018	—
32.....	0,13	0,14	1,997	14,18	9,028	2,5
31.....	0,14	0,15	1,996	14,19	9,037	2,4
30.....	0,15	0,15	1,997	14,19	9,032	2,4
29.....	0,15	0,15	1,996	14,16	9,020	2,4
\bar{x}	0,14	0,15	1,996	14,17	9,029	2,1
σ	0,0075	0,0063	0,0007	0,0116	0,0076	0,3547
Muestreo n.º 2						
15.....	0,13	0,15	1,994	—	9,036	—
16.....	0,16	0,17	1,991	14,13	9,036	2,1
17.....	—	0,16	1,993	—	9,043	—
18.....	0,14	0,16	1,994	—	9,040	—
19.....	0,17	0,20	1,996	—	9,016	—
21.....	0,20	0,19	1,994	—	9,017	—
20.....	0,19	0,19	1,997	—	9,010	—
22.....	0,21	0,19	1,992	—	9,022	—
23.....	0,20	0,21	1,991	14,13	9,014	—
24.....	0,22	0,20	1,991	—	9,044	—
25.....	0,20	0,19	1,994	14,13	9,024	2,6
26.....	0,24	0,22	1,995	—	9,007	—
27.....	0,26	—	2,000	14,15	8,998	2,3
\bar{x}	0,19	0,18	1,994	14,13	9,023	2,3
σ	0,0368	0,0205	0,0025	0,0086	0,0143	0,2054
Muestreo n.º 3						
53.....	0,15	0,15	1,995	—	—	—
52.....	0,21	0,23	1,996	—	9,018	—
51.....	0,21	0,22	—	—	9,008	—
50.....	0,25	0,23	1,994	—	9,012	—
49.....	0,19	0,19	1,993	—	9,033	—
\bar{x}	0,20	0,20	1,994	—	9,017	—
σ	0,0324	0,0307	0,0011	—	0,0094	—
Muestreo n.º 4						
45.....	0,22	0,18	1,994	—	9,042	—
46.....	0,19	0,15	1,996	14,19	9,036	—
47.....	0,20	0,16	1,996	14,20	9,038	2,2
44.....	0,21	0,18	1,992	—	9,041	—
43.....	0,14	0,16	2,001	—	9,010	2,6
41.....	0,15	0,15	2,001	14,15	8,988	2,5
\bar{x}	0,18	0,16	1,996	14,18	9,025	2,4
σ	0,0298	0,0124	0,0033	0,0216	0,0201	0,1699
Muestreo n.º 5						
39-b.....	0,19	0,19	1,994	14,13	9,017	—
39-a.....	0,15	0,16	1,995	14,18	9,032	—
40-b.....	0,17	0,17	1,996	14,16	9,022	—
40-a.....	0,16	0,17	1,998	14,20	9,023	—
\bar{x}	0,16	0,17	1,995	14,16	9,023	—
σ	0,0147	0,0108	0,0014	0,0258	0,0054	—

ca y, por otro lado, las variaciones observadas son menores que las dispersiones que se citan en la bibliografía existente al respecto. De ello se deduce que los saltos originados por estas estructuras, no son lo suficientemente importantes como para quedar reflejados en el valor de los parámetros cristaloquímicos estudiados. Sin embargo, en el Muestreo 3 el salto producido por la falla inversa de edad alpina localizada al S, queda reflejado en el valor de los parámetros cristaloquímicos: así, mientras que en la muestra 50, localizada inmediatamente al N de la falla, el índice de «cristalinidad» de la illita da un valor de 0,25°, es decir, dentro de la anquizona, en la muestra 49, localizada al S de dicha estructura, este índice da un valor incluido dentro de la epizona (0,19°).

Discusión y conclusiones

El paleozoico de la región estudiada está constituido por una sucesión de materiales cámbricos y ordovícicos, correlacionables con los del resto de la Zona Asturoccidental-Leonesa.

Estos materiales han sido sometidos a dos fases de deformación hercínicas principales y a una importante fracturación tardihercínica.

