



Desarrollo y significado de las foliaciones tectónicas en el Macizo Herciniano del NW de España

Development and significance of tectonic foliations in the Hercynian Belt of NW Spain

BASTIDA, F.; ALLER, J.; PULGAR, J. A.

En este trabajo se presenta un modelo de distribución y desarrollo de foliaciones en rocas pelíticas y samíticas dentro de un orógeno: el Macizo Herciniano del NW de España. Estas rocas estuvieron sometidas a una deformación polifásica, con tres fases principales, en condiciones que van desde la transición diagénesis-metamorfismo hasta un metamorfismo de alto grado. Las características de las foliaciones asociadas a las distintas fases de deformación varían progresivamente a medida que lo hace el metamorfismo, existiendo, no obstante, algunos saltos bruscos en dichas características, cuya situación coincide con los límites entre algunas de las grandes zonas en que se divide el orógeno. En todo caso, la foliación tectónica primaria (S_1) muestra un carácter generalizado, mientras que las otras dos (S_2 y S_3) presentan una distribución más irregular, apareciendo la S_2 en relación con las zonas de cizalla asociadas a grandes cabalgamientos y la S_3 controlada por la posición de la anisotropía previa dominante.

En la formación de estas foliaciones intervino, en general, de manera muy importante la disolución por presión en las áreas menos metamórficas y la recristalización orientada de filosilicatos en las más metamórficas.

El análisis de las relaciones cronológicas entre cristalización metamórfica y desarrollo de foliaciones pone de manifiesto una cierta heterogeneidad espacial en el momento de aparición de los episodios metamórficos en relación con los de deformación. Esta heterogeneidad puede explicarse por las alteraciones en las condiciones P, T que produce el emplazamiento de las grandes unidades tectónicas.

Palabras clave: foliaciones, clivajes, metamorfismo-deformación, NW de España.

A model concerning distribution and development of foliations is presented in this paper, for pelitic and psammitic rocks in the Hercynian Belt of NW Spain. This rocks have undergone three main deformation phases, in conditions ranging from the diagenesis-metamorphism transition to the high grade metamorphism. The features of the foliations associated to the different phases varie progressively with the metamorphism. Nevertheless, some abrupt changes in this features can also be found in some of the borders between the main tectonic

units. Anyhow, the primary tectonic foliation (S_1) is generalized, and the other two (S_2 and S_3) have a more irregular distribution, related to shear zones associated to main thrusts (S_2), or to zones with a favourable position of the main previous anisotropy (for S_3).

The deformation mechanisms operating in the development of this foliations were, mainly, pressure solution in the zones with low metamorphism, and recrystallization of orientated phyllosilicates in those with the higher metamorphism.

The analysis of the chronologic relationships between metamorphic crystallization and development of the foliations in different tectonic units shows some differences in the age of the metamorphic episodes in relation with the deformation. These inhomogeneities can be explained by the changes in P, T conditions produced by the emplacement of the main tectonic units.

Key words: foliations, cleavages, metamorphism-deformation, NW Spain.

BASTIDA, F.; ALLER, J.; PULGAR, J. A. (Departamento de Geología. Universidad de Oviedo).

Las foliaciones tectónicas* son estructuras que resultan en parte de un proceso de deformación y en parte de un proceso metamórfico, por lo cual tienen gran importancia en el establecimiento de la historia tectonometamórfica de un orógeno. Y ello por numerosas razones; así, son esenciales para determinar las diferentes fases o episodios de deformación que han tenido lugar en una región y las características de las estructuras que se asocian a cada fase; son también estructuras claves como base de referencia para el establecimiento de las relaciones cronológicas entre cristalización metamórfica y deformación tectónica. Si a esto se añade el carácter espacial muchas veces generalizado de estas estructuras, su relación con los pliegues y con el propio elipsoide de deformación y su papel mecánico, al imprimir una fuerte anisotropía en las rocas, se comprende fácilmente el importante papel que tienen las foliaciones en el estudio de una cordillera.

En la literatura geológica, los trabajos en los que se describen o analizan las foliaciones tectónicas desde el punto de vista de la geología regional, suelen presentar un carácter local, siendo muy escasos los que per-

miten obtener una visión global del desarrollo de estas estructuras en el conjunto de una cordillera. Sin embargo, la realización de este tipo de trabajos presenta un gran interés, ya que, dada la importancia de las foliaciones, ello permite obtener una buena visión de conjunto de la distribución y características de la deformación en un orógeno, lo cual es de sumo interés en el campo de la Tectónica Comparada.

En el Macizo Herciniano del NW de la Península Ibérica, existe en la actualidad un buen conocimiento por zonas de las características y desarrollo secuencial de las foliaciones, lo cual permite elaborar un trabajo que sintetice el desarrollo de estas estructuras en el conjunto del orógeno. El fin del presente trabajo es, por consiguiente, presentar un modelo preliminar a este respecto, que pueda servir de base para compararlo con modelos análogos elaborados en otras cordilleras.

(*) La palabra foliación se utiliza en este trabajo como término general para referirnos a las anisotropías planas y penetrativas originadas por deformación.

DIVISION EN ZONAS Y DISTRIBUCION GENERAL DE LA ESQUISTOSIDAD

De acuerdo con la división clásica en zonas realizada para el Macizo Herciniano Ibérico (LOTZE, 1945; JULIVERT *et al.*, 1974; FARIAS *et al.*, 1987), consideraremos las siguientes zonas en la presente exposición (Fig. 1):

- Zona Cantábrica.
- Zona Asturoccidental-leonesa.
- Zona Centroibérica.
- Zona de Galicia-Tras os Montes.

La Zona Cantábrica ocupa el núcleo del arco que dibujan las estructuras en el NW de España (Arco Astúrico) y es la más externa del orógeno. En ella, la deformación se produjo en condiciones superficiales con ausencia de foliaciones y metamorfismo salvo, como veremos más adelante, en algunas

áreas. El frente superior de la foliación y del metamorfismo regionales penetra ligeramente en esta zona por su parte occidental, aunque se sitúa muy próximo a su límite con la Zona Asturoccidental-leonesa. En ésta, el metamorfismo aumenta en líneas generales hacia el W y el desarrollo de foliaciones es generalizado, apareciendo a menudo varias superpuestas, lo que da a la deformación un carácter polifásico. En la Zona Centroibérica, representada en este sector NW por el Antiforme del Olló de Sapo, y en la Zona de Galicia Media-Tras os Montes, el metamorfismo y las foliaciones presentan también un carácter generalizado en los metasedimentos y la deformación sigue siendo polifásica, variando, no obstante, como se verá más adelante, la intensidad y desarrollo espacial de cada fase en función de la zona considerada. Una característica importante de la Zona de Galicia Media-Tras os Montes es la presencia de varios complejos con rocas

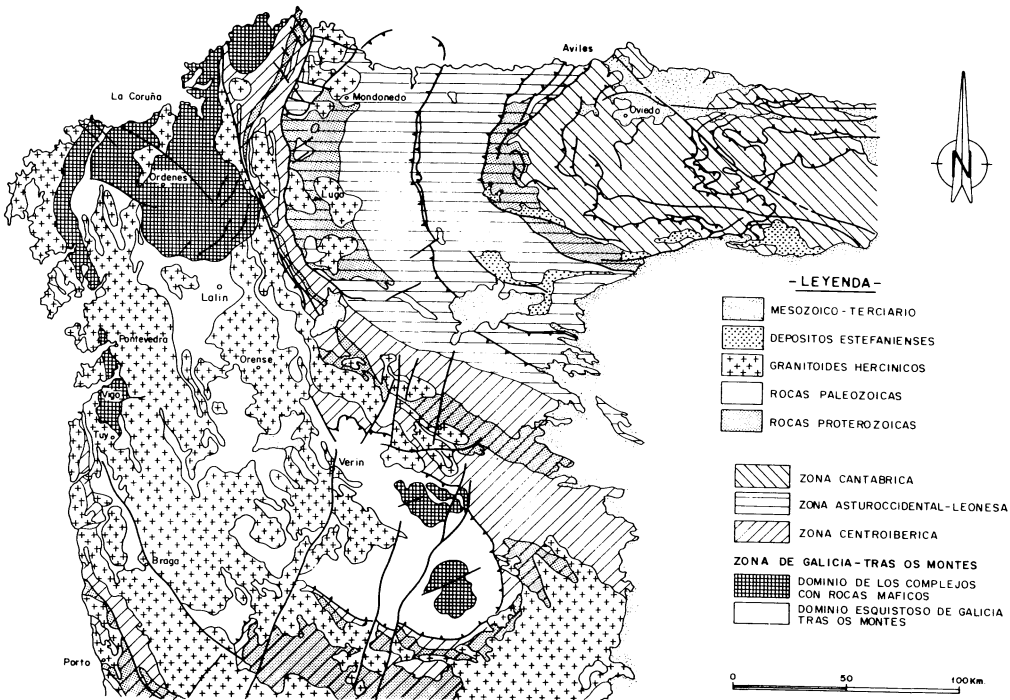


Fig. 1. Esquema geológico del Macizo Herciniano en el NW de la Península Ibérica.

máficas y ultramáficas y con metamorfismo de alto grado; estos complejos se han interpretado en los últimos tiempos como emplazados por un proceso de obducción, representando por tanto un medio geológico totalmente distinto que el resto de la zona, por lo cual sus foliaciones no serán descritas en el presente trabajo.

