

**VARIACIONES DE LA “CRISTALINIDAD”  
DE LA MICA BLANCA Y OTROS PARÁMETROS  
CRISTALOQUÍMICOS A TRAVÉS  
DEL ANTIFORME DEL NARCEA  
(ORÓGENO VARISCO DEL NO DE IBERIA)**

G. GUTIÉRREZ-ALONSO (\*)

F. NIETO (\*\*)

GUTIÉRREZ-ALONSO, G. & NIETO, F. (1995): Variaciones de la "cristalinidad" de la mica blanca y otros parámetros cristaloquímicos a través del antiforme del Narcea (Orógeno varisco del NO de Iberia) [**Variation of white mica "crystallinity" and other crystallochemical parameters across the Narcea antiform (Variscan belt of NW Spain)**]. *Stvd.Geol.Salmant.*, **31**: 63-86. Salamanca, 1996-02-15.

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1995-11-30) (FECHA DE ADMISIÓN: 1995-12-20)

**Palabras clave:** Mica blanca, “Cristalinidad”, Metamorfismo, Geología estructural, Deformación y clivage, Asturias, Antiforme del Narcea.

**Key words:** White-mica, “crystallinity”, Metamorphism, Structural geology, Strain and cleavage, Asturias, Narcea Antiform.

---

(\*): Departamento de Geología, Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca,

(\*\*): Departamento de Mineralogía y Petrología. Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Universidad de Granada. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Campus de Fuentenueva. 18071 Granada.

**RESUMEN:** En el Antiforme del Narcea afloran rocas proterozoicas que por su litología resultan adecuadas para estudiar la "cristalinidad" de la mica blanca en el tránsito entre las zonas externas y las zonas internas del orógeno Varisco. Realizado un muestreo para el estudio de los parámetros cristaloquímicos de las micas blancas y las cloritas, mediante difracción de rayos X, en un corte completo del antiforme, se ha constatado la relación de algunos de los parámetros obtenidos con las observaciones microestructurales realizadas. Concretamente, estos están relacionados con el progresivo desarrollo de la foliación, de tal manera que la transición anquizona-epizona, situado en el sector oriental del antiforme, coincide aproximadamente con el frente del clivaje. En el sector occidental del Antiforme del Narcea, la deformación esta caracterizada por la existencia de zonas de cizalla de escala kilométrica relacionadas con cabalgamientos. La deformación interna en este sector es más complicada de estimar debido a la superposición de deformaciones, aunque cualitativamente se puede constatar que la deformación finita se caracteriza por la existencia de elipsoides alargados con elevadas relaciones axiales. El grado metamórfico, expresado como "cristalinidad" de la mica blanca, es más elevado que en el sector oriental, apareciendo máximos locales cerca de la base de las zonas de cizalla. El parámetro  $b_0$  medido en las micas blancas, un geobarómetro semicuantitativo, muestra un comportamiento caótico en el sector oriental, mostrando una clara influencia detrítica e indicando un área madre de las Pizarras del Narcea de naturaleza probablemente metamórfica. Este parámetro ha sido completamente reequilibrado térmicamente en el sector occidental e indica condiciones de presión intermedia.

**ABSTRACT.-** X-ray diffraction analyses were performed on white-micas, formed under strain and low-grade metamorphic conditions, from sandstones to siltstones along a transect through the Narcea Antiform, a large structure that separates the external from the internal zones of the Variscan belt of NW Spain. The results indicate a close spatial relationship between the onset of metamorphism and the cleavage front. The cleavage front is accompanied by an decrease in the "crystallinity" index of the white-mica from very low to low metamorphic grade. This decrease corresponds qualitatively to an increase in penetrativeness of the axial planar cleavage. In the western part of the Narcea Antiform, the major deformation event was the development of kilometer-scale, reverse shear zones. Because of polyphase deformation, these rocks are not suitable for quantitative strain analysis, but qualitatively, finite strain can be observed to be prolate and invariably larger in this region than in the eastern sector. The metamorphic grade is higher in the western part of the Narcea Antiform, with local maxima occurring next to the base of the shear zones. The  $b_0$  cell parameter, a semi-quantitative geobarometer measured in the white-mica, is chaotic in the Eastern sector, showing a clear detrital inheritance. In the western sector it is rational due to complete re-equilibration during thermal resetting.

## INTRODUCCIÓN

Uno de los problemas más comunes en regiones donde se produce el comienzo del metamorfismo y de la deformación interna es el establecer relaciones entre ambos parámetros, y de estos con características directamente observables en las rocas como la intensidad de la foliación. En este trabajo se describen las relaciones entre el grado metamórfico, expresado como "cristalinidad" de la mica blanca, la

deformación interna de las rocas y el grado de desarrollo de la foliación a través de una estructura en la que se puede encontrar una amplia variación en estos parámetros.

La mayoría de los orógenos descritos en la literatura geológica poseen cinturones de rocas en condiciones metamórficas de grado bajo. Estos cinturones son generalmente difíciles de caracterizar por las grandes variaciones existentes en las condiciones termobáricas, en el estilo estructural y en los mecanismos de deformación. El análisis de la "cristalinidad" de la mica blanca (conocida también como "cristalinidad" de la illita) es una herramienta útil, ampliamente utilizada, para el estudio de estos cinturones con metamorfismo de grado bajo en los que no afloran rocas máficas que posean minerales índice indicadores de las condiciones metamórficas. En los cinturones de metamorfismo de grado bajo es muy común encontrar la paragénesis representativa formada por mica blanca + clorita + cuarzo  $\pm$  feldspato  $\pm$  carbonatos. Esta paragénesis cubre un amplísimo espectro de condiciones termobáricas dentro de las condiciones de metamorfismo de grado bajo y muy bajo, es decir desde las condiciones en que se produce el inicio de la diagénesis avanzada a las que provocan la aparición de biotita como mineral metamórfico.

Otro aspecto presente en los cinturones metamórficos de grado bajo es un abrupto cambio en el estilo de la deformación y los mecanismos de deformación implicados, coincidente con la existencia de grandes afloramientos de rocas del basamento. En algunos de estos cinturones, como en este caso, el estilo de la deformación varía desde un tipo de cinturón de pliegues y cabalgamientos, sin desarrollo de foliación, a deformaciones acompañadas de metamorfismo y génesis de foliación generalizada. Este cambio entre las zonas externas e internas del orógeno, viene marcado por cabalgamientos con decenas de kilómetros de desplazamiento con zonas de cizalla asociadas a su base. El frente de la foliación, es decir el punto donde esta estructura comienza a aparecer de forma sistemática, se sitúa generalmente en las zonas externas, pero muy cerca del contacto con las zonas internas.

Las variaciones de la "cristalinidad" de la mica blanca en grandes estructuras desarrolladas en cinturones de rocas de bajo grado metamórfico se han estudiado en diversas áreas: El Anticlinal de Venn, KASIG & SPAETH, 1975; FRANK & SPAETH, 1991; los Alpes centrales, FREY *et al.*, 1980; la meseta de Marruecos, PIQUÉ, 1982; el anticlinal de Pennant, ROBERTS & MERRIMAN, 1985; el sinclinorio de North Hill End, OFFELER & PENDERGAST, 1985; la cuenca de Gales, BEVINS & ROBINSON, 1988, ROBERTS *et al.*, 1989; el Himalaya, JOHNSON & OLIVER, 1990, aunque no en estructuras existentes en el tránsito entre las zonas externas e internas de un orógeno de colisión. DONAHOE *et al.* (1989) son los únicos autores que han estudiado un límite de este tipo desde el punto de vista de la "cristalinidad" de la mica blanca y establecen la existencia de cambios, sin llegar a definir con precisión el tipo de variaciones encontradas.

En el orógeno Varisco de la Península Ibérica la transición desde el grado metamórfico muy bajo al bajo se produce aproximadamente coincidiendo con el límite entre la Zona Cantábrica (ZC) y la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), que constituyen las zonas externas e internas de dicho orógeno (Fig. 1). Este límite esta marcado por la presencia de un apilamiento antiformal de compleja estructura,

denominado Antiforme del Narcea (JULIVERT, 1971). La "cristalinidad" de la mica blanca en el Antiforme del Narcea y áreas adyacentes ha sido estudiado por PÉREZ-ESTAÚN (1973, 1978), MARTÍN PARRA & BARDAJÍ (1989), y BRIME & PÉREZ-ESTAÚN (1980) quienes se centraron en la rama sur de este antiforme y el cabo Peñas hacia el Norte respectivamente, tratando de caracterizar los cambios metamórficos relacionados con el frente de la foliación. Otras publicaciones que hacen referencia a la "cristalinidad" de la mica blanca en la ZC son las de ALLER & BRIME (1983), ALLER *et al.* (1987), BRIME (1981) y BLENKINSOP (1987). El trabajo de ALLER *et al.* (1987) es de especial interés, ya que reutiliza datos de trabajos previos de PÉREZ-ESTAÚN (1973, 1978), BRIME & PÉREZ-ESTAÚN (1980), BRIME (1981) y ALLER & BRIME (1983), interpretando los valores de "cristalinidad" en el occidente de la ZC como debidos a un enterramiento progresivo por apilamiento de cabalgamientos. En la ZAOL los únicos trabajos existentes relacionados con la "cristalinidad" de la mica blanca son los de BLENKINSOP (1987), BRIME (1985) y YENES *et al.* (1990), este último asumiendo que los afloramientos Precámbricos y Paleozoicos de la Sierra de la Demanda son parte de la ZAOL.

El objetivo principal de este trabajo es describir un estudio detallado de la "cristalinidad" de la mica blanca a través de una estructura en la que se producen importantes cambios estructurales y comparar los resultados con la intensidad del desarrollo de la foliación.

## MARCO GEOLÓGICO

El Antiforme del Narcea aflora en la Cordillera Cantábrica, en el NO de la península Ibérica. Este afloramiento tiene un trazado arqueado a lo largo de más de 70 km (Fig. 1). Está compuesto por las Pizarras del Narcea, de edad Proterozoico superior, y discordantemente sobre ellas, por depósitos cambro-ordovícicos denominados: Formaciones Cándana, Vegadeo y Serie de los Cabos, en la ZAOL, y Herrería, Láncara, Oville y Barrios en la ZC (Figs. 1 & 2).

