

DESARROLLO DE UNA ESQUISTOSIDAD TECTÓNICA, ASOCIADA AL PASO DE FLUIDOS HIDROTERMALES. CUENCA CRETÁCICA DE CAMEROS (LA RIOJA-ESPAÑA).

Mantilla Figueroa, L. C.

RESUMEN

La cuenca finijurásica-eocretácica de Cameros (España), fue afectada por un metamorfismo hidrotermal en condiciones de facies de subesquistos verdes ($T=340^{\circ}\text{C}$ y $P=1\text{ kb}$) durante una fase de inversión temprana de la cuenca. Este evento tectonothermal, de edad Albiense-Santonense, favoreció la formación de estructuras tectónicas tipo *slaty* y *pencil cleavages* (S_1) al interior de la cuenca. Contrariamente, la formación del *slaty cleavage* asociado al Anticlinal del Pegado (sector SE de la cuenca), fue generado durante una segunda fase de inversión de la cuenca, ocurrida durante el terciario temprano. Por otro lado, las estructuras *scaly cleavage* parecen estar relacionadas con un evento más tardío de carácter regional, denominado 'Compresión Guadarrama'.

Palabras Clave: cleavage; metamorfismo; fluidos hidrotermales; Cuenca de Cameros; España.

ABSTRACT

The late Jurassic - early Cretaceous Cameros basin (Spain) has been affected by a hydrothermal metamorphism at subgreenschist facies condition ($T=340^{\circ}\text{C}$ and $P=1\text{ kb}$) during an early phase of the basin inversion. This tectonothermal event, Albian-Santonian in age, contributed to the formation of tectonic structures such as *slaty* and *pencil cleavages* (S_1) within the basin. Conversely, the *slaty cleavage* associated to the Pegado Anticlinal (at SE of the basin), has been generated during a second phase of the basin inversion, which occurred in the early Tertiary age. On the other hand, the *scaly cleavage* structures appear to be associated with a more later regional event, denominated Guadarrama Compression.

Keywords: cleavage; metamorphism; hydrothermal fluids; Cameros Basin; Spain.

INTRODUCCIÓN

La cuenca de Cameros, localizada en el extremo septentrional de la cadena Ibérica (España), está limitada al NW por la sierra de la Demanda, al sur por las cuencas terciarias del Duero y Almazan, y al Norte por la cuenca del Ebro (FIGURA 1).

En Colombia, como en el resto del mundo, el nombre 'Cameros' resulta familiar, principalmente por la reputación que le han dado sus hermosos cristales de pirlita, altamente valorados por coleccionistas y museos del mundo.

Esta cuenca presenta una serie de rasgos geológicos que han motivado diversas investigaciones tanto de geólogos españoles como extranjeros. Destacan los siguientes: 1) Un relleno mayoritariamente de sedimentos continentales que llega hasta los 9000m en las zonas depocentrales. 2) Un metamorfismo de bajo grado con cloritoide que afecta a una zona muy concreta de la cuenca, en donde se forman los depósitos de piritas. 3) Una profusión de venas, principalmente de cuarzo, en las zonas donde los efectos del metamorfismo son más intensos. 4) Un desarrollo de distintos tipos de esquistosidades, entre ellas, una esquistosidad de tipo *slaty cleavage* muy evidente en la zona afectada por el metamorfismo más intenso.

El objetivo principal de este trabajo es el de caracterizar los tipos de esquistosidades presentes en la cuenca de Cameros y delimitar las áreas donde estos se manifiestan.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La cuenca de Cameros es el resultado de un régimen distensivo de edad Titónico-Albiense inferior que generó una acumulación de sedimentos mayoritariamente continentales (lacustres y aluviales), que llega a alcanzar los 9000 m en su parte depocentral (Mas *et al.*, 1993).

Según Tischer (1966), en esta cuenca se reconocen cinco unidades con rango de Grupo: Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván. Recientemente, Mas *et al.* (1993) identifican seis secuencias deposicionales separadas por discontinuidades que engloban a los grupos anteriores.