DESCRIPCION DE LAS FOLIACIONES

La descripción de las distintas foliaciones que se desarrollan en el Hercínico del NW de la Península se realizará por separado para las distintas zonas, dado que, tanto el contexto geológico (estratigrafía, geometría y secuencia de las estructuras, metamorfismo, etc.), como las características y grado de evolución de las foliaciones, varían considerablemente de unas zonas a otras del orógeno. Por otro lado, conviene destacar que el grado de conocimiento geológico de las diversas zonas es desigual, por lo cual se tomará en cierto modo como modelo la Zona Asturoccidental-leonesa, en la que las foliaciones presentan un carácter generalizado y la estructura es bastante bien conocida, gracias a los trabajos básicos realizados por MATTE (1968) y MARCOS (1973) y a los estudios estructurales posteriores realizados por diversos autores (BASTIDA y PULGAR, 1978; PEREZ ESTAUN, 1978; BASTIDA, 1980; PULGAR, 1980; MARTINEZ-CATALAN, 1985; BASTIDA *et al.*, 1986). Las rocas consideradas serán siempre de naturaleza pelítica o samfítica.

Zona Cantábrica

En esta zona, la estructura se caracteriza por la existencia de importantes cabalgamientos, que implican una importante traslación de enormes masas de roca con una deformación interna escasa. Como consecuencia, el desarrollo de foliaciones en esta zona presenta un carácter muy restringido y

las áreas donde se presenta pueden separarse en tres tipos (Fig. 2):

A. Las áreas situadas al W del frente de la foliación primaria regional de las zonas internas del orógeno. Están limitadas al flanco E del Antiforme del Narcea, donde el desarrollo de la foliación se restringe en líneas generales a los materiales precámbricos, y a la prolongación N de este antiforme, donde penetra en las rocas paleozoicas de la Zona Cantábrica (regiones de Cabo Vidrias y Cabo Peñas principalmente). La foliación de estas áreas se describirá conjuntamente con la primaria de la Zona Asturoccidental-leonesa.

B. La parte S de la Cuenca Carbonífera Central (ALLER y BRIME, 1985; ALLER, 1986) y gran parte de la Región del Pisuega-Carrión (KOOPMANS, 1962; SAVAGE, 1967; LOBATO, 1977; VAN DER PLUIJM Y KAARS-SIJPESTEIJN, 1984; ALONSO, 1985; VAN DER PLUIJM *et al.*, 1986). La edad de la foliación primaria desarrollada en estas áreas es postcantabriense y preestefaniense B (ALONSO, 1985) y es posterior a la de los dos sistemas principales de pliegues de la Zona Cantábrica, a los que corta. El desarrollo de esta foliación ha sido relacionado con un evento térmico (ALLER, 1986; ALLER *et al.*, 1987) que tuvo lugar en los últimos episodios del cierre del Arco Astúrico, durante los cuales se produjo un acortamiento de dirección N-S (PEREZ ESTAUN *et al.*, 1988). El reapretamiento tardío de pliegues ha dado lugar localmente al desarrollo de un clivaje de crenulación (LOBATO, 1977).

C. Localidades en las que puntualmente la deformación interna ha sido mayor que en su entorno; esta situación se produce principalmente en las inmediaciones de algunos cabalgamientos importantes (ALLER *et al.*, 1987).

En estas áreas, el desarrollo de la foliación tectónica primaria está estrechamente relacionado con la transición diagénesis-metamorfismo, de tal forma que la presencia

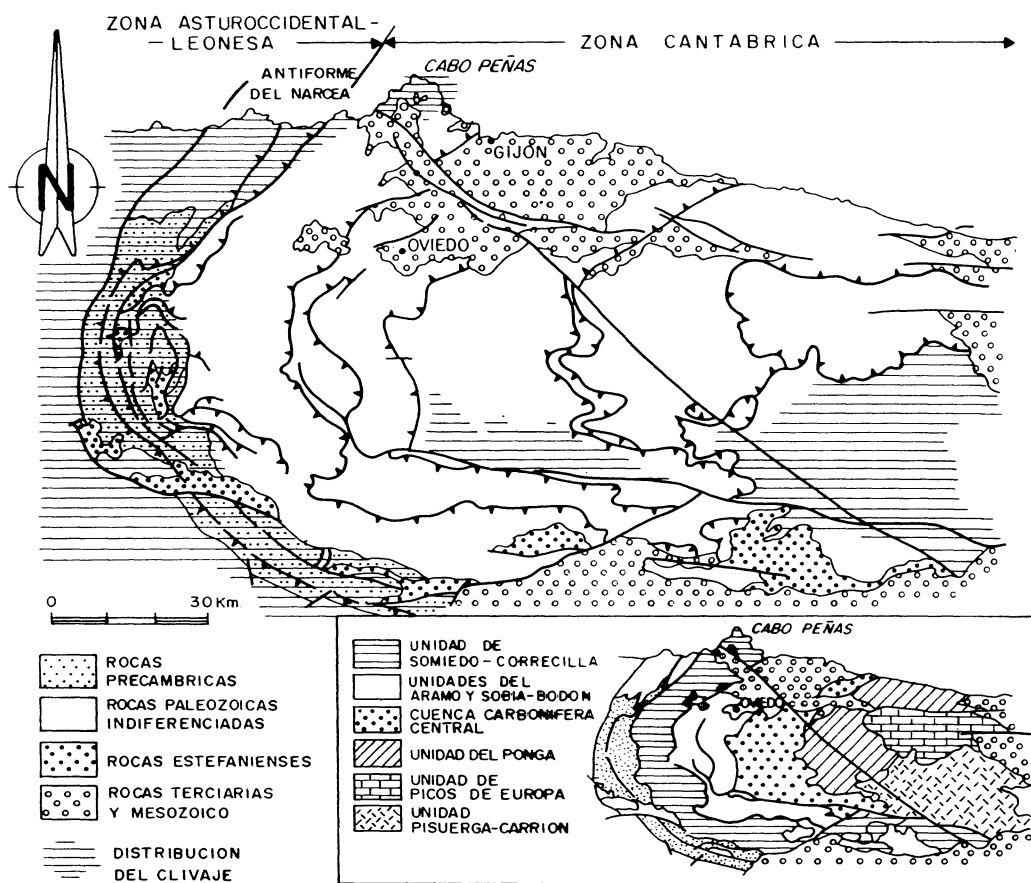


Fig. 2. Distribución de la foliación tectónica primaria en la Zona Cantábrica (según ALLER *et al.*, 1987).

de esta estructura comienza siempre a tener un carácter generalizado a partir de la anquizona (ALLER y BRIME, 1985; RAVEN y VAN DER PLUIJM, 1986; ALLER *et al.*, 1987). La foliación es en estos casos, en las pizarras, un clivaje grosero o, menos frecuentemente, un clivaje pizarroso grosero.

Zona Asturoccidental-leonesa

En esta zona, la deformación herciniana tuvo un carácter polifásico, habiéndose distinguido tres fases principales, a las cuales se asocian otras tantas foliaciones; la primaria presenta un carácter más generalizado,

mientras que las otras dos presentan un carácter más local. Además de estas fases, existen otras deformaciones tardías de menor entidad, aunque localmente pueden llegar a ser importantes.

La foliación tectónica primaria (S₁). Esta foliación se asocia al desarrollo de los pliegues de primera fase, que son vergentes al E, de apretados a isoclinales, y que presentan, en la parte occidental de la zona (Unidad de Mondoñedo) un carácter netamente acostado. Las características de la foliación primaria varían lentamente de E a W a medida que lo hace el metamorfismo regional (BASTIDA, 1982).

El frente oriental de esta estructura penetra ligeramente en la Zona Cantábrica y la aparición de la foliación tiene una clara relación con la transición diagénesis-metamorfismo. En la región del Cabo Peñas (JULIVERT, 1976; BRIME y PEREZ-ESTAUN, 1980; ALLER *et al.*, 1987), los valores de la cristalinidad de la illita y los cambios mineralógicos indican un aumento térmico de E a W, que implica el paso de condiciones diagenéticas a condiciones propias del límite anquizona-epizona. Por lo que se refiere a la foliación primaria en esta misma región, se observa que, en las pizarras calcáreas de la zona más oriental (zona diagenética), se trata de un clivaje grosero en dominios. En las pizarras limolíticas que aparecen algo al W (límite superior de la anquizona), el clivaje sigue siendo grosero (Fig. 3A), aunque se observa un desarrollo mayor de filosilicatos recristalizados de pequeño tamaño y un desarrollo homogéneo de láminas de clivaje. Un poco más al W (límite anquizona-epizona), el clivaje de las pizarras se presenta también en dominios, pero la recristalización de filosilicatos está a veces muy bien desarrollada, apareciendo como los componentes principales de las láminas. En los microlitos, aparecen por primera vez granos de cuarzo alargados y cristalización de sericita y clorita paralelas al clivaje. Se trata de un clivaje pizarroso grosero (Fig. 3B).