En el Antiforme del Narcea se pueden distinguir dos unidades con características geológicas netamente distintas. Estas dos unidades están separadas por el cabalgamiento de La Espina (Figs. 1 & 2), que emplaza de Oeste a Este la ZAOL (las zonas internas), mas deformada y metamorfizada, sobre la ZC (las zonas externas), que tiene un estilo de cinturón de pliegues y cabalgamientos y que no presenta metamorfismo. Los trabajos más significativos sobre la estructura y significado de este área son: MARCOS (1973), BASTIDA *et al.* (1984), PÉREZ-ESTAÚN *et al.* (1990, 1991, 1994); MARTÍNEZ-CATALÁN *et al.* (1990); GUTIÉRREZ-ALONSO (1987, 1992); ALLER *et al.* (1989); GUTIÉRREZ-ALONSO & VILLAR (1989) y GUTIÉRREZ-ALONSO *et al.* (1990).

El metamorfismo en el antiforme del Narcea es de grado bajo, en la zona de la clorita (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1990, ALONSO *et al.*, 1991). En algunos casos, se ha podido constatar la existencia de biotita, pero se trata de un mineral relacionado con intrusiones de granitoides post-cinemáticos tardíos y el metamorfismo de contacto provocado por los mismos. Las condiciones metamórficas durante la historia geológica completa de estas rocas nunca sobrepasaron los esquistos verdes. La

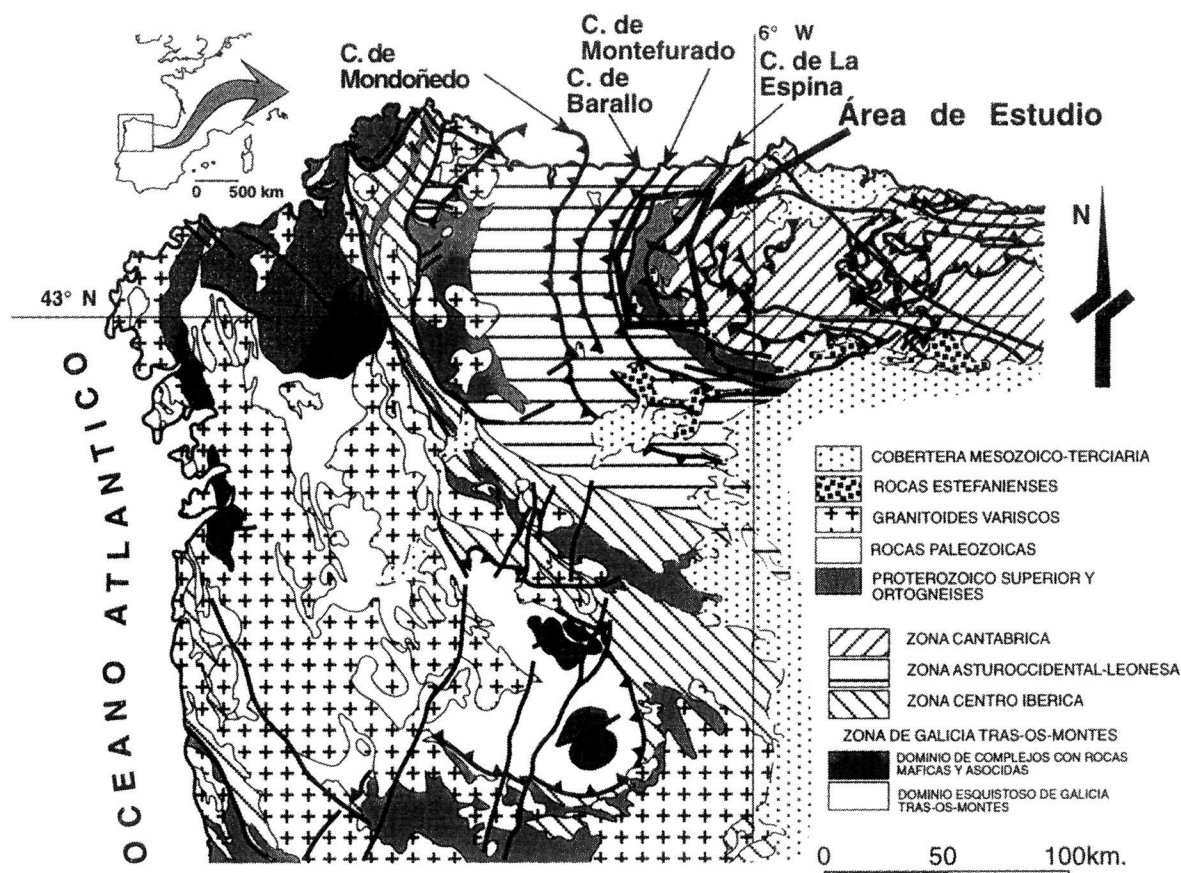


Figura 1. Esquema geológico del Noroeste de la Península Ibérica con la localización de las unidades paleogeográficas principales, LOTZE (1954); JULIVERT et al. (1972), MARTÍNEZ CATALÁN (1985), FARIAS et al. (1987), MARTÍNEZ CATALÁN et al. (1992).

paragénesis más común reconocida ópticamente es la de cuarzo + mica blanca + clorita ± feldespato potásico en la ZAOL y la de cuarzo + mica blanca + clorita en el sector del Antiforme del Narcea correspondiente a la ZC.

## MATERIALES Y MÉTODOS

El análisis e interpretación de los parámetros cristaloquímicos de la mica blanca - "cristalinidad", parámetro  $b_0$  de la celda y espaciado basal ( $d(002)$ ) - mediante difracción de rayos X permite, en circunstancias ideales, la determinación del grado metamórfico en rocas que no han sufrido temperaturas elevadas. La aplicación de este método a las rocas del Antiforme del Narcea, junto con otros datos provenientes del uso de otras técnicas, permite deducir las temperaturas y condiciones de pre-

sión bajo las que se originaron las estructuras variscas más importantes de este sector.

Los factores más importantes que controlan las variaciones de los parámetros cristaloquímicos de la mica blanca en condiciones de grado metamórfico bajo son: temperatura (SCHAER & PERSOZ, 1976; BLENKINSOP, 1987), litología (KUBLER, 1968; DUNOYER DE SEGONZAC, 1970; BLENKINSOP, *op cit.*) y deformación. La relación entre la "cristalinidad" de la mica blanca y el grado de deformación es claro desde un punto de vista regional, particularmente en áreas donde se produce la transición desde la anquizona a la epizona y comienza el progresivo desarrollo de la foliación (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1979; PIQUÉ, 1982; KEMP *et al.*, 1985; PRIMMER, 1985; ROBERTS & MERRIMAN, 1985; ALLER *et al.*, 1987). En este sentido es especialmente interesante la revisión llevada a cabo por KISCH (1991a), que integra datos de un gran número de publicaciones y establece algunas de las relaciones entre distintos parámetros en las partes medias e inferior de la anquizona, e ilustra la necesidad de más estudios en áreas en que se produce el inicio del metamorfismo y el desarrollo de la foliación.

En este trabajo se han examinado los parámetros cristaloquímicos de la mica blanca en 26 muestras de las Pizarras del Narcea, tanto de la ZC (18 muestras) como de la ZAOL (8 muestras), y 5 muestras más de la Cuarcita de Cándana y de la Serie de los Cabos. El muestreo se realizó lo más próximo posible a una línea que corta al Antiforme del Narcea de manera perpendicular a las estructuras y donde se ha realizado un corte geológico representativo de esta estructura. Sobre este corte se han proyectado las estructuras más prominentes existentes en el Antiforme del Narcea y los resultados de los análisis de las muestras recogidas para facilitar la lectura e interpretación de los resultados (Fig. 3). La recolección de las muestras ha evitado áreas en que hay evidencias de un calentamiento posterior a la deformación. Las muestras seleccionadas son de igual composición y tamaño de grano (limolitas) y de colores gris verdoso. En la base de los cabalgamientos de la ZAOL se recolectaron filonitas (rocas siliciclásticas milonitizadas, con una reducción importante del tamaño de grano y compuestas mayoritariamente por filosilicatos de pequeño tamaño).

La preparación de las muestras y la determinación de la "cristalinidad" de la mica blanca, se realizó siguiendo las recomendaciones del grupo de trabajo IGCP 294 IC (KISCH, 1991b). Los difractogramas para el análisis de la "cristalinidad" de la mica blanca se realizaron en agregados orientados de roca total y de la fracción  $<2\mu\text{m}$ , usando un difractómetro Phillips PW 1710 X-ray equipado con un monocromador de grafito y una rendija de divergencia automática. Se utilizó radiación  $\text{CuK}\alpha$ . Cada muestra fue registrada y la medida de los picos se realizó en los datos registrados en ordenador. La medida realizada se corresponde con el índice de KUBLER, cuyo uso es más apropiado para estudios regionales que el índice de WEAVER (DONAHOE *et al.*, 1989).