La primera fase de deformación generó pliegues de todas las escalas, cuyas direcciones estructurales oscilan entre E-O y N150°E. El estudio geométrico de los pliegues de escala métrica y decimétrica permite concluir que los mecanismos principales que han intervenido en su génesis son el «buckling» y el aplastamiento. Asociada a los pliegues se desarrolla una esquistosidad primaria (S_1) cuyas características, condicionadas principalmente por la litología, varían desde una esquistosidad grosera en los materiales más cuarcíticos hasta un clivaje pizarroso en los más pelíticos.

Llama la atención el cambio que se observa en la orientación media de las estructuras de primera fase entre el bloque autóctono y alóctono del cabalgamiento principal de fase 2, que ocupan respectivamente las mitades septentrional y meridional de la zona estudiada (fig. 5). Este cambio puede estar relacionado con el que, a mayor escala, se pone de manifiesto en la parte oriental de la Zona Asturoccidental-Leonesa en la cual se observa que, en conjunto, las estructuras de primera fase se sitúan alrededor de E-O en la Sierra de la Demanda (Lozte, 1960; Colchen, 1974; Palacios, 1979, y Santana, 1985) mientras que, más al S, en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica (Anticlinales de Ateca y Calatayud), su orientación es NO-SE o incluso, N-S (Capote y González-Lodeiro, 1983). El cambio de orientación, aparentemente progresivo, se produciría entonces en una banda que se situaría en el bor-

de meridional de la Sierra de la Demanda. En estas condiciones es razonable suponer que el cabalgamiento de fase 2 que aflora en la región estudiada podría haber superpuesto dos sectores, originalmente próximos entre sí, en los que las orientaciones de las estructuras de primera fase fueran algo diferentes, apareciendo ahora como más brusco el cambio de orientación existente entre ambos sectores. Por otro lado, aunque mínima, no puede descartarse una pequeña rotación producida por el cabalgamiento ya que las componentes vertical y horizontal del salto son progresivamente mayores hacia el O (figs. 2 y 3), lo que ocasionaría una pequeña rotación horaria del bloque cabalgante, tal y como ha sido propuesto para los mantos de la Zona Cantábrica por Pérez-Estaun *et al.* (1988).

La segunda fase de deformación produce cabalgamientos ligeramente oblicuos a los planos axiales de los pliegues de primera fase. Entre ellos destaca, en esta región, el cabalgamiento de las Metareniscas de Barbadillo del Pez sobre las Pizarras de Riocabado que aflora al S de Viniegra de Abajo. Esta estructura es probablemente la continuación del cabalgamiento que, con las mismas características, define Santana (1985) en un sector más occidental de la sierra, adyacente a nuestra zona de estudio. Otros cabalgamientos de menor rango se localizan dentro de la formación Alternancias de la Demanda, al N de Viniegra de Arriba y al NO de Canales de la Sierra.

Asociada a esta segunda fase se origina localmente una débil crenulación de la esquistosidad primaria S_1 .

Posteriormente el macizo paleozoico ha sido afectado por una importante tectónica de fracturación tardihercínica cuyas características, en muchos casos, han rejugado como fallas inversas durante la Orogenia Alpina. Entre estas últimas cabe destacar la falla de dirección E-O que limita al S la depresión mesozoica de Canales de la Sierra.

El metamorfismo regional que ha afectado al conjunto paleozoico ha sido estudiado mediante el análisis de micas blancas y cloritas sinmetamórficas utilizando difracción de Rayos X. Los resultados obtenidos indican un metamorfismo de grado bajo a muy bajo. Así, los estudios del índice de «cristalinidad» de la illita muestran condiciones de epizona para la mayor parte de la zona estudiada, a excepción del sector suroriental donde ha sido localizado el límite epizona-anquizona.

El salto producido por los cabalgamientos hercínicos en la región estudiada, no es lo suficientemente importante para poder ser detectado, mediante el estudio de los parámetros cristaloquímicos, ya que las diferencias observadas entre muestras tomadas a ambos lados de los mismos, no exceden a la dispersión normal estadística de cada bloque. Únicamente, la falla inversa que hemos tomado como límite meridional

nal del área de estudio, superpone materiales epizonales sobre otros anquizonales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PB 87-0737-C03-02 y PB 0228-01 de la D.G.T.C.Y.T.