En la región situada al W de la Ría del Nalón, y ya dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa, el metamorfismo corresponde a la zona de la clorita y la foliación en las pelitas pasa gradualmente de ser un clivaje pizarroso grosero a un clivaje pizarroso.

En las rocas pelíticas, se sigue presentando clivaje pizarroso hasta la parte occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa (Unidad del Manto de Mondoñedo) (Fig. 3C), donde tiene lugar una transición muy gradual hacia una esquistosidad («schistosity») a la vez que aumenta el metamorfismo (se entra en las zonas de la biotita y del almandino) (Fig. 3D) y la deformación (disminuye el

ángulo entre flancos y aumenta el aplastamiento de los pliegues D_1). Al W de la Ría de Foz, la foliación de las rocas pelíticas es ya una esquistosidad, pero la superposición de una deformación y un metamorfismo posteriores, ligados a una importante zona de cizalla dúctil, impide conocer exactamente el grado de desarrollo de la foliación durante la primera fase de deformación.

En lo referente a las areniscas, cuando éstas poseen cierto porcentaje en matriz, el clivaje presenta un carácter incipiente en el límite superior de la anquizona, presentando las láminas de clivaje un desarrollo heterogéneo (Fig. 4A). Desde Cabo Peñas hacia el W, la foliación es un clivaje grosero (Fig. 4B) o un clivaje pizarroso grosero si el porcentaje de matriz es elevado. En la parte occidental del Manto de Mondoñedo este clivaje pasa a ser una esquistosidad en dominios, si bien la foliación primaria se encuentra en esta zona modificada por la segunda fase de deformación. En las cuarcitas solamente se desarrolla una foliación grosera en la mitad occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa.

La foliación asociada a la segunda fase de la deformación (S_2). Durante la segunda fase de deformación se producen en la Zona Asturoccidental-leonesa cabalgamientos vergentes al E que llevan asociada una zona de deformación con estructuras menores, cuyas características varían de E a W (MARCOS, 1971, 1973; BASTIDA y PULGAR, 1978; MARTINEZ-CATALAN, 1985; BASTIDA *et al.*, 1986); entre estos cabalgamientos, hay que destacar, por la intensidad y extensión de la deformación asociada, el basal del Manto de Mondoñedo. En consecuencia, la deformación asociada a esta segunda fase presenta un carácter restringido a las inmediaciones de fracturas.

El cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo aflora en dos áreas distintas como consecuencia del plegamiento sufrido por él durante la tercera fase de deformación (BASTIDA y PULGAR, 1978; MARTINEZ-CATALAN, 1979, 1980). En

su afloramiento oriental presenta una zona de deformación de varias decenas de metros de anchura en la que se han desarrollado cabalgamientos menores y microcabalgamientos que coexisten con pequeños pliegues, a veces de charnelas curvas, que llevan asociado un clivaje de crenulación muy penetrativo en los materiales pelíticos (Fig. 5A), con frecuente desarrollo de bandeo tectónico (MARCOS, 1971, 1973).

En el afloramiento del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo situado cerca del límite occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa dicho cabalgamiento lleva asociada en la unidad alóctona una zona de cizalla dúctil de varios kilómetros de espesor caracterizada por la presencia de pliegues menores casi isoclinales acompañados de una foliación que puede considerarse como S_{1+2} o S_2 (BASTIDA y PULGAR, 1978; PULGAR, 1980; MARTINEZ-CATALAN, 1985; BASTIDA *et al.*, 1986). La formación de esta foliación es aproximadamente sincrónica con la culminación del metamorfismo [con cuarzo + biotita + moscovita + granate + andalucita (\pm estauroлита \pm silimanita)], por lo cual dicha foliación lleva asociada una importante recristalización que enmascara los estadios previos de su proceso de formación.

En los esquistos cuarzosos de esta zona de cizalla basal, la foliación más frecuente es una esquistosidad («schistosity») en dominios (Fig. 5B). Por un lado, existen dominios constituidos por micas bien orientadas y de grano grueso. Por otro lado, existen dominios, mejor o peor definidos, constituidos por granos de cuarzo, cuya orientación dimensional preferente es muy variable, existiendo abundantes muestras sin orientación. En los dominios micáceos, existen con cierta frecuencia micas cruzadas que recuerdan a frencos de micropliegues apretados, aunque no siempre es claro que se trate de relictos de tales microestructuras. Sin embargo, en ocasiones, se observan claramente micropliegues aislados, viéndose en algunos casos como estos pliegues que-

dan enmascarados, a lo largo de su traza axial, por granos producidos por recristalización (PULGAR, 1980). En la mayoría de los casos esta foliación es difícil de distinguir de la S_1 , ya que debe proceder en gran parte del aplastamiento de ésta; por esta razón ha sido considerada S_{1+2} . La presencia de micropliegues evidencia la segunda fase de deformación. En algunos casos, sobre todo en las muestras procedentes de la charnela de pliegues mesoscópicos D_2 , es frecuente observar una notable abundancia, o incluso generalización, de los pliegues, en cuyo caso se trata de una foliación de crenulación S_2 ; los micropliegues suelen presentar en estos casos una geometría próxima a la «chevron» (Fig. 5C).

En ocasiones, la foliación S_{1+2} presenta una geometría ondulada, bien visible incluso a simple vista, o un carácter lenticular de los dominios, como consecuencia de la aparición más o menos marcada de microbandas de cizalla que tienden a definir un clivaje de crenulación extensional.

En las cuarcitas de esta zona de cizalla, el grado de orientación del cuarzo es muy variable. Existen algunas muestras sin orientación y otras con una foliación muy marcada que recuerda a la de una milonita, aunque generalmente no aparecen los «ribbons» de cuarzo característicos de estas rocas. Entre estos dos extremos, lo más frecuente es que se trate de una foliación grosera definida por la orientación de parte de los granos de cuarzo. Las microestructuras de deformación y el tamaño de grano son también muy variables; en la base del manto, se han citado rocas de grano muy fino (PULGAR, 1980; MARTINEZ-CATALAN, 1985) que han sido consideradas como ultramilonitas. Las foliaciones de estas rocas cuarcíticas pueden ser consideradas, por comparación con sus vecinas de los esquistos cuarzosos, como una S_{1+2} .

Es muy frecuente la presencia de rocas cuarcíticas con un cierto contenido en micas, que se presentan como granos delgados y largos y con un trazado rectilíneo perfecta-

mente orientado, definiendo una foliación grosera, ya que el cuarzo suele presentar una orientación deficiente en la dirección definida por las micas (Fig. 5D). Sin embargo, es muy frecuente en el cuarzo la existencia de una foliación oblicua, formando un ángulo de 45 a 60° con la foliación principal, y definida por la orientación dimensional preferente de las bandas de deformación, subgranos o nuevos granos; estas microestructuras son un claro testigo de una deformación progresiva rotacional, cuyo sentido de rotación es generalmente acorde con el de la zona de cizalla mayor.

La foliación asociada a la tercera fase de deformación (S₃). La tercera fase de deformación (D₃) dio lugar a grandes pliegues abiertos, de plano axial subvertical y más o menos homooxiales con los D₁, junto con pliegues menores y el desarrollo local de un clivaje de crenulación (Fig. 6B). Este clivaje se desarrolla sobre todo en la mitad oriental de la Zona Asturoccidental-leonesa (MARCOS, 1973; PULGAR, 1980).

El desarrollo de estructuras D₃ está controlado por la posición de la anisotropía previa dominante, lo cual es la causa de la distribución heterogénea de la S₃. Muy frecuentemente, la S₃ se concentra en bandas que coinciden con el área ocupada por los flancos subhorizontales de los pliegues D₃, mientras que en los flancos más inclinados de dichos pliegues, las superficies de referencia previas fueron verticalizadas sin el desarrollo de nuevas fábricas o estructuras (PULGAR, 1980).

En las rocas pelíticas, la foliación S₃ es un clivaje de crenulación que aparece en relación con micropliegues de geometría muy variables. En general, se trata de un clivaje en dominios, en el que las láminas de clivaje presentan un trazado rectilíneo, siendo éstas los dominios más micáceos que atraviesan los flancos de los micropliegues, en el caso de que estos sean simétricos (Fig. 6D), o los flancos largos más inclinados en el caso de que sean asimétricos (Fig. 6C). Por el contrario, los microlitones son más ricos en

cuarzo y atraviesan las zonas de charnela de los micropliegues simétricos o las zonas de charnela y los flancos cortos menos inclinados de los micropliegues asimétricos. A menudo, esta diferenciación en dominios lleva asociado un marcado bandeado tectónico, bien visible a menudo a la escala de afloramiento (MARCOS, 1973; PULGAR, 1981) (Fig. 6A).

En las areniscas, el desarrollo de la S₃ depende del grado de desarrollo de la anisotropía previa. Si esta es muy pobre o inexistente, la S₃ se presenta como un clivaje grosero muy difícil de distinguir de la foliación tectónica primaria, salvo por su continuidad geométrica con la S₃ de materiales pelíticos adyacentes. Si la anisotropía previa es apreciable se desarrolla un clivaje de crenulación peor definido que en el caso de las pelitas (PULGAR, 1980).