Se han realizado varios esfuerzos para estandarizar y correlacionar valores de los índices de "cristalinidad" obtenidos en diversos laboratorios para definir el límite entre la anquizona y la epizona (BLENKINSOP, 1988; KISCH, 1990, 1991b). El intento más reciente para establecer esta estandarización es el realizado por WARR

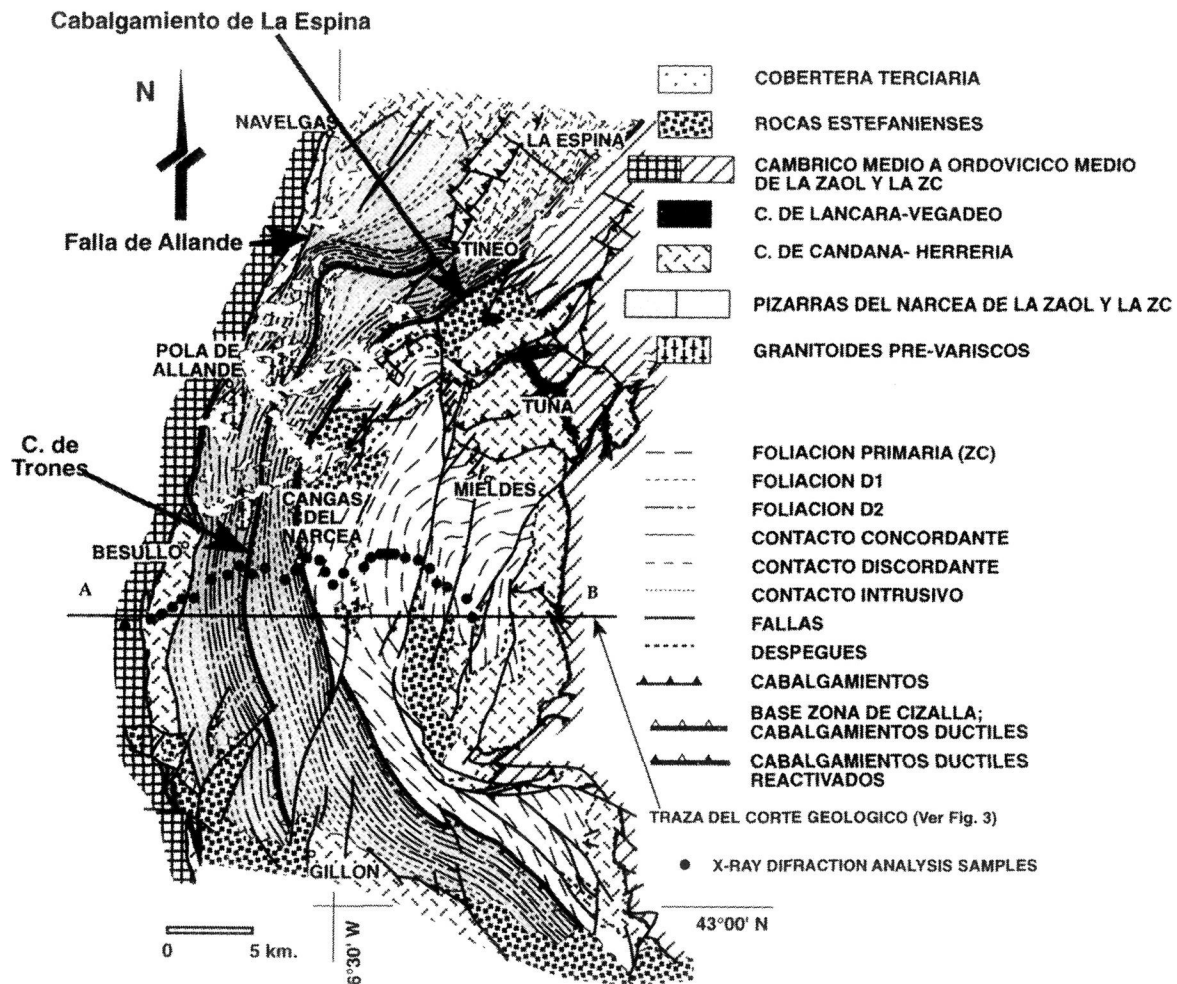


Figura 2. Mapa geológico y de situación de las muestras analizadas del Antiforme del Narcea. Basado en MARCOS (1973), JULIVERT et al. (1977 a, b), BASTIDA et al. (1980), MARCOS et al. (1980), MARCOS & PULGAR (1980), CRESPO ZAMORANO (1982), GUTIÉRREZ-ALONSO (1987), GUTIÉRREZ-ALONSO & VILLAR (1989), ALLER et al. (1989), BASTIDA & GUTIÉRREZ-ALONSO (1989), GUTIÉRREZ-ALONSO et al. (1990), ALONSO et al. (1991), y GUTIÉRREZ-ALONSO (1992). ZAOL - Zona Asturoccidental-Leonesa; ZC - Zona Cantábrica.

& RICE (1994). Estos autores recomiendan la transformación de los datos obtenidos en cualquier laboratorio en datos comparables internacionalmente (Índice de Correlación Standard) mediante una ecuación obtenida con el uso de patrones. Siguiendo este método, nuestros datos ( $y$ ) fueron transformados en valores estandarizados de la "cristalinidad de la mica blanca ( $x$ ) mediante la fórmula ( $y = 0,674x + 0,052$ ) obtenida mediante el uso de patrones suministrados por los autores previamente mencionados.

Los análisis de difracción de rayos X se realizaron sobre roca total y la fracción  $<2\mu\text{m}$  para intentar establecer el efecto del metamorfismo sobre las micas detríticas. El parámetro  $b_0$  de la mica y de la clorita se realizó utilizando una lámina de roca pulida, cortada perpendicularmente a la foliación para evitar la interferencia de otros picos que no fuesen el (060) (SASSI & SCOLARI, 1974; GUIDOTTI & SASSI, 1986; FREY, 1987). El pico del cuarzo con un valor de  $59,96^\circ 2\theta$  fue utilizado como patrón interno. El espaciado se midió por diferencia con el cuarzo utilizando una base de datos obtenida con registros a baja velocidad.

## RESULTADOS

Del estudio de los difractogramas obtenidos se desprende que la mineralogía es muy homogénea en todas las muestras estudiadas, tanto en roca total como en la fracción  $<2\mu\text{m}$ , aunque haya variaciones en las cantidades relativas de algunos de los minerales. La paragénesis presente en todas las muestras es cuarzo + mica blanca (con cierto contenido fengítico) + clorita + albita  $\pm$  feldespato potásico. Esta asociación aparece tanto en la ZC como en la ZAOL. Esta homogeneidad permite la comparación de los datos obtenidos en las dos zonas. Solamente una muestra (Muestra 4) situada en el extremo oriental del perfil realizado presenta una pequeña cantidad de pirofilita, cuya presencia es coherente con el grado obtenido por medio del análisis de la "cristalinidad" de la mica blanca. Este mineral indicaría que la muestra analizada es ligeramente más rica en aluminio que el resto de las muestras.

La clorita está presente en todas las muestras, aumenta su abundancia de este, donde es escasa, a oeste. En las rocas de la ZC es difícil de distinguir ópticamente debido a su pequeño tamaño. En la ZAOL es común observar pequeños granos de clorita neoformados, paralelos a los planos de foliación. Además es común la existencia de agregados o apilamientos de clorita y mica blanca, oblicuos a la foliación y mostrando un color de interferencia azulado. La mayoría de ellos presentan pliegues de tipo kink-band indicando un origen detrítico o temprano con respecto a la deformación. Apilamientos de clorita y mica blanca similares han sido estudiados por LI *et al.* (1994) en rocas en condiciones metamórficas de la anquizona en el País de Gales. Estos autores concluyeron que se trataban de grandes granos detríticos de biotita modificados subsecuentemente durante la progresión desde la diagénesis a los estadios más incipientes del metamorfismo. Esta interpretación es coherente con lo observado en las rocas estudiadas en este trabajo.

Los valores de los parámetros  $d(001)$  y  $b_0$  medidos en las cloritas se muestran en la tabla I. Estos parámetros están relacionados con los contenidos de Al y Fe respectivamente, (ALBEE, 1962; NIETO & RODRÍGUEZ GALLEGO, 1983; BRINDLEY,



1961), por lo que las cantidades de estos elementos pueden ser calculadas según las fórmulas propuestas por ALBEE (1962) (Tabla I). Tanto el contenido de Al, que varía entre 2,64 y 2,21 a.f.u. (*atoms per formula unit*) como el de Fe, entre 2,78 y 1,22, son valores típicos de las cloritas metamórficas existentes en rocas pelíticas (e.g. ALBEE, 1962; LÓPEZ MUNGUIRA *et al.*, 1991; LAIRD, 1988). La relación Fe/Fe+Mg está controlada por la composición del sistema, particularmente en las rocas estudiadas en que la clorita es el único mineral ferromagnesiano existente, y es el parámetro más variable que se aprecia en las cloritas (e.g. KAWACHI, 1975, VELDE & MEDHIOUB, 1988, CATHELINÉAU & NIEVA, 1985). Un hecho importante a destacar es que no existen variaciones significativas ni sistemáticas en la composición de las cloritas entre los tres dominios estudiados en este trabajo excepto por las variaciones de abundancia relativa previamente comentadas (Tabla I).

La mica blanca es un mineral abundante en todas las muestras estudiadas. En las muestras de la ZC hay micas blancas grandes de origen detrítico así como otras más pequeñas, de naturaleza metamórfica, que crecen paralelas a los planos de foliación. Las micas detríticas son en general oblicuas a la foliación y no hay evidencias de rotación mecánica de estas micas, tal y como postulan ALLER *et al.* (1987), aunque en algunos casos se puede observar alguna mica detrítica plegada localmente. En el sector del Antiforme del Narcea correspondiente a la ZAOL, la mica blanca es mucho más abundante, los cristales son mayores y escasean los granos detríticos. Donde hay clivajes de crenulación se producen dos grupos de foliación con génesis de mica blanca, la primera relacionada con la primera fase de deformación Varisca y la segunda relacionada con las zonas de cizalla asociadas a los cabalgamientos de la segunda fase de deformación. No se ha muestreado en áreas en las que existen clivajes de crenulación bien desarrollados para evitar resultados difíciles de interpretar, o que correspondan a dos episodios diferentes.

Los resultados más relevantes obtenidos en los análisis por difracción de rayos X se exponen en la Figura 3, donde se muestra la relación existente entre ellos y el corte geológico de la zona estudiada. Los valores numéricos precisos de la cristalinidad de la mica blanca, del parámetro  $b_0$  y de los valores de  $d(002)$  ( $\cup 10 \text{ \AA}$ ) se muestran en la Tabla I. Los valores de la cristalinidad de la mica blanca varían desde valores pertenecientes a la anquizona (0,40) a la epizona (0,13) (el límite se sitúa en el Índice de KUBLER = 0,25) demostrando una gran variabilidad a lo largo de los 22 km de longitud que tiene el perfil estudiado. En la Figura 3 se pueden observar las tendencias más significativas que se aprecian en las muestras estudiadas. Es notable la disminución de los valores de la "cristalinidad" de la mica blanca de este a oeste indicando un aumento del grado metamórfico en este sentido, coherente con la geología regional. Esta tendencia se puede apreciar tanto en resultados obtenidos a partir de roca total como de la fracción  $<2\mu\text{m}$ . La fracción  $<2\mu\text{m}$  tiene valores más elevados de "cristalinidad" en la ZC y en las rocas paleozoicas de la ZAOL que los valores obtenidos en roca total, mientras que son casi coincidentes en las Pizarras del Narcea de la ZAOL.

