

Intercrecimientos de filosilicatos en la Cuenca de Cameros y su relación con la génesis de la esquistosidad en la etapa metamórfica de bajo grado

Intergrowth of phyllosilicates in the Cameros Basin and its relation with cleavage development in a very low-grade metamorphic event

M.P. Mata⁽¹⁾, F. López-Aguayo⁽²⁾, A. Gilmaz⁽¹⁾ y A. Pocoví⁽¹⁾

⁽¹⁾ Dpto. Ciencias de la Tierra. Cristalografía y Mineralogía. Univ. Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12; 50009 Zaragoza. ⁽²⁾ Dpto. Geología. Univ. Cádiz. 11510 Pto. Real. Cádiz.

ABSTRACT

The Cameros Basin, a Wealdian Basin of Northern Iberian Range, underwent a very low grade cretaceous metamorphism coeval with a folding related cleavage. Deformation can be observed at different scales in the whole stratigraphic sequence. Composed grains of chlorite and mica intergrowths are common in these rocks and display different shapes that are dependent of the deformation mechanism. Textural and compositional study by BSSEM of these stacks, indicate the existence of detrital precursors partially transformed during the development of cleavage in a low temperature environment.

Key Words: chlorite-mica stacks, cleavage, BSSEM, Iberian Range, very low grade - metamorphism.

Geogaceta, 24 (1998), 227-230
ISSN: 0213683X

Introducción

La Cuenca de Cameros se sitúa en la parte más noroccidental de la Cordillera Ibérica. Constituye una cuenca extensional de edad Jurásico terminal - Cretácico inferior. La secuencia sin-rift está constituida por más de 8000 m de sedimentos en facies «Weald» incluidos en cinco grupos litoestratigráficos, detríticos y carbonáticos (Fig. 1) de origen fluvial y lacustre (Tischer, 1966). Mas *et al.* (1993) diferencian 6 secuencias de depósito (S.D.1 a S.D. 6). Esta cuenca presenta características particulares que la diferencian del resto de cuencas «wealdenses» de la Placa Ibérica: esquistosidad y asociaciones minerales típicas del metamorfismo de muy bajo grado. La formación de esquistosidad está relacionada con una etapa compresiva que origina pliegues laxos con una importante contribución de cizalla simple paralela a las capas asociada a deformación de flanco (Gil y Pocoví, 1994). La relación textural entre minerales metamórficos y deformación (Mata 1997; Casas Sainz y Gil Imaz, 1998) sitúa la fase compresiva antes del climax térmico datado en 100 m.a. mediante ³⁹Ar-⁴⁰Ar (Golberg *et al.*, 1988). Durante el Mioceno - Oligoceno se pro-

duce la inversión total de la cuenca mesozoica, con un cabalgamiento de dirección ONO-ESE y desplazamiento horizontal de 25 Km (Casas, 1990; Guimerá y Alvaro, 1990; Casas y Simón, 1992).

Uno de los rasgos más característicos de la fábrica de estas rocas es el desarrollo de intercrecimientos de filosilicatos con forma de granos (IF) consistentes en el apilamiento de un conjunto de capas, generalmente de clorita y mica, con espesores desde decenas de Å hasta decenas de micras, sobre sus planos (001). Han sido descritos por numerosos autores, entre otros por Milodowski y Zalasiewicz (1991), Li *et al.* (1994) o en la Cordillera Ibérica por Van der Pluijm y Kaars-Sijpesteijn (1984) y Tejero (1987).

En las rocas objeto de estudio estos intercrecimientos representan un elemento textural importante ya que constituyen granos presentes en el esqueleto en una amplia variedad de rocas y, por otro lado, sus características mineralógicas y morfológicas permiten establecer la relación entre deformación (esquistosidad) y la evolución de los filosilicatos del agregado.