Zona Centroiibérica

La Falla de Vivero separa la Zona Asturoccidental-leonesa y la Zona Centroiibérica (Fig. 1), dando lugar a un brusco cambio en las características geológicas. En el Antiforme del Olo de Sapo, se distinguen, al igual que en la zona anterior, tres fases principales de deformación; sin embargo, una diferencia fundamental con la parte occidental de la Zona Asturoccidental-leonesa es el gran desarrollo que adquieren las estructuras D₃ en el Antiforme del Olo de Sapo (MATTE, 1968; GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1982; BASTIDA *et al.*, 1984). Estas tienen una vergencia E, al igual que las D₁, lo que dificulta a menudo la distinción en el campo entre las foliaciones S₁ y S₃, e incluso a veces en el microscopio. El metamorfismo aumenta hacia el núcleo del antiforme y, sobre todo, del domo de Guitiriz. Sin embargo, al N de éste, que es la zona cuyas foliaciones pasaremos a describir, y más concretamente, en los materiales ordovícico-silúricos de los flancos del antiforme, el metamorfismo raramente sobre-

pasa la zona de la clorita (CAPDEVILA, 1969; BASTIDA *et al.*, 1984; ARENAS, in lit.).

La foliación primaria (S_1). Está asociada a pliegues muy apretados y fluctúa siempre, en las pelitas, entre un clivaje pizarroso grosero, con desarrollo de dominios, y un clivaje pizarroso (Fig. 7A).

En las areniscas, la S_1 varía entre un clivaje pizarroso grosero, cuando el porcentaje de matriz es elevado a un clivaje grosero cuando el porcentaje de matriz es menor. En el primer caso, suele tratarse de una foliación en dominios, de forma que las láminas de clivaje suelen estar bien marcadas por minerales opacos y filosilicatos, presentando generalmente una geometría ondulada para adaptarse a la forma de los granos de cuarzo, los cuales son cortados por ellas y suelen presentar una geometría lenticular más o menos alargada en la dirección de la foliación. La foliación grosera presenta a veces características análogas a la anterior, aunque con peor orientación de los granos de cuarzo, o bien está definida por la orientación de la matriz, formada por pequeños filosilicatos sin llegar a formar dominios. En las cuarcitas puede incluso no llegarse a desarrollar una orientación preferente. En las rocas arenosas, resulta difícil conocer en que medida las foliaciones descritas son un efecto exclusivo de la D_1 o si en su formación ha intervenido también la D_3 , ya que estas rocas registran mal la historia de la deformación, por lo que, únicamente la comparación con las foliaciones de los niveles pelíticos contiguos puede aportar alguna luz a este problema en metaareniscas.

La foliación (S_2) asociada a la segunda fase de deformación. El desarrollo de estructuras menores D_2 está restringido sobre todo a la zona próxima al contacto con el Complejo de Cabo Ortegal. Desde el punto de vista microestructural se observan, en lámina delgada, pliegues muy apretados, fuertemente asimétricos, a menudo despegados

respecto de las capas adyacentes (Fig. 7B), indicando una deformación rotacional que viene corroborada por la presencia de otros rasgos, tales como sombras de presión asimétricas. Los pliegues doblan una foliación, apareciendo en las zonas de charnela a veces pequeñas crenulaciones. En las rocas pelítico-cuarzosas, la foliación se caracteriza por el desarrollo de dominios cuarzosos fuertemente laminados. En estos, o en las capas cuarzosas, los granos presentan un tamaño de grano finísimo, debido a una intensa recristalización, tratándose de ultramilonitas. En las capas pelíticas se desarrolla a veces una fábrica finísima y homogénea que es, por tanto, un clivaje pizarroso (Fig. 7C). Esta foliación es, en general, el resultado del reaplastamiento de la S_1 , por lo cual debe ser considerada como una S_{1+2} . Todas estas muestras se caracterizan además por la existencia de una fuerte cristalización de clorita.

Foliación (S_3) asociada a la tercera fase de deformación. La S_3 es muy frecuente en el Antiforme del Olló de Sapo y está asociada a pliegues con ángulo entre flancos muy variable y algo vergentes al E. En la mayoría de los casos, la S_3 forma un marcado ángulo agudo con la S_1 , tratándose de un clivaje de crenulación con micropliegues muy suaves y asimétricos, pero con unas láminas de clivaje generalmente bien desarrolladas; éstas suelen ser rectilíneas y están definidas por opacos, clorita y moscovita. Por otro lado, la anisotropía previa S_1 , que se crenula es muy a menudo débil, lo que hace que se trate de crenulaciones pobremente desarrolladas (Fig. 7D). No obstante, el marcado desarrollo de las láminas de clivaje S_3 , hace que frecuentemente, éste llegue a ser la foliación dominante de la roca, siendo a veces difícil de distinguir de la S_1 , sobre todo en el campo. Conviene destacar que en ocasiones también se observan clivajes de crenulación con micropliegues bien definidos por la deformación de una marcada anisotropía previa.

Zona de Galicia-Tras os Montes (Dominio Esquistoso)

En esta zona (Dominio Esquistoso), al igual que en las dos anteriores, se han distinguido tres fases de deformación, a las que se asocian otras tantas foliaciones. No obstante, existen importantes diferencias respecto a la Zona Asturoccidental-leonesa y a la Zona Centroeibérica.

La foliación primaria (S_1). En la Zona de Galicia-Tras os Montes no se encuentran grandes estructuras atribuibles a la primera fase de deformación. En la parte N del Dominio Esquistoso no se han podido reconocer pliegues correspondientes con seguridad a esta fase de deformación (MARQUINEZ, 1984), mientras que más al Sur, en el área del Sinforme de Verín, se han descrito algunos pliegues de esta fase, aunque estos muy raramente alcanzan dimensiones cartográficas (FARIAS, 1989). En esta última zona, la foliación primaria aparece en relación con pliegues muy apretados que presentan una vergencia fuerte al NE. La deformación se produjo en condiciones epizonales, tratándose en la mayor parte de los casos de un clivaje pizarroso; otros tipos microestructurales como el clivaje grosero y el clivaje pizarroso grosero también se encuentran presentes, aunque con mucha menor frecuencia y restringidos en general a las litologías más arenosas.

En el Dominio Esquistoso de Galicia Central, la presencia generalizada de foliaciones posteriores enmascara la S_1 , la cual se presenta habitualmente en forma relictas. No obstante, en algunos sectores donde el grado metamórfico es más bajo (zona de la biotita), y el desarrollo de las foliaciones de crenulación menor, la foliación primaria puede verse bien conservada; en estos casos, los pocos datos disponibles, apuntan hacia un clivaje pizarroso o un clivaje pizarroso grosero (MARQUINEZ, 1984).

La foliación asociada a la segunda fase de deformación (S_2). Las estructuras más

importantes correspondientes a esta fase de deformación son los grandes cabalgamientos que ponen en contacto el Dominio Esquistoso con las unidades adyacentes, existiendo también otros cabalgamientos menos importantes. En relación con estas estructuras se observa deformación en las rocas de la zona con un carácter más o menos generalizado. Así, en el área del Sinforme de Verín (FARIAS, 1989), se observa la aparición de pliegues, crenulación y clivaje de crenulación. Esta deformación alcanza su máxima intensidad en las proximidades de los cabalgamientos, donde existen rocas cataclásticas y miloníticas. La crenulación se presenta habitualmente en sectores alejados de los cabalgamientos, predominando las formas redondeadas que habitualmente superan los 90° de ángulo entre flancos. Cuando aumenta el apretamiento de los pliegues, se origina un clivaje de crenulación que frecuentemente presenta un aspecto muy penetrativo y es difícil de diferenciar en el campo del clivaje primario. En algunos casos, se produce una diferenciación en dominios que ha dado lugar a una foliación muy característica (Fig. 8A).

En la parte N del Dominio Esquistoso, la foliación S_2 se encuentra prácticamente generalizada (MARQUINEZ, 1984), tratándose, en los materiales filíticos y esquistosos, de una foliación en dominios como la que se acaba de describir al final del párrafo anterior; en ella pueden definirse dos tipos de dominios. Unos, que ocupan habitualmente la mayor parte de la superficie de la roca, están constituidos, en las rocas con menor metamorfismo, por un clivaje pizarroso, siendo los más ricos en filosilicatos. Los otros dominios presentan formas lenticulares o acintadas, se disponen paralelos o ligeramente oblicuos a la foliación de los dominios anteriores y son más ricos en cuarzo y clorita, presentando una peor orientación de los minerales, la cual forma en todo caso un ángulo alto con los límites de los dominios. Cuando la continuidad de los segundos dominios es grande, se llega a un

bandeado tectónico. En las zonas de mayor grado metamórfico, la foliación se encuentra modificada por recristalización posterior. De este modo, se origina un aumento general del tamaño de grano, apareciendo una esquistosidad («Schistosity») (MARQUINEZ, 1984), en la cual aún pueden distinguirse los dominios descritos.

La foliación asociada a la tercera fase de deformación (S_3). En todo el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras os Montes, la tercera fase de deformación da lugar a pliegues a todas las escalas, incluyendo grandes estructuras cartográficas. Estos pliegues presentan plano axial subvertical y ángulo entre flancos variable, y llevan asociada una foliación en la que pueden distinguirse dos tipos:

Foliación de crenulación. Caracterizada por la aparición en la roca de dos tipos de dominios: microlitos y láminas (Fig. 8B); éstas se desarrollan en relación con los micropliegues de forma análoga a como lo hacen en la Zona Asturoccidental-leonesa. En relación con este proceso se origina un bandeado tectónico que alcanza en muchos casos un buen desarrollo. En este tipo microestructural sigue siendo frecuente la cristalización de moscovita paralela a la foliación.