Tal y como se puede esperar del análisis petrográfico de las rocas del Antiforme del Narcea, hay varias diferencias en la distribución de los valores de la "cristalinidad" de la mica blanca en los dominios mencionados previamente. En la

ZC la tendencia decreciente de los valores hacia el oeste es evidente, atravesando el límite entre la anquizona y la epizona aproximadamente en la mitad del afloramiento Precámbrico correspondiente a esta zona. De acuerdo con los valores de la fracción  $<2\mu\text{m}$  la "cristalinidad" tiende a estabilizarse alrededor de 0,22 con la excepción de 2 valores situados en la proximidad de un cabalgamiento menor y la muestra situada justo en el límite con la ZAOL, que será interpretada separadamente.

En el sector correspondiente a la ZAOL de las Pizarras del Narcea se puede observar un patrón en dientes de sierra que responde a una disminución de las condiciones metamórficas desde la base de las láminas cabalgantes hacia arriba. Cerca de los planos de cabalgamiento, en las filonitas asociadas a la zona de cizalla, la "cristalinidad" de la mica blanca alcanza valores de 0,14 a 0,16, mientras que en sectores donde no existen este tipo de rocas los valores son más altos (0,22-0,23), revelando un menor grado metamórfico. Dentro de las rocas paleozoicas de la ZAOL los valores de "cristalinidad" son caóticos y la interpretación de los mismos resulta imposible debido a la escasez de datos.

Las dos muestras situadas en el límite entre la ZC y la ZAOL dieron valores de "cristalinidad" excesivamente altos en relación con las muestras adyacentes (0,29-0,30). Este hecho se ha interpretado como el resultado de procesos tardíos de alteración supergénica asociados a la circulación de fluidos a través de un sistema de fracturas de compleja historia que incluye la reactivación de las superficies de cabalgamiento durante los últimos movimientos asociados a la Orogenia Varisca o incluso durante la Orogenia Alpina. Esta alteración estaría presente incluso si las esmectitas presumiblemente existentes no han sido detectadas mediante la difracción de rayos X, ya que la presencia de algunas capas individuales expandidas no podrían producir dominios coherentes en la difracción, y serían responsables del aumento de la "cristalinidad" como ha sido descrito mediante microscopía electrónica de transmisión de alta resolución (e.g. JIANG *et al.*, 1990, NIETO *et al.*, 1995).

Otro parámetro importante medido en la mica blanca es el parámetro  $b_0$  que depende de las condiciones barométricas a las que estuvieron sometidas las rocas en las que se originó la mica blanca, siempre que las rocas en las que se analice este parámetro sean homogéneas en composición. El parámetro  $b_0$ , debido a su método de medida, y bajo ciertas circunstancias, puede reflejar valores medios entre los valores de las micas metamórficas y de las micas detríticas. Los valores obtenidos varían de 9,015 a 9,041 indicando condiciones de presión intermedia de acuerdo con GUIDOTTI & SASSI (1986). El hecho más importante relacionado con este parámetro es la distribución de este parámetro a través del área estudiada. La figura 3 muestra que los valores del parámetro  $b_0$  medidos en la ZC tienen una gran variabilidad y que contienen tanto el valor máximo como el mínimo. Este hecho puede indicar una gran variación en las condiciones de presión en este sector. Con mucha mayor probabilidad, y debido a que este parámetro se mide sobre roca total, los valores obtenidos deben de reflejar las micas detríticas existentes en esas rocas. Por otro lado, los valores del parámetro  $b_0$  en las Pizarras del Narcea de la ZAOL son homogéneos, entre 9,019 y 9,029, (media= 9,024; desviación estandar= 0,003), revelando la falta de influencia de las micas detríticas y el reequilibrio de las mismas en condiciones de presión intermedia. Además, existe una clara coincidencia

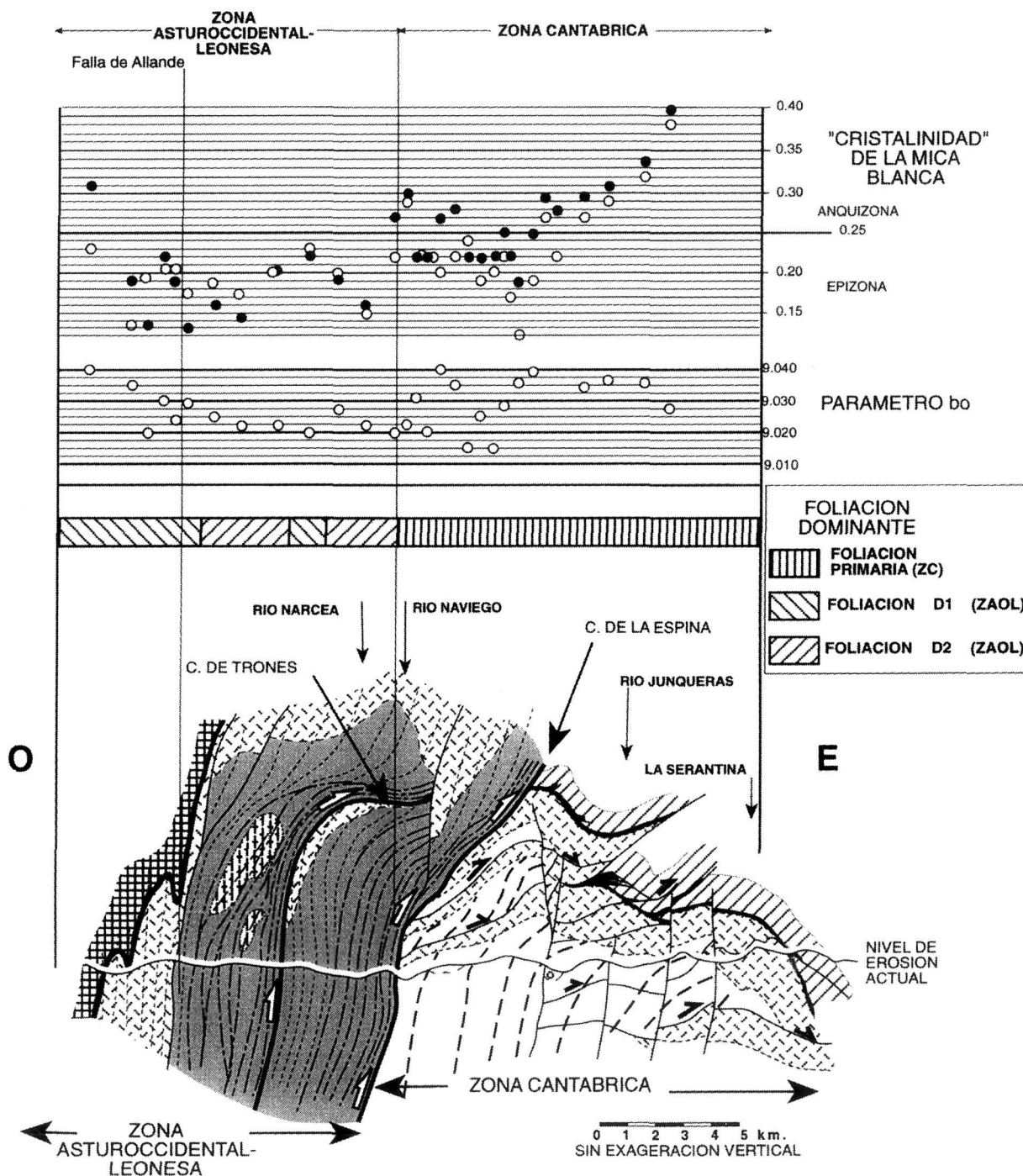


Figura 3. Resultados de los análisis de difracción de rayos X y distribución de los tipos de foliación dominantes a través de un corte del Antiforme del Narcea. Puntos negros: análisis de la "cristalinidad" de la mica blanca en la fracción  $<2\mu\text{m}$ . Puntos blancos: Idem en roca total y resultados del parámetro  $b_0$  cell parameter analysis. Se indican los diferentes dominios descritos en el texto. La situación del corte del Antiforme del Narcea se aprecia en la figura 2, así como su leyenda.

entre las áreas en donde los valores de "cristalinidad" medidos en la fracción  $<2\mu\text{m}$  son mayores que los medidos en roca total y aquellas en las que el parámetro  $b_0$  muestra un comportamiento caótico. En contraste, en las Pizarras del Narcea de la ZAOL, no hay diferencia entre los valores de "cristalinidad" de ambas fracciones y el parámetro  $b_0$  muestra pequeñas variaciones. PADAN *et al* (1982) consideraron la posibilidad de aplicar el parámetro  $b_0$  a terrenos con un grado metamórfico por debajo de los esquistos verdes. Ellos postularon que esta utilización solo se debe de aplicar en los casos en que la mica ha sido completamente reequilibrada, hecho limitado por la presencia de micas detríticas en las rocas de grado muy bajo. Nuestros resultados confirman sus ideas.

La distribución del parámetro  $b_0$  a través del área estudiada sugiere que este valor está influenciado por diferentes factores en la ZC y en la ZAOL y que por tanto los resultados representan diferentes procesos. Nosotros interpretamos que los valores encontrados en las Pizarras del Narcea de la ZC son los correspondientes a las micas detríticas heredadas. Esto explica el patrón aleatorio que muestra este parámetro y sugiere un área fuente para estos sedimentos con una elevada complejidad metamórfica. Otros autores consideran que el área fuente es volcánica (CHOUTIER & GUILLOU, 1988). El mayor grado metamórfico sufrido por estas rocas en la ZAOL han obliterado las características detríticas de las micas, homogeneizando la química de las micas blancas y permitiendo el uso del parámetro  $b_0$  como un geobarómetro semicuantitativo.

El espaciado basal de la mica blanca  $d(002)$  está relacionado, en principio, con la sustitución paragonítica de Na por K en la red de las micas lo que refleja aproximadamente la temperatura de formación. Sin embargo el contenido fengítico puede modificar el parámetro  $d(002)$  (GUIDOTTI, 1984, figs. 14 y 16). Los valores de este parámetro en el Antiforme del Narcea varían de 9,961 a 9,985, sin que se observen tendencias en su distribución espacial. La relación observada con el parámetro  $b_0$  (Fig. 4) indica que está controlado por la sustitución fengítica. Algunas de estas micas tienen valores bajos de Na (GIL IBARGUCHI, com. pers.) y el contenido paragonítico es muy bajo. En este caso, la influencia del contenido fengítico relativo al contenido paragonítico en el valor de  $d(002)$  es significativa. La relación con el parámetro  $b_0$  (Fig. 4) indica que el contenido fengítico es el responsable de las diferencias, lo que impide su uso como geotermómetro. La presencia generalizada de albita metamórfica como constituyente de la paragénesis mineral en las rocas pelíticas de este área se interpreta como la causa del bajo contenido en sodio de las micas blancas.