En este trabajo se han seleccionado tres muestras de pelitas con esquistosidad, pertenecientes a diferentes asociaciones mineralógicas y diferentes pun-

tos en la secuencia estratigráfica: parte basal y media del Grupo del Urbión y parte inferior del Grupo de Oliván (Fig. 1). Las muestras se han estudiado mediante DRX, microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido utilizando las imágenes de electrones retrodispersados (BS-MEB) por medio de un microscopio Hitachi S-3200N dotado con microanálisis de energía dispersiva Noran.

Descripción de los agregados

La naturaleza de los agregados y de la matriz de estas muestras queda reflejada en la tabla 1. El análisis cualitativo mediante EDX pone de manifiesto que las micas presentes en los agregados son de naturaleza moscovítica aunque en algunos casos se han encontrado significativas variaciones en el contenido en Fe de las micas de mayor tamaño. La composición de las cloritas (Mata, 1997) permite clasificarlas como chamositas. Por lo general la chamosita se acopla a las interláminas y huecos dejados por la micas blancas o se sitúa en los bordes externos de los IF. Tanto por microscopía óptica como electrónica, pueden observarse numerosos cristales

Muestra	I.F.	Matriz
HM14	Cl/Mc	Cl II II/Es Fk Pl Q
BU2	Cl/Mc	Cl Pg II Fk Q
YA02	Cl/Mc	Cl Pg Cld II Q

Tabla 1.- Composición mineralógica de los agregados y de la matriz determinadas por DRX y SEM. Q: cuarzo; Cl: clorita; Mc: mica blanca; Pg: paragonita; FK: feldespato potásico; II: illita; Cld: cloritoide; Ti: óxidos de Ti; Pl: plagioclasa; II/E: interestratificados illita/esmectita.

Table 1.- Mineralogical composition of the stacks and the matrix by XRD and SEM. Q: quartz; Cl: chlorite; Mc: white mica; Pg: paragonite; FK: Potassium feldspar; II: illite; Cld: chloritoid; Ti: Ti oxide; Pl: plagioclase; II/E: intergrowths of illite/smectite.

aciculares de óxidos de Ti dispersos en la matriz y junto a los agregados de mica y clorita (Fig. 2).

El tamaño de estos agregados es variable, aunque en líneas generales hay relación directa entre el tamaño del IF y el del sedimento que lo contiene. No obstante hay casos en los que el desarrollo de estos granos es superior al esperado, destacando sobre el resto de filosilicatos de la matriz. En la mayoría de los casos el eje mayor del agregado es paralelo a los planos (001) aunque en otros, la dimensión más larga no guarda relación con los planos cristalográficos. Habitualmente los IF presentan morfologías irregulares como consecuencia de procesos de corrosión química diferencial de las láminas de filosilicatos (Fig. 2A). Aunque en general predominan los agregados fusiformes o romboidales, su morfología guarda una estrecha relación con la orientación de los planos (001) respecto a la traza de la esquistosidad. De este modo mientras que la morfología romboidal es muy marcada cuando los planos (001) forman ángulos próximos a 45° (Fig. 2B, 2C), los agregados de morfología lenticular presentan láminas formando ángulos bajos con la esquistosidad (Fig. 2D). Como se mostrará en el siguiente apartado, la geometría final de los IF está claramente influenciada por la orientación de éstos en relación a la dirección del acortamiento tectónico.

Desde el punto de vista textural, la relación entre los agregados y la deformación tectónica puede ser determinada a partir de la orientación de los planos cristalográficos (001) respecto a la traza de la esquistosidad materializada por la orientación preferente de los filosilicatos de la matriz. Tal y como muestran las microfotografías de la figura 2, esta relación es variable observándose ángulos que oscilan entre los 15° y más de 60°.