Esquistosidad. Aparece en rocas que han sufrido una fuerte recristalización y viene definida por una orientación dimensional preferente de cuarzo y filosilicatos (Fig. 8C). No obstante, la orientación dimensional de los filosilicatos no es muy perfecta, existiendo frecuentes micas oblicuas o perpendiculares al trazado de la esquistosidad.

La distribución de la S_3 no es uniforme. Así, en la parte N del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras os Montes (MARQUINEZ, 1984), los dos tipos descritos de dicha foliación ocupan principalmente la mitad occidental de dicha área, estando restringida la esquistosidad a la franja más occidental, próxima a granitos y con metamorfismo relativamente alto. En la parte más oriental, que coincide con el suave Sinforme de Lallín, sólo se observa una crenulación y, en

ocasiones, una cristalización orientada a filosilicatos (Fig. 8D). Estos crecen con una orientación bimodal, sobrepuestos a la foliación previa, y con una orientación general subparalela a los planos axiales de los pliegues D_3 .

MECANISMOS DE FORMACION

Foliación tectónica primaria

En el desarrollo de la foliación primaria han intervenido diversos mecanismos en función de la intensidad de la deformación, grado de metamorfismo y litología.

En las zonas más próximas al frente de la foliación regional y en las áreas de la Zona Cantábrica donde se desarrolla una foliación primaria tardiorogénica, el mecanismo al que se asocian más rasgos microestructurales es la disolución por presión; estos rasgos son más aparentes en las areniscas con bajo porcentaje en matriz y, entre ellos, destacan los granos cortados por láminas de clivaje, las sombras de presión y, sobre todo, la diferenciación mineral que da lugar a la foliación en dominios. Este mecanismo da lugar a fábricas heterogéneas, tales como el clivaje grosero o el clivaje pizarroso grosero, pero nunca a fábricas homogéneas (BASTIDA, 1982; ALLER, 1986; ALLER *et al.*, 1987).

El desarrollo del clivaje pizarroso requiere una importante recristalización de filosilicatos que se produce progresivamente hacia el W, en la zona Asturoccidental-leonesa, a medida que aumenta la intensidad del metamorfismo. El mecanismo de disolución por presión es también muy importante en el desarrollo de la S_1 en el Antiforme del Olló de Sapo, donde el metamorfismo es bajo.

La rotación mecánica de filosilicatos parece un mecanismo secundario en el desarrollo de la foliación primaria. La distinción de dos tipos de micas (detriticas y de neoformación) en muchas muestras, y el análisis

de la orientación de las micas detríticas han permitido constatar que la orientación de estas últimas no define una foliación (BASTIDA, 1982), lo cual está de acuerdo con los resultados obtenidos por otros autores con esta misma metodología en otras localidades del mundo (WILLIAMS, 1972; ETHERIDGE y LEE, 1975; BELL, 1978; MANCKTELOW, 1979).

Dentro de las litologías analizadas, la deformación plástica intracrystalina parece un mecanismo secundario, salvo en el caso de las rocas que contienen un alto porcentaje de cuarzo. En éstas, el alargamiento de los granos de cuarzo va asociado habitualmente por rasgos microestructurales característicos de este tipo de deformación.

Foliación asociada a la segunda fase de deformación

Los cabalgamientos D_2 llevan asociados una zona de cizalla en la cual, el que se forme o no una S_2 diferenciada de la S_1 depende de la posición de ésta en el contexto de la zona de cizalla. Si los planos de la S_1 se sitúan dentro de la zona de alargamiento del elipsoide de deformación asociado a la zona de cizalla, dicha foliación tenderá a reaplastarse y se formará una S_{1+2} . Si los planos S_1 se sitúan dentro de la zona de acortamiento del elipsoide, tenderá a producirse una foliación de crenulación S_2 . Sin embargo, esta última situación es muy rara, dado que los pliegues D_1 son muy apretados y, al igual que los cabalgamientos D_2 , vergen hacia el E. Sin embargo, la gran heterogeneidad e intensidad de la deformación hace que a menudo se generen, a partir de pequeñas irregularidades, pliegues menores D_2 casi isoclinales muy asimétricos y a veces con charnelas curvas. Sus zonas de charnela son áreas que han sido sometidas a una fuerte compresión perpendicular al plano axial, por lo cual se asocia a menudo a ellas una foliación de crenulación S_2 .

En las áreas con bajo metamorfismo, esta S_2 es un clivaje de crenulación en cuya formación interviene un proceso de «buckling» y el mecanismo de disolución por presión en los flancos de los micropliegues.

En áreas cuyo metamorfismo es superior al de la facies de los esquistos verdes, desaparecen los rasgos propios de la disolución por presión, dominando los filosilicatos recristalizados de grano grueso característicos de áreas sometidas a altas temperaturas. No obstante, este aumento de tamaño de grano es muy probable que lleve asociados fenómenos de difusión; de hecho, la frecuente cristalización de biotita desarrollada en espacios de dilatación, asociados principalmente a zonas de charnela de micropliegues, parece corroborar esta idea (PULGAR, 1980).

La citada recristalización tiende a enmascarar y destruir los micropliegues, lo cual conduce a menudo al desarrollo de un entramado de micas formando entre sí un ángulo pequeño y definiendo una clara orientación preferente. A veces, los pliegues quedan totalmente destruidos, a excepción de algunas charnelas relictas; se llega entonces al desarrollo de una esquistosidad secundaria S_2 originada a partir de una foliación de crenulación. Debe tenerse en cuenta que la existencia de algunas microcharnelas dentro de una esquistosidad puede deberse también a un desarrollo local y esporádico de micropliegues en condiciones de aplastamiento de una S_1 , formados de manera análoga a la de los pliegues mesoscópicos D_2 . Esto es claramente lo que sucede en microestructuras D_2 desarrolladas en el antiforame del Olló de Sapo, donde el metamorfismo es bajo. Todo ello hace que en la práctica sea difícil distinguir una esquistosidad S_{1+2} de una esquistosidad S_2 . En todos estos casos, es probable que el crecimiento de las micas sea en parte mimético y estático, es decir tarditectónico con relación a la fase de deformación D_2 .

Foliación asociada a la tercera fase de deformación

La distribución en bandas que a menudo presentan las estructuras D_3 sugiere que, frente a un sistema de esfuerzos con la comprensión principal mayor manteniéndose próxima a la horizontal, tales estructuras, incluida la S_3 (PULGAR, 1980) se habrían formado en los flancos subhorizontales de pliegues mayores D_3 . El desarrollo del clivaje de crenulación S_3 , implica un microplegamiento por «buckling» que da lugar a una longitud de onda controlada por las características de la fábrica que se deforma. La aparición de las láminas de clivaje se debe fundamentalmente al mecanismo de disolución por presión que actuó sobre los flancos más inclinados de los micropliegues, llevándose en disolución los componentes más solubles, principalmente el cuarzo, con lo cual se produce el enriquecimiento de los poco solubles que caracteriza a dichas láminas, mientras que, en los microlitones, que atraviesan las zonas de charnela o los flancos más próximos a la horizontal, se produce un enriquecimiento en cuarzo por precipitación.

En algunas áreas donde la intensidad del metamorfismo es elevada durante la D_3 , puede llegarse a generar una esquistosidad S_3 , de forma análoga a la descrita para la esquistosidad S_2 ; este es el caso, por ejemplo, de algunas áreas de la Zona de Galicia-Tras os Montes.

La cristalización orientada S_3 que se genera en algunas áreas de la zona de Galicia-Tras os Montes, sin verse acompañada de crenulación, representa un tipo microestructural poco citado en la literatura geológica y no resulta fácil de explicar. El hecho de que estas microestructuras se encuentren en áreas poco deformadas por la D_3 y sometidas durante esta fase a altas temperaturas, sugiere que dicha cristalización representa una respuesta preferente frente a esfuerzos bajos, respecto al plegamiento de la fábrica (MARQUINEZ, 1984).

RELACIONES CRONOLOGICAS ENTRE LAS FOLIACIONES Y LA CRISTALIZACION METAMORFICA; SINTESIS INTERPRETATIVA

Una de las aplicaciones más importantes de las foliaciones al estudio de una cordillera es la de permitir establecer las relaciones cronológicas entre los eventos de deformación y de metamorfismo a lo largo de la orogénesis. En el NW de la Península existen bastantes datos a este respecto (CAPDEVILA, 1969; BASTIDA y PULGAR, 1978; GIL IBARGUCHI *et al.*, 1983; MARQUINEZ, 1984; MARTINEZ-CATALAN, 1985; BASTIDA *et al.*, 1986; MARTINEZ *et al.*, 1988; FARIAS, 1989; ARENAS, *in lit.*; entre otros).