## EL CLIVAJE Y LA DEFORMACIÓN INTERNA

Estudios de pliegues a escala de afloramiento, (GRUNER, 1976, FLEHMIG & LANGHEINRICH, 1974, NYK, 1985, FERNÁNDEZ CALIANI & GALÁN, 1992, entre otros), han intentado correlacionar la deformación con la "cristalinidad" de la mica blanca. Sin embargo, en estos trabajos se asume, erróneamente, que la deformación es mayor en las charnelas que en los flancos. Los mecanismos más importantes de deformación de capas individuales son el plegamiento flexural y la deformación

longitudinal tangencial. Los niveles pizarrosos se pliegan generalmente por plegamiento flexural, concretamente flujo flexural, en el que los valores más altos de la deformación interna se dan en los flancos en vez de la charnela. Si la deformación se produjese por deformación longitudinal tangencial los valores de deformación interna variarían mucho en la misma charnela desde el estradós a la superficie neutra y desde ella al intradós (RAMSAY, 1967). La combinación de estos mecanismos con otros como cizalla paralela a las capas o acortamiento paralelo a las capas no modifican significativamente este patrón. Por ejemplo, el plegamiento de tipo similar no produce valores de deformación interna más altos en las charnelas. Evidencias de campo en este sentido incluyen la existencia de clivajes menos penetrativos en las charnelas que además permiten la preservación de foliaciones previas en la misma.

Los valores de la deformación interna se pueden relacionar cuantitativamente con la intensidad o penetratividad de los clivajes en rocas homogéneas. Esta relación ha sido establecida en el sector Cantábrico del Antiforme del Narcea (GUTIÉRREZ-ALONSO, 1992; GUTIÉRREZ-ALONSO & NIETO, en prensa). La foliación existente en este sector se trata en todos los casos de un clivaje pizarroso, de tipo 2 de acuerdo con la clasificación de DURNY & KISCH (1994), la intensidad del clivaje, varía desde un clivaje pizarroso incipiente a un clivaje pizarroso completamente desarrollado. En la figura 5 se pueden observar tres ejemplos de la foliación existente en las Pizarras del Narcea de la ZC. Las rocas menos deformadas (A) presentan planos de clivaje escasos y discontinuos caracterizados por la presencia de residuo insoluble oscuro debido a procesos incipientes de disolución por presión.

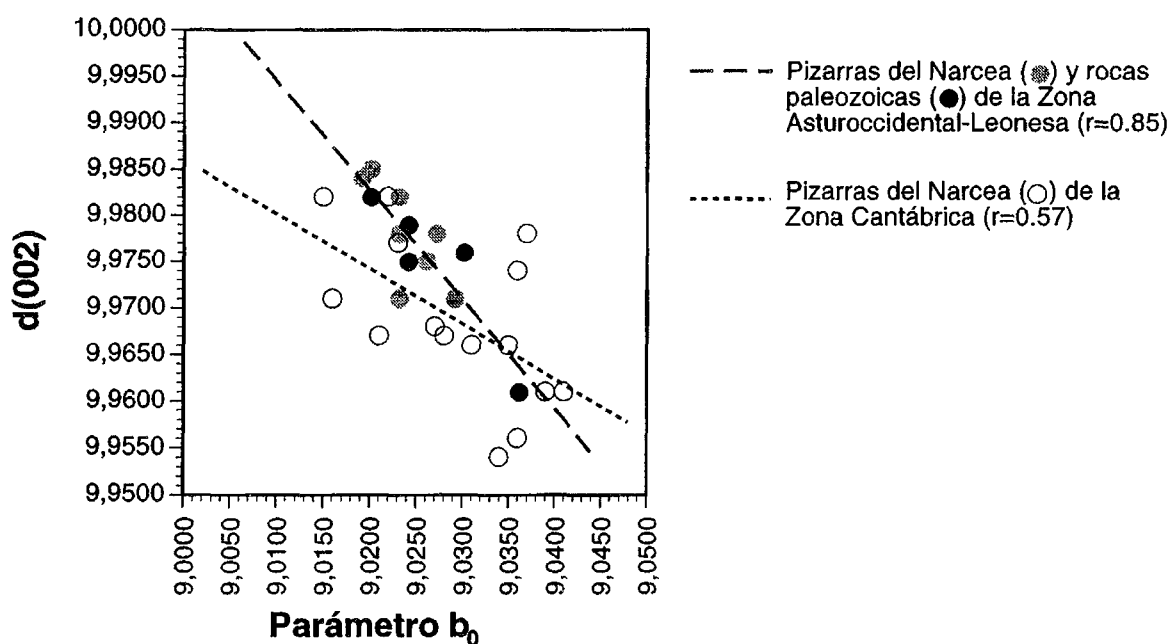


Figura 4. Gráfico  $d(002)/$ parámetro  $b_0$ . Se han representado las rectas de regresión en los diferentes sectores estudiados. Explicación en el texto.

No se aprecia evidencia de estos procesos en los granos de las areniscas. Hacia el oeste, donde aumenta la deformación, los planos de foliación tienen un menor espaciado y una mayor continuidad (B). Además se pueden apreciar las primeras evidencias de procesos de disolución por presión en algunos granos de cuarzo. Las micas detríticas son en general oblicuas a la foliación y la mica blanca metamórfica, de muy pequeño tamaño, es paralela a los planos de foliación. En las rocas más deformadas de este sector (C) la foliación es mucho más continua y tiene un espaciado muy pequeño, la disolución por presión afecta a la inmensa mayoría de los granos; en este estadio las micas blancas metamórficas son claramente visibles bajo el microscopio óptico.

Al oeste de la ZC, en la ZAOL, la deformación interna de las rocas es mucho más intensa. Aparecen bandas de filonitas, que indican deformación rotacional y que están acompañadas de una lineación de estiramiento marcada por clastos milimétricos, alargados con forma de "cigarro". Las fábricas lineares sugieren la existencia de elipsoides de la deformación finita prolatos. La deformación sufrida por estas rocas no se puede relacionar con la sufrida por las de la ZC y la deformación interna de las mismas es mucho más alta, espacialmente en las proximidades de los dos cabalgamientos existentes en este área. Ejemplos de la deformación existente en este sector se pueden encontrar en GUTIÉRREZ-ALONSO (1992).

## DISCUSIÓN

De la comparación entre el parámetro  $b_0$  y los valores de la "cristalinidad" podemos deducir lo siguiente: en las Pizarras del Narcea de la ZAOL, los valores del parámetro  $b_0$  son homogéneos, coincidiendo con el sector en donde los valores de "cristalinidad" son menores (<0,22-23); en las Pizarras del Narcea de la ZC este parámetro presenta un patrón caótico, mientras que la "cristalinidad" se sitúa en valores superiores a 0,23. Esta diferencia quiere decir que, partiendo de rocas sedimentarias equivalentes, las historias geológicas en ambos dominios son sustancialmente diferentes. Por un lado, en la ZAOL el valor de la desviación estandar del parámetro  $b_0$  (0,003) se sitúa en el rango de los terrenos afectados por metamorfismo en condiciones homogéneas de presión, (entre 0,003 y 0,012; tablas 1 y 2 en GUDOTTI & SASSI, 1986) que habrían requilibrado este parámetro. Por otro, los valores del parámetro  $b_0$  en las Pizarras del Narcea de la ZC están relacionadas con la existencia de micas heredadas (detríticas). Dado que no se puede separar el componente atribuible a las micas detríticas en la ZC no se pueden establecer las condiciones de presión en las que se deformaron estas rocas. Por todo ello, los geobarómetros basados en el contenido fengítico de las micas blancas sólo se pueden utilizar en las Pizarras del Narcea de la ZAOL.

También presenta interés la variación existente entre los valores de "cristalinidad" medidos en roca total o en la fracción <2 $\mu$ m. Los valores medidos sobre roca total son menores que los de la fracción <2 $\mu$ m en la ZC y en las rocas paleozoicas de la ZAOL, mientras que se corresponden muy bien en las Pizarras del Narcea de la ZAOL. Existen excepciones en las muestras con los menores valores de "cristalinidad" de la fracción <2 $\mu$ m, donde los valores medidos sobre roca total son mayo-