Discusión

En este trabajo hemos establecido que los factores que han influido en la formación y posterior evolución de los intercrecimientos de clorita-mica son la presencia de granos detríticos que actúan de precursores y la deformación actuante durante la etapa prógrada de la evolución térmica de la Cuenca de Cameros. El primero plantea un problema relativo a la identificación del precursor, que en la mayoría de las ocasiones ha desaparecido como tal. No obstante, tanto la composición del agregado (clorita e illita moscovítica), las inhomogeneidades en la composición de los cristales de mayor tamaño, como la presencia de

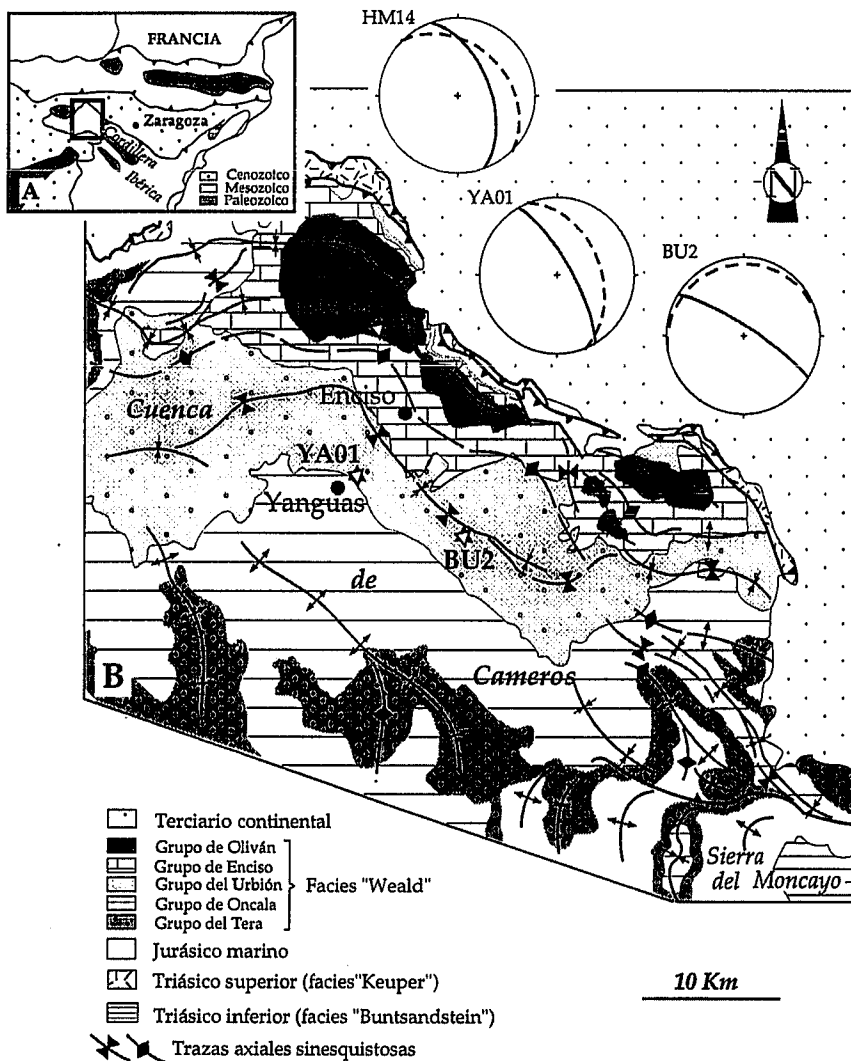


Fig. 1- A) Localización de la Cuenca de Cameros dentro de la Cordillera Ibérica. B) Situación de las muestras estudiadas (YA01, BU2, HM14). En los estereogramas aparecen los datos correspondientes a la esquistosidad (trazo continuo) y estratificación (trazo discontinua) de cada punto de muestreo.

Fig. 1- A) Location of the Cameros basin within Iberian Range. B) Situation of the studied samples (YA01, BU2, HM14). Stereoplots show orientation of cleavage (solid lines) and bedding (dashed lines) for each sample site.