El metamorfismo en Cameros se manifiesta con una geometría ligeramente elíptica en la base del grupo Urbión, en inmediaciones de las localidades de Yanguas y San Pedro Manrique (ver FIGURA 2). Aunque las primeras interpretaciones sugerían una relación entre el metamorfismo y el relleno de la cuenca (Giroud y Seguret, 1985), hoy se acepta más la hipótesis de un metamorfismo hidrotermal

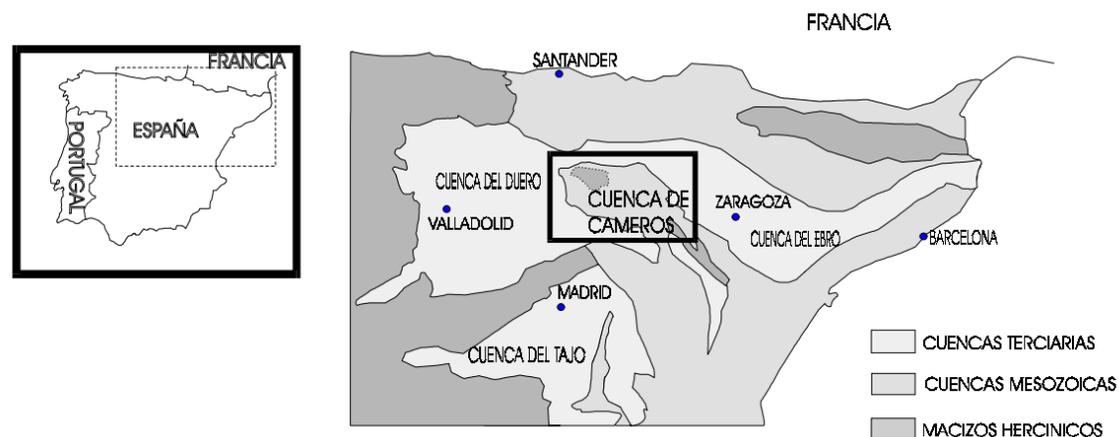


FIGURA 1. Localización de la cuenca de Cameros.

En cuanto a las estructuras de resbalamiento (*scaly cleavage*), a falta de un mejor estudio estructural sistemático, solo es posible sugerir que son, al menos en parte, posteriores a la esquistosidad S_2 . Las estrías indican al menos dos direcciones de transporte tectónico muy cruzadas. Una de ellas (NE-SW) podría ligarse a la etapa de inversión tectónica, mientras que la otra, de dirección N150-180°, podría relacionarse con un evento más tardío de carácter regional, como el que ha sido sugerido por García-Cuevas y González-Casado (1998), y que han denominado 'Compresión Guadarrama', según el estudio hecho en las fracturas extensionales con rellenos hidrotermales en el Grupo Oncala.

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa un profundo agradecimiento a los doctores Cesar Casquet, Ramón Más y Carmen Galindo por sus valiosos aportes y orientaciones durante las investigaciones realizadas en la Cuenca de Cameros.

Este trabajo ha sido financiado por la DGICYT y por la Universidad Complutense de Madrid a través de los proyectos PB88-0071 y PRI79/91-3469, respectivamente.

REFERENCIAS

- Barrenechea, J. F. et al. (1995). Clay mineral variation associated to diagenesis and low grade metamorphism of early Cretaceous sediments in the Cameros basin, Spain. *Clay Minerlas*, Vol. 30, pp. 89-103.
- Bons, A. J. (1988). Intracrystalline deformation and slaty cleavage development in very low-grade slates from the central Pyrenees. *Geologica Ultraiectica*, Vol. 56, p. 173.
- Casquet, C. et al. (1992). El metamorfismo en la Cuenca de los Cameros. *Geocronología e implicaciones tectónicas*. *Geogaceta*, Vol. 11, pp. 22-25.
- Casas-Sainz, A. et al. (1995). Estructura y evolución mesozóico-terciaria de las Sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica). *Guía de Campo*. VII Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España, Univ. Zaragoza. (Logroño, España), p. 113.

Durney, D. W. et al. (1994). A field classification and intensity scale for first-generation cleavages. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, Vol. 15(3), pp. 257-295.

García-Cuevas, C. et al., (1998). Medidas de deformación finita en la Cuenca de Cameros a partir de maclas de calcita en grietas de tensión. *Geogaceta*, Vol. 24, pp. 221-224.

Gil Imaz, A. et al. (1990). Algunos aspectos de la sedimentación continua de los materiales mesozoicos del borde nooccidental de la cordillera ibérica (Rama Aragonesa): esquistosidad y microestructuras asociadas. *Geogaceta*, 8. Pag. 28-30.

Guiraud, M. et al. (1985). A realising solitary overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). *SEMP Special Publ.* 37, pp. 159-175.

McCaig, A. M. et al. (1986). 40Ar-39Ar age of mylonites along the merens fault, central pyrenees. *Tectonophysics*, Vol. 129, pp. 149-172.

Mas, J.R. et al. (1993). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Vol. 6 (3-4), pp. 129-144.

Mantilla Figueroa, L. C. et al. (1998a). Los paleofluidos en el grupo Oncala, Cuenca de Cameros (La Rioja, España): Datos de inclusiones fluidas, isótopos de Oxígeno y SEM. *Geogaceta*, Vol. 24, pp. 145-148.