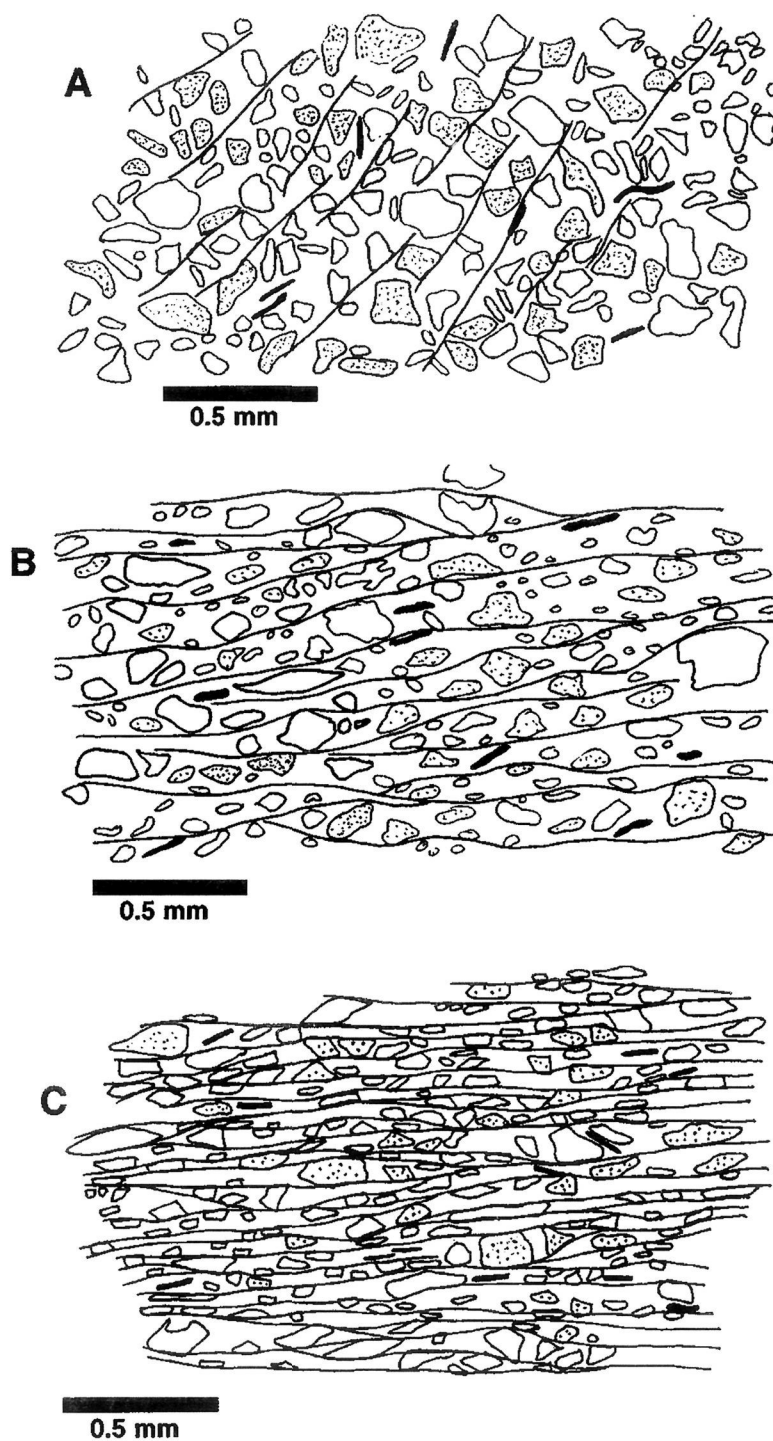


Figura 5. Diferentes tipos de foliación existente en las Pizarras del Narcea de la ZC, de este (A) a oeste (C). Explicación en el texto. Blanco: cuarzo. Punteado: plagioclasa y feldespato potásico. Negro: mica blanca.

res, lo contrario que sucede en las demás muestras de la ZC. Este hecho indica la existencia de un reequilibrio metamórfico obtenido solamente en las Pizarras del Narcea de la ZAOL, tal y como se había deducido del comportamiento observado en el parámetro  $b_0$ . La influencia de las micas detríticas no reequilibradas en la ZC tiende a disminuir los valores reales de la "cristalinidad" en este sector. Dado que las micas detríticas pueden permanecer sin reequilibrar en condiciones de bajo y medio grado (LÓPEZ MUNGUIRA *et al.*, 1991; MASSONE & SCHEYRER, 1987), el área fuente de estas rocas debió ser de un grado metamórfico mayor que el grado en que se encuentra el Antiforme del Narcea, puesto que tienen valores de "cristalinidad" más bajos que los que se interpretan en este trabajo como el reflejo de las condiciones alcanzadas durante la deformación varisca (la fracción  $>2\mu\text{m}$ ). Por otro lado en la ZAOL los valores de "cristalinidad" están completamente reequilibrados y tanto la roca total como la fracción  $>2\mu\text{m}$  reflejan el grado metamórfico real. En la ZC, solo los valores de la fracción  $>2\mu\text{m}$  indican las condiciones metamórficas de las Pizarras del Narcea en este sector. En este sector no se pueden establecer condiciones precisas de temperatura debido al aumento que se observa de este a oeste, datos de BLENKINSOP (1987) sugieren temperaturas máximas entorno a los 300°C.

La posibilidad de que el grado metamórfico observado en la actualidad se deba a un enterramiento sedimentario o a transformaciones diagenéticas previas a la deformación varisca parece poco probable. En tal caso, el gradiente metamórfico debería de haber sido deformado consistentemente con los pliegues que aparecen en el Antiforme del Narcea, lo que no parece suceder. El hecho de que las variaciones en la "cristalinidad" discurran paralelas a las variaciones estructurales y que indiquen aumento del metamorfismo hacia el oeste, independiente de la posición estratigráfica de las muestras, indica que la "cristalinidad" está relacionada con la deformación y el metamorfismo Varisco.

Las condiciones térmicas para el reequilibrio de la mica blanca en la ZAOL pueden ser establecidas únicamente de manera indirecta debido a que el parámetro  $d(002)$  no es apropiado en el caso que nos ocupa. Los valores de la "cristalinidad" de la mica blanca en las Pizarras del Narcea de la ZAOL dan como resultado condiciones metamórficas propias de la epizona, que puede ser correlacionada de manera aproximada con la facies de los esquistos verdes (KISCH, 1987). Este autor, correlaciona la anquizona con temperaturas entre 200°C y 300°C basándose en la coincidencia aproximada con la facies de la prehnita-pumpellita y en base a datos de isótopos de oxígeno. Otros autores confinan la epizona a valores por encima de los 370°C (SCHIFFMAN & LIOU, 1980). Las condiciones termobáricas mínimas se pueden aproximar por el deslizamiento basal del cuarzo durante la deformación dúctil (GUTIÉRREZ-ALONSO, 1992), que ocurre entre 300°C y 450°C (BLACIC, 1975; BOUCHEZ, 1977; BOUCHEZ & PECHER, 1981). Un análisis geocronológico de roca total por medio de  $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$  dio como resultado un plateau muy bien definido con una edad de  $321\pm 1$  Ma. (MARTÍNEZ-CATALÁN *et al.*, 1993), este plateau indica una temperatura superior a los 340° C durante dicha edad, lo que es coherente con la deformación principal acompañada por el evento metamórfico más importante. Estos datos limitan las condiciones mínimas de deformación alcanzadas en las Pizarras del Narcea de la ZAOL. Aunque no hay datos analíticos que limiten las temperaturas alcanzadas en los otros dos sectores estudiados, la falta de deforma-



TABLA I													
Muestras	MICA BLANCA				CLORITA								
	l. de "cristalinidad"		bo	d(002)	bo	d(001)		R.T.				F. <2µm	
	Warr & Rice (1994)					W. R.	F. <2µm	Fe*	Al vi**	Al iv**	Al vi**	Al iv**	Al vi**
	Frac. <2µm	R.T.											
<b>Rocas Paleozoicas de la ZAOL</b>													
12	0,31	0,23	9,024	9,979	9,3130	14,14	14,15	2,78	1,16	1,55	1,13	1,52	
13	0,19	0,15	9,036	9,961	9,2520		14,21	1,14			1,03	1,19	
14	0,15	0,19	9,020	9,982	9,2850		14,17	2,03			1,11	1,39	
15	0,22	0,20	9,030	9,976	9,3030	14,17	14,20	2,51	1,07	1,43	0,97	1,32	
16	0,19	0,20	9,024	9,975	9,2850	14,16	14,19	2,03	1,14	1,43	1,04	1,32	
<b>Media</b>	0,21	0,20	9,027	9,975	9,2876	14,16	14,18	2,10	1,13	1,47	1,05	1,35	
<b>σ</b>	0,06	0,03	0,006	0,008	0,0233	0,02	0,02						
<b>Pizarras del Narcea de la ZAOL</b>													
17	0,13	0,18	9,029	9,971	9,2990		14,16	2,41			1,12	1,45	
18	0,16	0,19	9,026	9,975			14,19						
19	0,15	0,18	9,023	9,982									
20	0,20	0,20	9,023	9,978									
21	0,22	0,23	9,019	9,984	9,2550	14,19	14,18	1,22	1,09	1,26	1,13	1,30	
22	0,19	0,20	9,027	9,978		14,17	14,20						
23	0,16	0,16	9,023	9,971	9,2850	14,16	14,16	2,03	1,14	1,43	1,14	1,43	
11	0,28	0,22	9,020	9,985	9,2990	14,15	14,14	2,41	1,15	1,49	1,19	1,53	
<b>Media</b>	0,19	0,20	9,024	9,978	9,2845	14,17	14,17	2,01	1,13	1,39	1,14	1,43	
<b>σ</b>	0,05	0,03	0,003	0,005	0,0207	0,02	0,02						
<b>Pizarras del Narcea de la ZC</b>													
10	0,31	0,29	9,023	9,977									
9	0,22	0,22	9,031	9,966	9,2960	14,18	14,18	2,32	1,05	1,38	1,05	1,38	
8	0,22	0,22	9,021	9,967	9,2810	14,15	14,15	1,92	1,19	1,46	1,19	1,46	
7	0,26	0,20	9,041	9,961	9,3100	14,15	14,15	2,70	1,13	1,51	1,13	1,51	
6	0,28	0,22	9,035	9,966		14,19							
31	0,22	0,25	9,016	9,971	9,2880	14,16	14,18	2,11	1,14	1,43	1,07	1,36	
30	0,22	0,19	9,022	9,982	9,2600	14,19	14,15	1,35	1,08	1,27	1,23	1,42	
29	0,22	0,20	9,015	9,982	9,2800	14,15	14,15	1,89	1,19	1,45	1,19	1,45	
28	0,25	0,22	9,028	9,967									
27	0,22	0,18				14,15	14,15						
26	0,19	0,12	9,036	9,956	9,2990		14,15	2,41			1,15	1,49	
25	0,25	0,19	9,039	9,961	9,2930	14,18	14,18	2,24	1,06	1,37	1,06	1,37	
24	0,29	0,28				14,15							
5	0,28	0,22			9,2850			2,03					
4	0,29	0,28	9,034	9,954									
3	0,31	0,25	9,037	9,978									
2	0,34	0,28	9,036	9,974									
1	0,40	0,34	9,027	9,968									
<b>Media</b>	0,26	0,23	9,029	9,969	9,2880	14,17	14,16	2,11	1,12	1,41	1,13	1,43	
<b>σ</b>	0,05	0,05	0,008	0,009	0,0141	0,02	0,01						

\* Brindley, 1961

\*\* Albee (1962), Nieto & Rodríguez Gallego (1983).