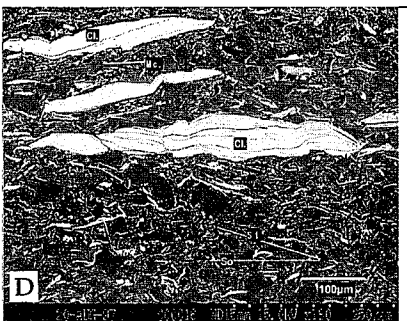
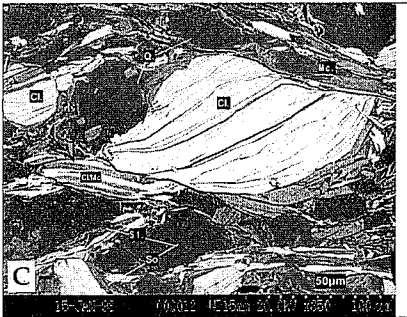
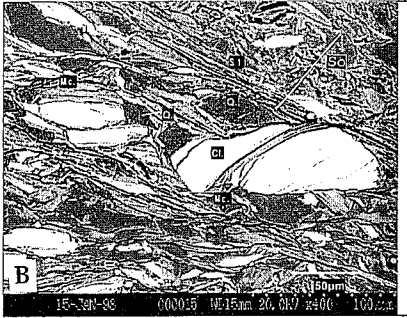
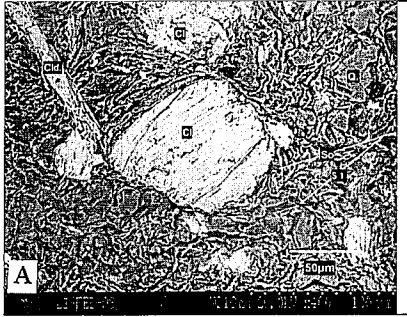


Fig.2- Imágenes de electrones retrodispersados (SEM) correspondientes a las muestras analizadas. A) YA02, B y C) BU2, y D) HM14. Q: cuarzo; Cl: clorita; Mc: mica blanca; Cld: cloritoide; Ti: óxidos de Ti; So: traza de la estratificación; S1: traza de la esquistosidad.

Fig. 2- BSSEM images of studied samples: A) YA02, B and C) BU2, and D) HM14. Q: quartz; Cl: chlorite; Mc: white mica; Cld: chloritoid; Ti: Ti oxide; So: bedding trace; S1: cleavage trace.