Referencias

- Arthaud, F., y Matte, Ph. (1975). Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstruction des conditions de déformation. *Tectonophysics* 25: 139-171.
- Bastida, F. (1981a). Medida de la deformación a partir de pliegues paralelos aplastados. *Trab. Geol. Universidad de Oviedo* 11: 15-33.
- Benkinsop, T. G. (1988). Definition of low grade metamorphic zones using illite crystallinity. *J. met. Geol.* 6: 623-636.
- Boquera, J.; Gil-Serrano, G., y Zubieta, J. M. (1978). *Mapa Geológico de España n.º 240. Ezcaray*. Memoria explicativa, 1-51.
- Cámara, P., y Durante, O. (1982). *Mapa Geológico de España n.º 279. Villoslada de Cameros*. Memoria explicativa, 1-38.
- Capote, R., y González-Lodeiro, F. (1983). La estructura hercínica en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. En: *Geología de España*, I.G.M.E., Tomo I, 513-529.
- Colchen, M. (1974). Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne). *Mem. Inst. Geol. Min. España* 85: 1-436.
- Essene, E. J. (1982). Geologic thermometry and barometry. In *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*, ed. Ferry, J. M. *Reviews in Mineralogy* 10. Mineralogical Society of America, 153-206.
- Frey, M. (1987). *Low temperature metamorphism*. Blackie and Son Limited, 1-351.
- Gil-Serrano, G.; Jiménez Benayas, S., y Zubieta, J. M. (1978). *Mapa Geológico de España n.º 278. Canales de la Sierra*. Memoria explicativa, 1-43.
- Gil-Serrano, G., y Zubieta, J. M. (1978). *Mapa Geológico de España n.º 277. Salas de los Infantes*. Memoria explicativa, 1-37.
- Guidotti, C. V. y Sassi, F. P. (1986). Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_0 data from low-grade metapelites. *Neues Jb. Miner. Abh.* 153: 363-380.
- Hudleston, P. J. (1973). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics* 16: 1-46.
- Julivert, M.; Fontboté, J. M.; Ribeiro, A., y Nabais Conde, L. E. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E: 1:1.000.000*. Memoria explicativa, 1-113 (1974). Inst. Geol. Min. España.
- Kisch, H. J. (1980b). Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Eclogae geol. Helv.* 73: 753-777.
- Kubler, B. (1968). Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A.* 2: 385-397.
- Lotze, F. (1961). Das Kambrium Spanien. Teil I: Stratigraphie. *Abh. Ak. Wiss. Lit. Mainz Math. Nat. Kl. I* 6: 285-498.
- Nieto, F.; Ortega Huertas, M., y Vellilla, N. (1989). Some crystallochemical and petrographic criteria for determining source rocks and sedimentary processes. The example of Neogene deposits of the Alpujarran Corridor (Betic Cordillera, SE Spain). *Clay Minerals* 24, n.º 4.
- Padam, A.; Kisch, H. J., y Shagam, R. (1982). Use of the lattice parameter b_0 of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism. *Contrib. Miner. Petrol.* 79: 85-95.
- Palacios, T. (1979). Nuevos datos bioestratigráficos sobre el Paleozoico inferior en la Sierra de la Demanda (La Rioja). *Estudios Geol.* 36: 413-419.
- Parga, J. R. (1969). Spätvariszische Bruchssysteme im Hesperischen Massif. *Geol. Rundschau* 59: 323-336.
- Pérez-Estaun, A.; Bastida, F.; Alonso, J. L.; Marquinez, J.; Aller, J.; Alvarez-Marrón, J.; Marcos, A., y Pulgar, J. A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an arcuate folds and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-American Arc.). *Tectonics* 7: 517-537.
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Co., 1-568.
- Santana, V. (1985). *Estudio geológico del borde SW de la Sierra de la Demanda*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.
- Sassi, F. P. y Scolari, A. (1974). The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib. Miner. Petrol.* 45: 143-152.
- Schirel, W. (1930). Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. *Abh. Ges. Wiss. z. Göttingen, Math. Phys. Kl. M. F.* 16.
- Winckler, H. G. F. (1974). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York, 346 págs.

Recibido el 13 de diciembre de 1989
Aceptado el 5 de noviembre de 1990