TABLA I.- Parámetros cristaloquímicos de la mica blanca y la clorita de las rocas estudiadas.

ción dúctil, la existencia de valores de "cristalinidad" de mica blanca correspondientes a la anquizona y la importancia de la disolución por presión sugieren la actuación de temperaturas más bajas que en el caso de las Pizarras del Narcea de la ZAOL. El máximo térmico en el sector de la ZAOL estudiado se puede aproximar a través de la ausencia de biotita o granate metamórficos en las rocas estudiadas así como de la ausencia de deslizamiento prismático en el cuarzo (GUTIÉRREZ-ALONSO, 1992), que se produce por encima de 450°C (BLACIC, 1975). La falta de biotita sugiere que la temperatura máxima es de aproximadamente 400°C (BUCHER & FREY, 1994) o, por otro lado, es posible que haya alguna limitación química en la producción de biotita ligada a la relación Fe/Mg en la roca (SPEAR, 1993). De esta manera, los métodos indirectos indican temperaturas que van desde 340°C a 400°C en las Pizarras del Narcea de la ZAOL.

La geobarometría de estas rocas también se puede aproximar por métodos más o menos indirectos, usando el método semicuantitativo de GUIDOTTI & SASSI (1986). Este método sugiere valores próximos a los 4 kb para el rango de temperaturas deducido previamente. Mediante la interpretación geológica y la construcción de cortes geológicos las rocas más profundas que afloran estaban entre 13 y 15 km de profundidad antes de ser llevadas a la superficie por cabalgamientos. Esta profundidad corresponde a 3 o 4 kb de presión. Partiendo de los datos deducidos hasta ahora se puede establecer un gradiente geotérmico de aproximadamente 25° C/km.

## CONCLUSIONES

La relación cualitativa entre la deformación interna, apreciada como intensidad y penetratividad de la foliación y la "cristalinidad" de la mica blanca es evidente en el Antiforme del Narcea. El límite entre la anquizona y la epizona, se corresponde con la aparición de un clivaje bien desarrollado en estas rocas, es decir con la aparición de mica blanca visible en los planos de foliación y de procesos de disolución por presión afectando a los granos de cuarzo.

Desde un punto de vista regional, a pesar de la falta de paragénesis diagnósticas en las Pizarras del Narcea, el límite entre la anquizona y la epizona se puede situar en la unidad alóctona situada en la parte trasera de la ZC. Además, las unidades alóctonas de la ZAOL compuestas por las Pizarras del Narcea han sufrido un grado metamórfico más elevado que las unidades que les rodean, lo que queda reflejado en la distribución de los valores de la "cristalinidad" de la mica blanca y en el equilibrio del parámetro  $b_0$  de las micas detríticas. Este hecho revela la existencia de un máximo de metamorfismo previa al cabalgamiento de las unidades de la ZAOL en condiciones de mayor profundidad que las de la deformación de las Pizarras del Narcea en la ZC, implicando la existencia de una gran rampa entre las dos unidades actualmente en contacto. Esta rampa sería la causante de que existan rocas que han sufrido condiciones de mayor presión por encima de rocas que nunca alcanzaron tales condiciones. Asimismo, se puede apreciar la correlación entre los diferentes procesos metamórficos y estructurales que tienen lugar en la transición entre la epizona y la anquizona en el Antiforme del Narcea. Las limitaciones del método utilizado también han sido señaladas.

Queremos agradecer a M. CONWAY, G. DRAPER y M. GROSS, de Florida International University, quienes discutieron las primeras versiones de este manuscrito. Revisiones cuidadosas realizadas por P. BARBA, M.A. DÍEZ BALDA, H. KISCH y B. ROBERTS mejoraron el manuscrito en gran manera. Este trabajo ha sido financiado con los proyectos DGICYT, PB-93-1149 C03-02, PB-92-0960 y PB-92-0961.

## BIBLIOGRAFÍA

- ALBEE, A.L. (1962): Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Amer. Mineralogist*, **47**: 851-870.
- ALLER, J. & BRIME C. (1983): Deformacion y metamorfismo en la parte Sur de la Cuenca Carbonifera Central (NO de España). *Proc. 10th Cong. Carboniferous Stratigraphy and Geology*, Madrid: 541-548.
- ALLER, J., BASTIDA, F., BRIME, C. & PÉREZ-ESTAÚN, 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.
- ALLER, J., BASTIDA, F., CABAL, J. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1989): Geología del sector Cabo Vidio - San Juan de la Arena - Tineo (Zona Asturoccidental Leonesa, NO de España). *Trabajos de Geología, Univ. Oviedo*, **18**: 95-111.
- ALONSO, J.L., ALLER, J., BASTIDA, F., MARCOS, A., MARQUINEZ, J., PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1991): *Mapa Geológico E 1:200.000 y memoria N° 2 (Avilés)*. Inst. Tecn. Geomin. España.
- BASTIDA, F. & GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1989): Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología, Univ. Oviedo*, **18**: 117-125.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN A. & PULGAR, J.A. (1984): Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **95** (6): 517-539.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN A., PULGAR, J.A., GALAN, J. & VARGAS, I. (1980): *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja n° 75 (Naviego)*. Inst. Geol. Min. España.
- BEVINS, R.E. & ROBINSON, D. (1988): Low grade metamorphism of the Welsh Basin Lower Palaeozoic succession: an example of diastathermal metamorphism? *J. Geol. Soc.*, **145**: 363-366.
- BLACIC, J. D. (1975): Plastic deformation mechanisms in quartz: The effect of water. *Tectonophysics*, **27**: 271-294.
- BLINKINSOP, T.G. (1987): *Mechanics and conditions of deformation in quartzites from the Cantabrian and Westasturian-Leonese Zones*. Ph. D. Thesis. Univ. Keele, 428 pp. (inédita)
- BLINKINSOP, T.G. (1988): Definition of low grade metamorphic zones using illite "crystallinity". *J. Metam. Geol.*, **6**: 623-636.
- BOUCHEZ, J.L. (1977): *Le quartz et la cinématique des zones ductiles*. These Univ. Nantes. 165 pp.

- BOUCHEZ, J.L. & PECHER, A. (1981): The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, **78**: 23-50.
- BRIME, C. (1981): Post-depositional transformation of clays in Paleozoic rocks of northwest Spain. *Clay Minerals*, **16**: 421-424.
- BRIME, C. (1985): A diagenesis to metamorphism transition in the Hercynian of northwest Spain. *Miner. Mag.*, **49**: 481-484.
- BRIME, C. & PÉREZ-ESTAÚN, A. (1980): La transición diagénesis-metamorfismo en la región de Cabo Peñas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **1**: 85-97.
- BRINDLEY, C.W. (1961): Chlorite Minerals. In: *The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals*. Ch. G, London Mineralogical Society. 242-269.
- BUCHER, K & FREY, M. (1994): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlin. 318 pp.
- CATHELINÉAU, M. & NIEVA, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (México) geothermal system. *Contr. Miner. Petrol.*, **91**: 235-244.
- CHOUTIER, S. & GUILLOU, J.J. (1988): Utilisation de la typologie des zircons détritiques dans la reconstitution paléogéographique des séries sédimentaires métamorphisées. Cas du Protérozoïque et du Paléozoïque inférieur du NW de l'Espagne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **(II) 307**: 1655-1662.
- CRESPO ZAMORANO, A. (1982): *Mapa Geológico de España, 1:50000, 2ª Serie. Hoja nº 76 (Pola de Somiedo)*. Inst. Geol. Min. España., 51p.
- DONAHOE, R.J.; GUTHRIE G.M. & DONAHOE, J.L. (1989): Illite crystallinity variation in a fore-land-hinterland transition zone; central Alabama Appalachians. *Geol. Soc. Amer. (1989 ann. meet. Washington) Abstracts with Programs*, **21 (6)**: 326-327.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, **15**: 281-346
- DURNEY, D.W. & KISCH, H.J. (1994): A field classification and intensity scale for first generation cleavages. *J. Australian Geol. & Geophys.*, **15 (3)**: 257-295.
- ENGELDER, T & ENGELDER, R. (1977): Fossil distortion and décollement tectonics of the Appalachian Plateau. *Geology*, **15**: 457-460
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ-LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN-PARRA, L.M., MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., PABLO-MACIÁ, J.G. DE & RODRIGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia. *IX Reunion sobre la Geología del Oeste Peninsular* (Porto, 1985): 411-431.
- FERNÁNDEZ CALIANI, J.C. & GALÁN, E. (1992): Influence of tectonic factors on illite "crystallinity", a case study in the Iberian pyrite belt. *Clay Minerals*. **27 (3)**: 385-388.
- FLEHMIG, W. & LANGHEINRICH, G. (1974): Beziehung zwischen tektonischer Deformation und Illit-kristallinität, *N. J. Geol. Pal. Abh.*, **146**: 325-326.
- FRANK, B. & SPAETH, G. (1991) Die Illit-Kristallinitätsverhältnisse im nordöstlichen Teil des Stavelot-Venn-Massivs, linksrheinisches Schiefergebirge. *N. J. Geol. Pal. Mon.* **1991 (5)**: p. 255-283.
- FREY, M. (1987): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: FREY (Ed.): *Low temperature metamorphism*. Blackie, Glasgow. **Cap. 2**: 9-58.