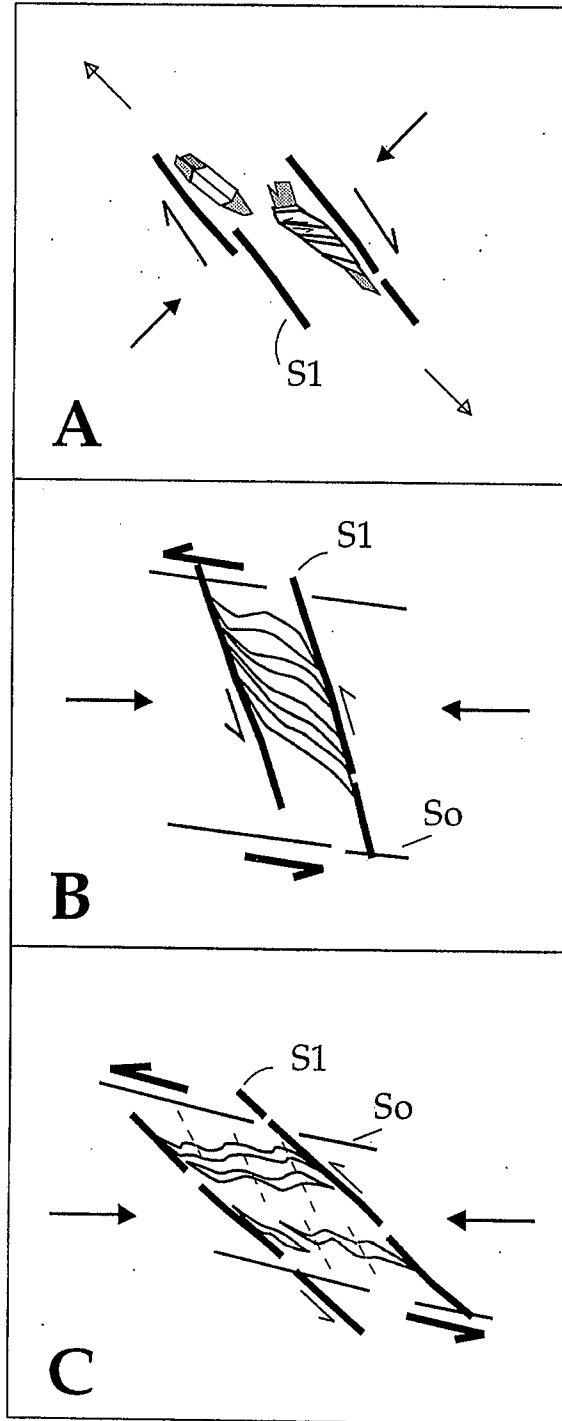


Fig.3- Esquemas obtenidos de las microfotografías de la figura 2 donde se muestra la relación entre diversos aspectos texturales de los agregados y la esquistosidad (S1). A) Zonas abrigadas oblicuas y paralelas a la traza de la esquistosidad. B) Agregados con morfología romboidal asociada a deformación por cizalla sobre los planos de esquistosidad. C) Crenulación de agregados compatible con la cizalla sobre los planos de esquistosidad. (ver texto para más explicaciones). En B) y C), el sentido de cizalla sobre los planos de esquistosidad (S1) es compatible con la cizalla paralela a las capas (So) asociada a la deformación de flanco.

Fig. 3- Sketchs obtained from BSSEM images of figure 2 where the relationship between different textural aspects of stacks and cleavage (S1) are shown. A) Pressure shadows both oblique and parallel to cleavage trace. B) Intergrowth of phyllosilicates with rhomboidal shape consistent with shear parallel to cleavage planes. C) Crenulation over chlorite-mica stacks consistent with sense of shear over cleavage planes. (see text for comments). In B) and C) the shear sense over the cleavage planes (S1) is consistent with the shear parallel to the bedding planes (So) linked to flexural flow mechanism.

TiO₂ alrededor de los intercrecimientos, hace suponer que cristales de biotita o moscovita pueden ser precursores de los actuales encontrados en los intercrecimientos. Este mismo criterio ha sido utilizado por Veblen y Ferry, (1983) y Morad (1986) para la identificación del precursor detrítico en granos de composición similar. Este hecho es apoyado por la identificación de biotita sin alterar en otros sectores de esta misma cuenca no influenciados por el evento térmico (Santos y Blanco, 1993). El carácter heredado de los agregados también se confirma con aspectos estrictamente texturales relativos a la orientación variable de los planos (001) respecto a la traza de la estratificación (Fig. 2).

Las relaciones entre la evolución de los agregados y la deformación tectónica se han analizado a partir de la orientación entre IF y la traza de la esquistosidad en varias láminas delgadas. Una primera relación textural con significado cinemático es la presencia de zonas abrigadas de cuarzo y moscovita en los bordes de algunos agregados, desarrolladas en la dirección de máxima elongación finita en la roca (Fig. 2B). En este caso tanto la orientación de las zonas abrigadas en relación a la traza de la esquistosidad como la geometría curva de algunas cristalizaciones es compatible con un mecanismo de aplastamiento rotacional asociado a la formación de la esquistosidad (Fig. 3A). Otros rasgos texturales, relativos a la geometría de los propios agregados, indican un claro predominio de la cizalla paralela a las superficies de esquistosidad (Figs. 2C y 2D). En ambos casos la morfología sigmoidal (Fig. 3B) o la crenulación (Fig. 3C) de las láminas individuales de filosilicatos resultan además acordes con el sentido de cizalla paralela a las capas de los flancos meridionales de los sinclinales sinesquistosos (Fig. 1).