En lo referente al metamorfismo, no puede hablarse de un aumento paulatino y sistemático de intensidad desde las zonas externas a las internas, sino que pueden distinguirse varias áreas con mayor metamorfismo, que de E a W son: la Unidad de Mondoñedo y su autóctono occidental (ventana tectónica del Xistral), el núcleo del antiforme del «Ollo de Sapo» (domo de Guitiriz), y la parte N del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras os Montes. En todas ellas, se reconoce un estadio en el que se producen paragénesis con almandino y estauroлита (metamorfismo de presión intermedia), seguido de otro estadio en el que este último mineral se desestabiliza a andalucita (metamorfismo de baja presión). Además, en la zona basal del Manto de Mondoñedo se produce una retromorfosis que alcanza condiciones de la zona de la biotita o incluso de la clorita. Las relaciones cronológicas entre las foliaciones de las distintas fases de deformación y los minerales índice del metamorfismo no son, sin embargo, las mismas en estas zonas. En la Unidad de Mondoñedo, los dos primeros eventos metamórficos citados no son, en conjunto, posteriores a la D_2 (MARTINEZ-CATALAN, 1985). En la parte N del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras os Montes, ambos eventos se producen

esencialmente en la interfase D_2 - D_3 (MARQUINEZ, 1984). En el antiforme del «Ollo de Sapo», las relaciones cristalización metamórfica-deformación no son aún bien conocidas.

El modelo de relaciones cronológicas entre deformación y metamorfismo no es, en consecuencia, sencillo, desprediéndose que ambos procesos, aunque se encuentran claramente interrelacionados, presentan unas formas de evolución espacio-temporal diferentes. En efecto, la deformación es progresivamente más moderna de las zonas internas a las externas del orógeno (GIL IBARGUCHI *et al.*, 1983; PEREZ-ESTAUN, *et al.*, *in lit.*), y es un fenómeno esencialmente tangencial a la corteza, en el sentido de que los mayores acortamientos y desplazamientos se producen según dicha dirección tangencial. Por el contrario, el metamorfismo depende de factores (P y T) cuya variación viene dada por gradientes verticales. Esto significa que cualquier variación en la profundidad de un punto induce una variación en dichas variables y, por tanto, en las condiciones metamórficas. De acuerdo con esto, el engrosamiento cortical que se produce como resultado del acortamiento y superposición tectónica es un factor esencial en la historia metamórfica de una región (ENGLAND y THOMPSON, 1984). En particular, los grandes cabalgamientos han debido jugar un papel muy importante en este sentido. Las características relevantes de estos cabalgamientos en relación con el metamorfismo son el buzamiento de la fractura, la velocidad de desplazamiento y el valor de éste (KARABINOS y KETCHAN, 1988), tratándose de factores difíciles de evaluar. En cualquier caso, el ascenso de una lámina cabalgante metamórfica, implicará generalmente un metamorfismo retrógrado en la parte inferior de ésta, simultáneo a un metamorfismo prolongado en el autóctono producido por la superposición (THOMPSON y ENGLAND, 1984).

Las apreciaciones anteriores nos sugieren una explicación al modelo descrito. Así, en

la parte basal del Manto de Mondoñedo, las paragénesis con minerales de mayor P y T son anteriores al movimiento sobre el cabalgamiento, mientras que el metamorfismo retrógrado es sintectónico o posterior a dicho movimiento; por el contrario, las paragénesis con sillimanita del autóctono de dicho manto son simultáneas o incluso posteriores al movimiento del manto. El hecho de que las paragénesis de más alto grado en la parte N del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras os Montes sean esencialmente posteriores a la D_2 puede interpretarse, de acuerdo con MARQUINEZ (1984), como una consecuencia de que este área represente el autóctono relativo del Complejo de Ordenes, cuya superposición fue muy probablemente una causa determinante del metamorfismo.

El hecho de que las paragénesis con estauroлита sean anteriores a las paragénesis con andalucita se debe a que, ante una superposición tectónica importante, el aumento de presión es un fenómeno más rápido que la transferencia de calor por conducción.

A pesar de las diferencias expresadas entre los modelos secuenciales de la deformación y del metamorfismo, existe una estrecha interrelación entre las características de las foliaciones y la intensidad del metamorfismo (P y T) son también factores clave en el comportamiento reológico de las rocas, de forma que una alta P y T favorece a la vez una alta deformación dúctil y una recristalización de minerales esenciales de las rocas, tales como el cuarzo y los filosilicatos, factores ambos que son decisivos en el desarrollo de foliaciones.

CONCLUSION

Analizando el NW de la Península en conjunto se observan dos rupturas importantes en la distribución espacial de las foliaciones hercínicas. La primera está ocasionada por la Falla de Vivero y la segunda por

la Falla de Pontedeume-Valdoviño y el cabalgamiento basal de la Zona de Galicia-Tras os Montes.

Desde el frente de la foliación primaria hasta la Falla de Vivero, esta foliación se desarrolla de forma gradual. Su primera aparición guarda relación con la transición diagénesis-metamorfismo y se produce cerca del límite entre la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-leonesa. Hacia el W, dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa, la foliación varía a medida que aumenta la intensidad de la deformación y del metamorfismo; esta variación es muy característica en el caso de la S_1 en rocas pelíticas. En las zonas de más bajo metamorfismo, se desarrollan fábricas heterogéneas en dominios (clivaje grosero o clivaje pizarroso grosero) con la disolución por presión como mecanismo dominante. A medida que aumenta la cristalización y recristalización metamórficas, se pasa gradualmente a fábricas más homogéneas del tipo clivaje pizarroso. Más al W, la recristalización conduce a un aumento del tamaño de grano y al desarrollo de una esquistosidad.

En el caso de las foliaciones secundarias, las variaciones son más irregulares. La S_2 se ha originado en relación con zonas de cizalla asociadas a cabalgamientos. La S_3 está distribuida en bandas cuyo desarrollo ha estado controlado por la posición de la anisotropía previa dominante y por la propia evolución de las estructuras mayores D_3 . En general, se observa también un aumento de tamaño de grano hacia el W que tiende a enmascarar los micropliegues y a conducir a una esquistosidad secundaria.

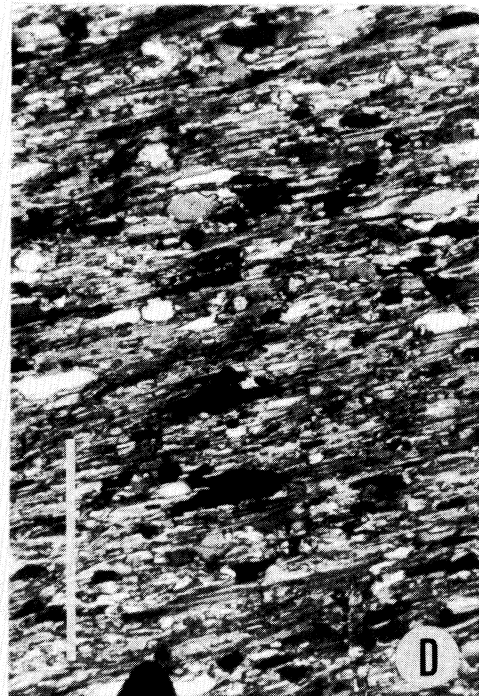
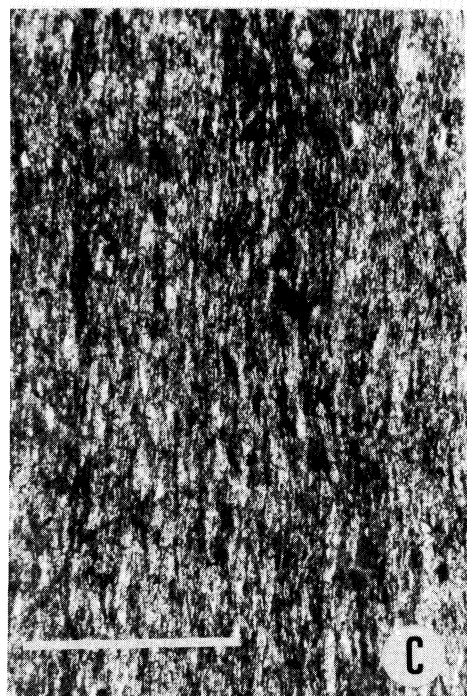
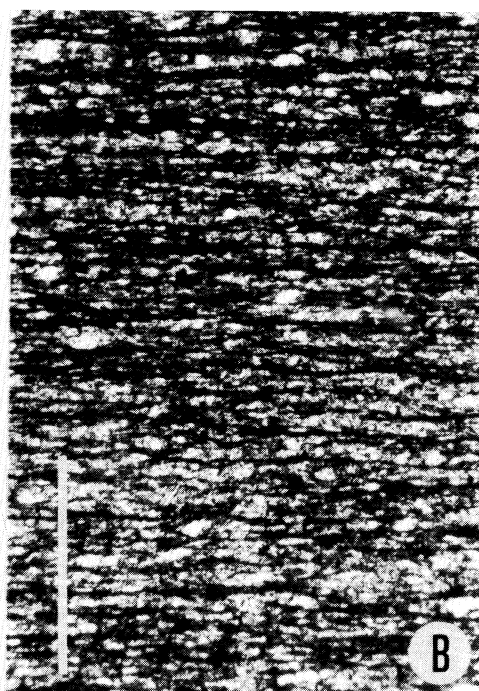
Al W de la Falla de Vivero, en el Antiforme del Olló de Sapo, se produce de nuevo la aparición de fábricas tectónicas primarias heterogéneas u homogéneas de grano fino (clivaje pizarroso grosero o clivaje pizarroso) y un aumento brusco de la extensión que ocupa la S_3 . La S_1 que se micropliega es a menudo una anisotropía débil.