- FREY, M., TEICHMUELLER, M., TEICHMUELLER, R., MULLIS, J., KUENZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps, illite "crystallinity", coal rank and fluid inclusion data. *Ecl. Geol. Helv.*, **73** (1): 173-203.
- GEISER, P.A. (1988): Mechanisms of thrust propagation: some examples and implications for the analysis of overthrust terranes. *J. Struct. Geol.*, **10**: 829-845.
- GEISER, P.A. & ENGELDER, T. (1983): The distribution of layer parallel shortening fabrics in the Appalachian foreland of New York and Pennsylvania: evidence for two non-coaxial phases of the Alleghanian orogeny. In: HATCHER, R.D., WILLIAMS, H. AND ZEITZ, I. (Eds.): *Mem. Geol. Soc. America*, **158**: 161-175.
- GRUNER, U. (1976): *Geologie des Falkins-Glegghorn-Gebietes (W-Rätikon)*. Liz. Arbeit. Univ. Bern. (inédita).
- GUIDOTTI, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks. In: BAILEY, S.W. (Ed.): *Rev. Miner.*, **13**: 357-467.
- GUIDOTTI, C.V. & SASSI, F.P. (1986): Classification and correlation of metamorphic facies by means of muscovite  $b_0$  data from low-grade metapelites. *N.J. Miner., Abh.*, **153**: 363-380.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1987): *La estructura de la parte Norte de la Ventana Tectónica del Narcea*, Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo (inédita).
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1992): *El Antiforme del Narcea y su relación con los mantos occidentales de la Zona Cantábrica*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, Oviedo, 318 pp. (inédita).
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. & NIETO, F., (en prensa) White mica crystallinity, Finite strain and cleavage development across a large structure (Narcea Antiform, Variscan Belt of NW Spain). *Jour. Geol. Soc. London*. (e.p.).
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. & VILLAR, P. (1989): *El Precámbrico del Antiforme del Narcea*. Inst. Tecn. Geomin. España. (inédito)
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., VILLAR, P. & MARTIN-PARRA, L.M. (1990): La estructura del Antiforme del Narcea. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **15**: 271-279.
- JIANG, W.T., PEACOR, D.R., MERRIMAN, R.J. & ROBERTS, B. (1990): Transmission and analytical electron microscopic study of mixed layer illite/smectite formed as an apparent replacement product of diagenetic illite. *Clays Clay. Miner.*, **38**: 449-468.
- JOHNSON, M.R.W. & OLIVER, G.J.H. (1990): Precollision and postcollision thermal events in the Himalaya. *Geology*, **18** (8): 753-756.
- JULIVERT, M. (1971): L'évolution structurale de l'arc asturien. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, **2**, I.2-I.20. Inst. Fr. Pétrole, Paris.
- JULIVERT, M. & PELLO, J. (1967): Las dos etapas principales de deformación herciniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. *Acta Geol. Hispanica*, **4**: 77-81.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E 1:1.000.000*. Inst. Geol. Min. España.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR J.A. (1977a): *Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 27 (Tineo)*. Inst. Geol. Min. España.

- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR J.A. (1977b): *Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 51 (Belmonte de Miranda)*. Inst. Geol. Min. España.
- KASIG, W. & SPÄTH, G. (1975): Neue Ergebnisse über die Geologie del Kern-und Mantelschisten des Hoen Venns auf Grund von Profilaufnahmen bei der Verlegung der Erdgasleitung Aachen-Reinfeld. *Z. D. Geol. Ges.*, **126**: 1-14.
- KAWACHI, Y. (1975): Pumpellyite-actinolite and contiguous facies metamorphism in part of upper Wakatipu district, Southern New Zealand. *J. Geol. and Geoph.*, **18**: 401-441.
- KEMP, A.E.S., OLIVER, G.H.J. & BALDWIN, J.R. (1985): Low grade metamorphism and accretion tectonics: Southern Uplands Terrain, Scotland. *Miner. Mag.*, **49**: 335-344.
- KISCH, H.J. (1987): Correlation between indicators of low-grade metamorphism. In: FREY, M. (Ed.): *Low temperature metamorphism*. Blackie, Glasgow. **Cap. 7**: 227-300.
- KISCH, H.J. (1990): Calibration of the achizone: a critical comparison of illite "crystallinity" scales used for definition. *J. Metam. Geol.*, **8**: 31-46.
- KISCH, H.J. (1991a): Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism, a review. *J. Metam. Geol.*, **9 (6)**: 735-750.
- KISCH, H.J. (1991b): Illite "crystallinity": recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings and interlaboratory samples. *J. Metam. Geol.*, **9 (6)**: 665-670.
- KUBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. C. Rech. Pau-SNPA*, **2**: 385-397.
- LAIRD, J. (1988): Chlorites: Metamorphic petrology. In: BAILEY, S.W. (Ed.): *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)*. *Reviews in mineralogy*, **19**: 405-453.
- LI, G.J., PEACOR, D.R., MERRIMAN, R.J., ROBERTS, B. & PLUIJM, B.A. (1994): TEM and AEM constraints on the origin and significance of chlorite-mica stacks in slates: an example from central Wales, UK. *J. Struct. Geol.*, **16**: 1139-1157.
- LÓPEZ-MUNGUIRA, A., NIETO, F., SEBASTIÁN PARDO, E. & VELILLA, N. (1991): The composition of phyllosilicates in Precambrian, low-grade-metamorphic, clastic rocks from the Southern Hesperian Massif (Spain) used as an indicator to metamorphic conditions. *Precambrian Res.*, **53**: 267-279.
- LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, **6**: 78-92.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología, Univ. Oviedo*, **6**: 3-113.
- MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1980): *Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 11 (Luarca)*. Inst. Geol. Min. España.
- MARCOS, A., MARTÍNEZ, F.J., JULIVERT, M. & PULGAR, J.A. (1980): *Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 50 (Cangas del Narcea)*. Inst. Geol. Min. España.
- MARTIN PARRA, L.M. & BARDAJÍ, T. (1989): *Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 128 (Riello)*. Inst. Tecn. Geomin. España.
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R. (1985): *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental Leonesa)*. Corpus Geologicum Gallaeciae, (**Segunda Serie**) **II**, 291 pp.
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., PÉREZ-ESTAÚN, A., BASTIDA, F., PULGAR, J.A. & MARCOS, A.

- (1990): West Asturian Leonese Zone, Structure. In: R.D. DALLMEYER & E. MARTINEZ GARCÍA (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, 103-114.
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., HACAR, M.P., VILLAR, P., PÉREZ-ESTAÚN, A. & GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geol. Runds.*, **8** (1/2): 545-560.
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., DALLMEYER, R.D., GIL-IBARGUCHI, J.I., ARENAS, R., GERVA, P., FARIAS, P., ALLER, J., BASTIDA, F. & GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1993):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of deformation fabrics in the relative autochthon in NW Spain. *Terra Abstracts*. Abstract supplement N° 1 to *Terra Nova*, **5**: 391.
- MASSONE, H.J. & SCHEYRER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contr. Min. Petr.*, **96**: 212-224.
- MATTE, P. (1968): La structure de la virgation Hercynienne de Galice (Espagne). *Rev. Geol. Alpine*, **44**: 1-128.
- NIETO, F. & RODRIGUEZ-GALLEGO, M. (1983): Metodología para el estudio de la clorita en rocas metamórficas. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.*, **38** (3): 1429-1436.
- NIETO, F., ORTEGA-HUERTAS, M., PEACOR, D. & ARÓSTEGUI, J. (1995): Evolution of illite/smectite from early diagenesis through incipient metamorphism in sediments of the Basque-Cantabrian Basin. *Clays Clay. Miner.*, **43** (i.l.)
- NYK, R. (1985): Illite "crystallinity" in Devonian slates of the Meggen Mine (Rhenish Massif). *N. J. Miner. Mon.*, **1985** (6): 268-276.
- OFFELER, R. & PRENDERGAST, E. (1985) Significance of illite "crystallinity" and  $b_0$  values of K-white mica in low grade metamorphic rocks, North Hill End Synclinorium, New South Wales, Australia. *Miner. Mag.*, **49**: 357-364.
- PADAN, A., KISCH, J.J. & SHAGAM, R. (1982): Use of the lattice parameter  $b_0$  of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism. *Contr. Miner. Petr.*, **79**: 85-95.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1973): Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea. *Breviora Geol. Asturica*, **17** (1): 5-16.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., (1978): Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, **92**: 149 pp.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. & MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, F.J. (1978): El precámbrico del Antiforme del Narcea en el sector Tineo-Cangas del Narcea. *Trabajos de Geología, Univ. Oviedo*, 367-375.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. & BASTIDA, F. (1990): Cantabrian Zone, Structure. In: R.D. DALLMEYER & E. MARTINEZ GARCÍA (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, 55-68.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R. & BASTIDA, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, **191**: 234-253.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., PULGAR, J.A., BANDA, E., ÁLVAREZ-MARRÓN, J. & ESCI-N RESEARCH GROUP. (1994): Crustal structure of the external variscides in northwest Spain from deep

- seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, **232**: 91-118.
- PIQUÉ, A. (1982): Relations between stages of diagenetic and metamorphic evolution and the development of a primary cleavage in the northwestern Moroccan Meseta. *J. Struct. Geol.*, **4** (4): 491-500.
- PRIMMER, T.J. (1985): A transition from diagenesis to greenschists facies within a major Variscan fold/thrust complex in south-west England. *Miner. Mag.*, **49**: 365-374.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983): *The techniques of modern structural geology, v.1: Strain analysis*. Academic Press, New York, 307 pp.
- ROBERTS, B., EVANS, J.A., MERRIMAN, R.J. & SMITH, M. (1989): Discussion on Low grade metamorphism of the Welsh Basin Lower Palaeozoic succession: an example of diasthermal metamorphism? (BEVINS, R.E. & ROBINSON, D. 1988. *J. Geol. Soc.* **145**: 363-366). *J. Geol. Soc.* London, **146**: 885-890.
- ROBERTS, B. & MERRIMAN, R.J. (1985): The distinction between Caledonian burial and regional metamorphism in metapelites from North Wales: an analysis of isocryst patterns. *J. Geol. Soc.* London, **142**: 615-624.
- SASSI, F.P. & SCOLARI, A. (1974): The  $b_0$  value of the potassium white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contr. Min. Petr.*, **45**: 143-152.
- SCHAER J.P. & PERSOZ, F. (1976): Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, **18**: 1239-1250.
- SCHIFFMAN, P. & LIOU, J. (1980): Synthesis and stability relations of MgAl pumpellyte,  $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$ . *J. Petr.*, **21**: 441-474.
- SPEAR, F.S. (1993): *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Monograph Series, Min. Soc. America, Washington D.C., U.S.A., 779 pp.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1979): Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotraverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung in der Nord-Süd-Zone der Eifel. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **30**: 223-239.
- VELDE, B. & MEDHIOUB, M. (1988): Approach to chemical equilibrium in diagenetic chlorites. *Contr. Min. Petr.*, **98**: 122-127.
- WARR, L.N. & RICE, H.N. (1994): Interlaboratory standarization and calibration of clay mineral "crystallinity" and crystallite size data. *J. Metam. Geol.*, **12**: 141-152.
- YENES, M., ÁLVAREZ, F. & NIETO, F. (1990): Analisis estructural y metamórfico de la deformación hercínica del borde meridional de la Sierra de la Demanda. *Est. Geol.*, **46**: 223-236.

-----