Independientemente de la orientación de los agregados en relación al acortamiento tectónico la morfología romboidal

o fusiforme, frecuente en la mayoría de los agregados, es indicativa del deslizamiento de las láminas a favor de los planos (001). La separación de las láminas (001) del agregado, inducida por el deslizamiento intracrystalino, representa el mecanismo más eficaz responsable de intensos procesos de recristalización y neoformación de filosilicatos.

Conclusiones

En resumen la génesis de estos agregados se puede considerar ligada a la evolución diagenética y metamórfica producida por alteración de filosilicatos detríticos en etapas de deformación que controlan los fenómenos de presión-disolución. En este caso se producen crecimientos miméticos sobre filosilicatos, que guardan relación granulométrica o están en equivalencia hidrodinámica con el resto de los granos del esqueleto de estas rocas.

Los rasgos microestructurales que han podido ser identificados en los IF relacionados con el desarrollo de la fábrica tectónica de estas rocas, reflejan la actuación de cizalla simple y aplastamiento sincinemáticos. Ambos mecanismos son compatibles con el modelo esquistogénico establecido para las rocas de esta región y que contempla un aplastamiento generador de esquistosidad subvertical y «buckling» esquistoso asociado a deformación de flancos por cizalla simple paralela a las capas (Gil y Pocoví, 1994).

Del estudio de la textura y naturaleza de los IF se deduce que la etapa de deformación que da lugar a la esquistosidad se debe producir coetáneamente al aumento de T que sufrieron estos materiales. Este hecho apoya el resto de relaciones texturales establecidas previamente, indicativas del carácter post-cinemático de los minerales relacionados con el cierre del sistema termal.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido subvencionado por el proyecto PB93-1218 de la D.G.I.C.Y.T. También queremos mostrar nuestro agradecimiento al Dr. Donald Peacor y Carl Henderson del Departamento de Geological Sciences de la Universidad de Michigan, por la ayuda prestada en la obtención e interpretación de las imágenes.

Referencias

- Casas, A.M. (1990): *Tesis Doctoral*. Univ. Zaragoza. 380 pp.
- Casas, A.M. y Simón, J.L. (1992): *J. Struct. Geol.*; 14: 521-530.
- Casas Sainz, A.M. y Gil Imaz, A. (1998): *Geol. Rundsch.*; 86: 802-818.
- Gil, A. y Pocoví, A. (1994): *Rev. Soc. Geol. España*; 7 (1-2): 91-113.
- Golberg, J.M., Guiraud, M., Maluski, H. y Seguret, M. (1988): *C.R.Acad.Sc. Paris*: 307: 521-527.
- Guimerá y Alvaro (1990): *Bull. Soc. Geol. France* 8: 339-348.
- Li, G., Peacor, D.R., Merriman, R.J., Roberts, B. y van der Pluijm, B.A. (1994): *J. Struct. Geol.*; 16: 1139-1157.
- Mas, R., Alonso, A. y Guimerá, J. (1993): *Rev. Soc. Geol. España*; 6 (3-4): 129-144.
- Mata, P. (1997): *Tesis Doctoral*. Univ. Zaragoza. 350 pp.
- Milodowski, A.E. y Żalasiewicz, J. A. (1991): *Geol. Mag.*; 128: 263-278.
- Morad, S. (1986): *N. Jb. Min. Abh.*; 54: 271-287.
- Santos, G. y Blanco, J.A. (1993): *Cuad. Geol.*; 17: 185-206.
- Tejero, R. (1987): *Tesis Doctoral*. Univ. Compl. Madrid. 320 pp.
- Tischer, G. (1966): *Ins. Geol. y Min. España*; 81: 53-78.
- Van der Pluijm, B. y Kaars-Sijpesteijn, C. (1984): *J. Struct. Geol.*; 6: 399-407.
- Veblen, D.R. y Ferry, J.M. (1983): *Am. Min.*; 68: 1160-1168.