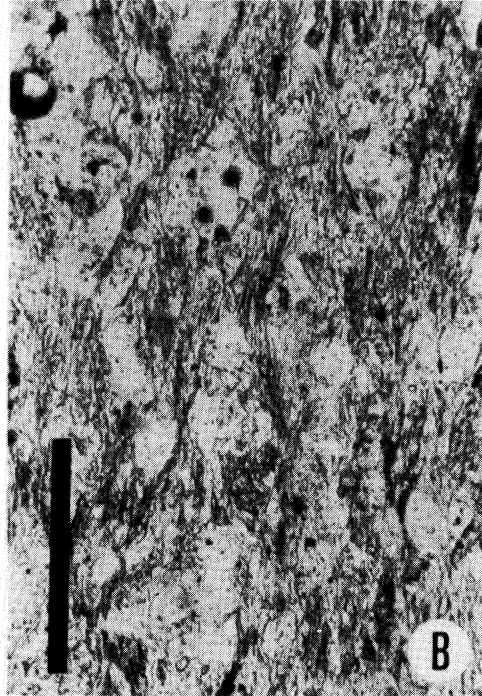
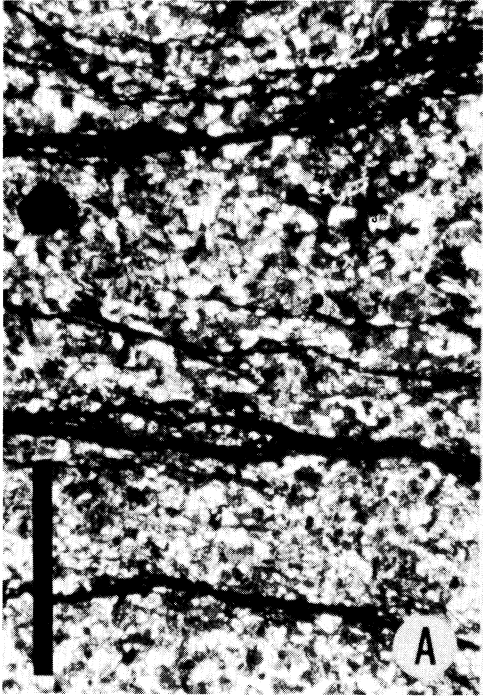
Por último, en el área esquistosa de la Zona de Galicia-Tras os Montes, las estructuras D_1 se hacen poco evidentes y la S_1 aparece como una foliación relictiva en amplias zonas, dejando paso a una S_2 de carácter generalizado. Por su parte, la S_3 mantiene su importancia y muestra en algunas áreas un cambio gradual que parece paralelo al aumento de la deformación D_3 y del metamorfismo.

Las variaciones de P y T y, sobre todo, las características de las unidades analizadas parecen estar de acuerdo con el modelo elaborado por THOMPSON y ENGLAND (1984) que implica la superposición de una unidad cabalgante de espesor variable.

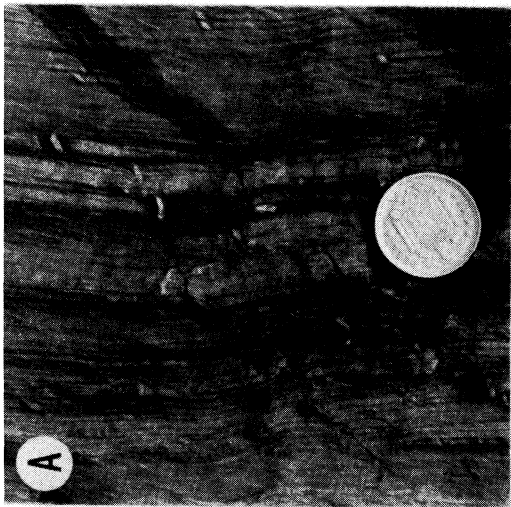
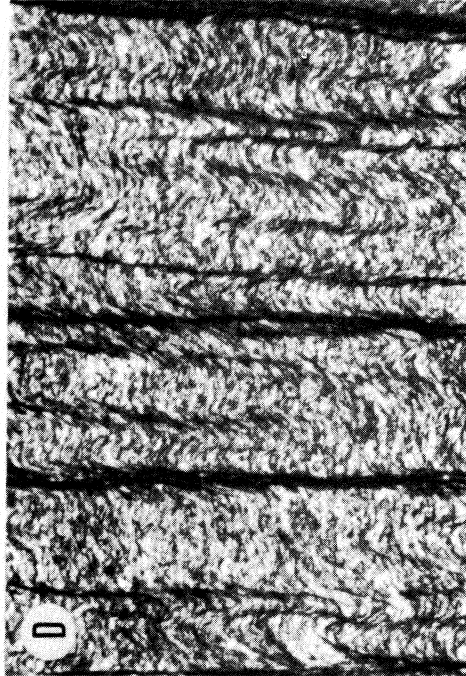
AGRADECIMIENTOS

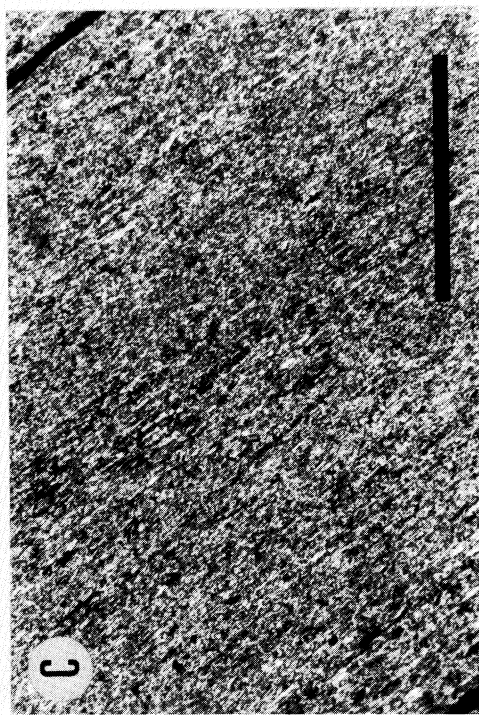
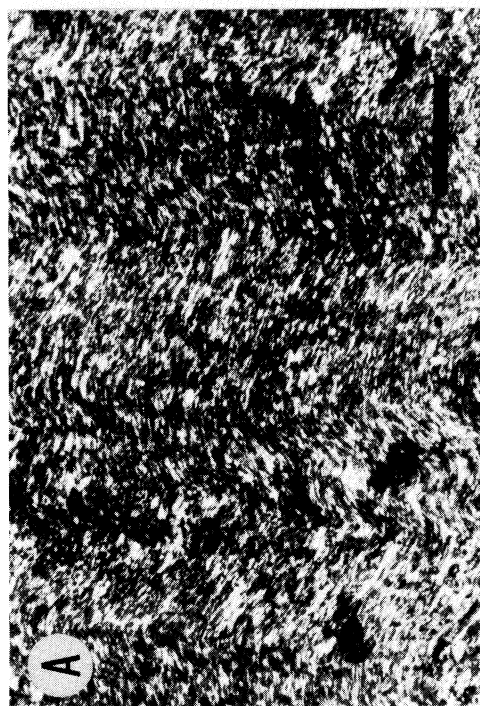
Los autores agradecen a sus compañeros del grupo de Geología Estructural del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo la colaboración prestada en todo momento para la realización del presente trabajo. En particular, a Alberto Marcos y Florentino Díaz, por la lectura crítica del manuscrito original, y a Pedro Farias y Jorge Marquínez por su aportación en la documentación gráfica presentada.













- Fig. 3. Ejemplos de la foliación S_1 en la Zona Asturoccidental-leonesa y en el extremo NW de la Zona Cantábrica. A) Clivaje grosero en pizarras arenosas de la región situada al E de Cabo Peñas. B) Clivaje pizarroso grosero en pizarras de las inmediaciones de Cabo Peñas. C) Clivaje pizarroso desarrollado en la parte oriental de la Unidad de Mondoñedo. D) Esquistosidad («schistosity») incipiente en filitas al E de la Ría de Foz (Manto de Mondoñedo). La barra blanca utilizada como escala equivale a 200 μm .
- Fig. 4. Ejemplos de la foliación S_1 en areniscas de la Zona Asturoccidental-leonesa y del extremo NW de la Zona Cantábrica. A) Clivaje grosero en dominios (parte oriental de la región del Cabo Peñas. B) Clivaje grosero (Ría del Nalón). La barra negra que sirve de escala equivale a 1 mm en A y a 200 μm en B.
- Fig. 5. Clivaje de crenulación S_2 desarrollado en pelitas situadas en el afloramiento más oriental del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (fotografía de MARCOS, 1973). B) Esquistosidad S_{1+2} en dominios desarrollada en esquistos cuarzosos de la zona de cizalla asociada al cabalgamiento basal de Mondoñedo en su parte occidental. C) Foliariedad de crenulación S_2 en esquistos de la zona de cizalla basal del Manto de Mondoñedo. D) Foliariedad grosera definida principalmente por la orientación de micas en rocas cuarcíticas de la zona de cizalla basal del Manto de Mondoñedo. La barra negra que sirve de escala equivale a 5 mm en A, 200 μm en B y C, y 500 μm en D.
- Fig. 6. La S_3 en la Zona Asturoccidental-leonesa (inmediaciones de Luarca, Asturias). A) Bandeo tectónico asociado a la S_3 . B) Aspecto de campo del clivaje de crenulación S_3 . C) Clivaje de crenulación S_3 con pliegues asimétricos. D) Clivaje de crenulación S_3 con pliegues aproximadamente asimétricos. La barra utilizada como escala en C y D equivale a 1 mm.
- Fig. 7. Las foliaciones tectónicas en la Zona Centroibérica (Antiforme del Olló de Sapo). A) Clivaje pizarroso S_1 . B) Rasgos microestructurales de las rocas ultramiloníticas (S_{1+2}) situadas en la parte occidental del Antiforme. C) Clivaje pizarroso S_{1+2} en una zona de cizalla desarrollada en condiciones de bajo grado metamórfico en la parte occidental del Antiforme. D) Clivaje de crenulación S_3 . La barra utilizada como escala equivale a 1 mm.
- Fig. 8. Ejemplos de foliaciones en el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras os Montes. A) Foliariedad S_2 en dominios en una filita cuarzosa. B) Clivaje de crenulación incipiente S_3 en una pizarra. C) Esquistosidad S_3 en dominios. D) Cristalización orientada de filosilicatos superpuestos a la foliariedad previa. A, B y C, área del Sinforme de Verín (fotografías de P. FARIAS). D, parte N del Dominio Esquistoso (fotografía de J. MARQUINEZ). La barra utilizada como escala equivale a 200 μm .

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. L. (1985). Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España). *Diputación Provincial de León. Instituto Fray Bernardino de Sahagún*, 1-276, León.
- ALLER, J. (1986). La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central. *Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias, Consejería de Industria y Comercio*, 1-180, Oviedo.
- ALLER, J. y BRIME, C. (1985). Deformación y metamorfismo en la parte Sur de la Cuenca Carbonífera Central (NO de España). *C. R. X. Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère* (Madrid, 1983), 3, 541-548.
- ALLER, J., BASTIDA, F., BRIME, C. y PEREZ-ESTAUN, A. (1987). Cleavage and its relation with metamorphic grade in the Cantabrian Zone (Hercynian of North-west Spain). *Sci. Géol. Bull.*, 40 (3), 255-272.
- ARENAS, R. (in lit.). Opposite P, T, t paths of hercynian metamorphism between the upper units of the Cabo Ortegal and their substratum (NW of Iberian Massif). *Hercynica*.
- BASTIDA, F. (1980). Las estructuras de la primera fase de deformación hercíniana en la Zona Asturoccidental-leonesa (costa cantábrica, NW de España). *Tesis doctoral inédita, Univ. Oviedo*, 1-276.
- BASTIDA, F. (1982). La esquistosidad primaria y las microestructuras de las cuarcitas en la Zona Asturoccidental-leonesa (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 12, 159-185.
- BASTIDA, F. y PULGAR, J. A. (1978). La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (costa cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 75-124.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., MARQUINEZ, J., MARTINEZ CATALAN, J. R., PEREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J. A. (1984). Mapa y memoria de la hoja N.º 1 (La Coruña) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000. *Inst. Geol. Min. España*, 1-155.
- BASTIDA, F., MARTINEZ CATALAN, J. y PULGAR, J. A. (1986). Structural metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe. *J. Struct. Geol.*, 8 (3/4), 415-430.
- BELL, T. H. (1978). The development of slaty cleavage across the Nakara Arc of the Adelaide Geosyncline. *Tectonophysics*, 51, 171-201.
- BRIME, C. y PEREZ-ESTAUN, A. (1980). La transición diagénesis-metamorfismo en la región de Cabo Peñas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 85-97.
- CAPDEVILA, R. (1969). Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galicie nord oriental (NW de l'Esoagne). *Tesis inédita Univ. Montpellier*, 1-430.
- ENGLAND, P. C. y THOMPSON, A. B. (1984). Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrology*, 25 (4), 894-928.
- ETHERIDGE, M. A. y LEE, M. F. (1975). Microstructure of slate from Lady Loretta, Queensland, Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 13-22.
- FARIAS, P. (1990). La geología de la región del Sinforme de Verín (Cordillera Herciniana, NW de España). *Serie Nova Terra*, O Castro, n.º 2, 1-201.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ-LODEIRO, F., MARQUINEZ, G., MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., PABLO MACIA, J. G. de., RODRIGUEZ FERNANDEZ, R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoeestratigrafía y estructura de Galicia Central. *IX Reunión sobre a Geología do Oeste Peninsular* (Porto, 1985), 411-431.
- GIL IBARGUCHI, I., JULIVERT, M. y MARTINEZ, J. F. (1983). La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo, in Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España*, T-1, 607-612.
- GONZALEZ LODEIRO, F., FERNANDEZ URROZ, J., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J. R. y PABLO MACIA, J. G. de (1982). Mapa y memoria de la Hoja n.º 8 (Lugo) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000. *Inst. Geol. Min. España*, 1-222.
- JULIVERT, M. (1976). La estructura de la región de Cabo Peñas. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 8, 203-309.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A y CONDE, L. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000. *Inst. Geol. Min. España*, 1-113.
- KARABINOS, P. y KETCHAM, R. (1988). Thermal structure of active thrust belts. *J. Metamorphic Geol.*, 6, 559-570.
- KOOPMANS, B. N. (1962). The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 26, 121-132.
- LOBATO, L. (1977). Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva. *Diputación Provincial de León, Institución Fray Bernardino de Sahagún*, 1-200.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92.
- MANCKTELOW, N. S. (1979). The development of slaty cleavage, Fleurie Peninsula, South Australia. *Tectonophysics*, 58, 1-20.
- MARCOS, A. (1971). Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase hercíniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España). *Brev. Geol. Astur.*, XV (4), 59-64.

- MARCOS, A. (1973). Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 6, 1-113.
- MARQUINEZ, J. (1984). La Geología del Area Esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 100, 1-231.
- MARTINEZ, F. J., JULIVERT, M., SEBASTIAN, A., ARBOLEYA, M. L. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1988). Structural and thermal evolution of high grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *Am. J. Sci.*, 288, 969-996.
- MARTINEZ-CATALAN, J. R. (1979). La prolongación del Manto de Mondoñedo en la zona occidental del Domo de Lugo (Galicia, España). *Brev. Geol. Astur.*, 23, 17-22.
- MARTINEZ-CATALAN, J. R. (1980). L'apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le dôme de Lugo (Galice, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, 179-182.
- MARTINEZ-CATALAN, J. R. (1985). Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geol. Galliciae*, segunda serie, II, 1-191.
- MATTE, Ph. (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geol. Alpine.*, 44, 1-127.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1978). Estratigrafía y estructura de la rama S de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92, 1-151.
- PEREZ-ESTAUN, A., BASTIDA, F., ALONSO, J. L., MARQUINEZ, J., ALLER, J., ALVAREZ-MARRON J., MARCOS, J. y PULGAR, J. A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cambrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7 (3), 517-537.
- PEREZ-ESTAUN, A., MARTINEZ-CATALAN, J. R. y BASTIDA, F. (in lit.). Crustal thickening and deformation sequence in the footwall of the suture of the Variscan belt of NW Spain. *Tectonophysics, Special issue of Deformation and Plate Tectonics*.
- PULGAR, J. A. (1980). Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la Zona Asturoccidental-leonesa (Cordillera Herciniana, NW de España). *Tesis doctoral inédita, Univ. Oviedo*, 1-334.
- PULGAR, J. A. (1981). La disolución por presión y el desarrollo del bandeado tectónico meso y microscópico en rocas metapelíticas de bajo grado del NW de España. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, 147-190.
- RAVEN, J. G. M. y VAN DER PLUIJM, B. A. (1986). Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the conodont colour alteration index. *Geol. Mag.*, 123 (6), 673-681.
- SAVAGE, J. F. (1967). Tectonic analysis of Lechada and Curavacas Synclines, Yuso Basin, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 39, 193-247.
- THOMPSON, A. B. y ENGLAND, P. C. (1984). Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrology*, 25 (4), 929-955.
- VAN DER PLUIJM, B. A. y KAARS-SIJPESTEIJN, C. H. (1984). Chlorite-mica aggregates: morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks. *J. Struct. Geol.*, 6 (4), 399-407.
- VAN DER PLUIJM, B. A., SAVAGE, J. F. y KAARS-SIJPESTEIJN, C. H. (1986). Variation in fold geometry in the Yuso Basin, northern Spain: implications for the deformation regime. *J. Struct. Geol.*, 8 (8), 879-886.
- WILLIAMS, P. F. (1972). Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Am. J. Sci.*, 272, 1-47.

Recibido, 17-IV-90
Aceptado, 20-VI-90

(*) La palabra foliación se utiliza en este trabajo como término general para referirnos a las anisotropías planas y penetrativas originadas por deformación.