Mantilla Figueroa, L. C. (1999). El metamorfismo hidrotermal de la Sierra de Cameros (La Rioja-España): Petrología, Geoquímica, Geocronología y Contexto estructural de los procesos de interacción fluido-roca. Tesis Doctoral, UCM (Madrid), p.361..

Tischer, G. (1966). El delta Wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Not. Com. I.G.M.E*, Vol. 81, pp. 96-78.

Trabajo recibido: agosto 3 de 2001
Trabajo aceptado: septiembre 5 de 2001

(Casquet *et al.*, 1992; Mantilla, 1998, entre otros), que debió ocurrir con posterioridad al relleno de la cuenca (entre 106 y 85 Ma., según Goldberg *et al.*, 1988; Casquet *et al.*, 1992; Mantilla, 1999).

El rasgo mineralógico más destacable del metamorfismo es la presencia de pirofilita (ocasional) y cloritoide (frecuente), junto con illita y clorita, entre otros, tanto en litologías samíticas como en los tipos más lutíticos de la base del grupo Urbión (Barrenechea *et al.*, 1995, entre otros). El pico de metamorfismo alcanzó una temperatura máxima de 340°C a una P_{lit} de 1kb.

Inmediatamente por debajo de un nivel de *black shales* que separa el grupo Urbión (zona afectada por metamorfismo) del grupo Oncala encontramos sedimentos aluviales-lacustres con algunos esporádicos registros marinos que según Mantilla *et al.*, (1998), fueron sometidos a temperaturas más bajas (entorno a los 210°C), lo que apunta hacia la existencia de una clara inversión térmica.

METODOLOGÍA

El estudio de las esquistosidades en la Cuenca de Cameros se inicia con observaciones y muestreos sistemáticos en campo. Posteriormente, con el propósito de caracterizar mejor las estructuras internas de las rocas, se analizaron algunas muestras mediante microscopía electrónica de barrido (SEM). El estudio al SEM se llevo a cabo en fragmentos de roca (chips) de dimensiones cercanas a los 0.5-0.7 cm³. Para tal fin, se utilizó un equipo JEOL, modelo 6400, del centro 'Luis Bru' de la Universidad Complutense de Madrid (España).

CLASIFICACIÓN DE LAS ESQUISTOSIDADES

Las esquistosidades (o foliaciones) observadas en la Cuenca de Cameros pueden ser clasificadas en esquistosidades de carga y esquistosidades tectónicas.

Esquistosidades de Carga (Clay Type)

Este tipo de esquistosidad (S_1) se reconoce en el terreno por su disposición subparalela a los planos de estratificación (S_0). Su presencia es observada

prácticamente en toda la cuenca. En el sector central de la cuenca, en donde el metamorfismo es más intenso (sector Yanguas-San Pedro Manrique), esta estructura es enmascarada en algunos niveles, debido al desarrollo de una esquistosidad posterior, de tipo tectónica, que genera planos de esquistosidad de mayor intensidad.

Esquistosidades Tectónicas (Slaty Cleavage, Pencil Cleavage y Scaly Cleavage)

Los sectores de la cuenca que presentan alguna o todas las tres variedades indicadas son: Yanguas-San Pedro Manrique, Anticlinal del Pégado (al NE de Matalebreras) y Río Rabanera (ver FIGURA 2).

En el caso de los sectores Yanguas-San Pedro Manrique y Río Rabanera (al NW de la zona de estudio), la esquistosidad tipo Slaty Cleavage (S_2) se desarrolla en el grupo Urbión mayoritariamente en los niveles más ricos en filosilicatos y se dispone, como en el caso de Yanguas-San Pedro Manrique, de manera oblicua a la estratificación, con buzamiento monoclinal hacia el norte. Su presencia, no se relaciona con la formación de pliegues.

En el terreno se observa que esta esquistosidad (S_2) desaparece rápidamente tanto lateral como verticalmente, haciéndose más evidente en litologías lutíticas, en aquellos sectores donde logra manifestarse.

En los sectores próximos a la zona donde se desarrolla intensamente la esquistosidad S_2 , se reconoce otro tipo de estructura generada por la intersección de las familias de planos de esquistosidad S_1 y la S_2 muy incipiente. Este tipo de estructura, ha sido denominado por Durney y Kisch (1994) como de tipo *Pencil*.

En el sector del Anticlinal del Pégado la esquistosidad afecta al Grupo Tera y a las rocas del Grupo Oncala localizadas en las inmediaciones de la estructura, y muestra una disposición de los planos en forma de abanico convergente al núcleo, lo cual sugiere una relación de temporalidad con dicha estructura. Por esta razón se ha denominado esta esquistosidad como S_3 (ver FIGURA 2).

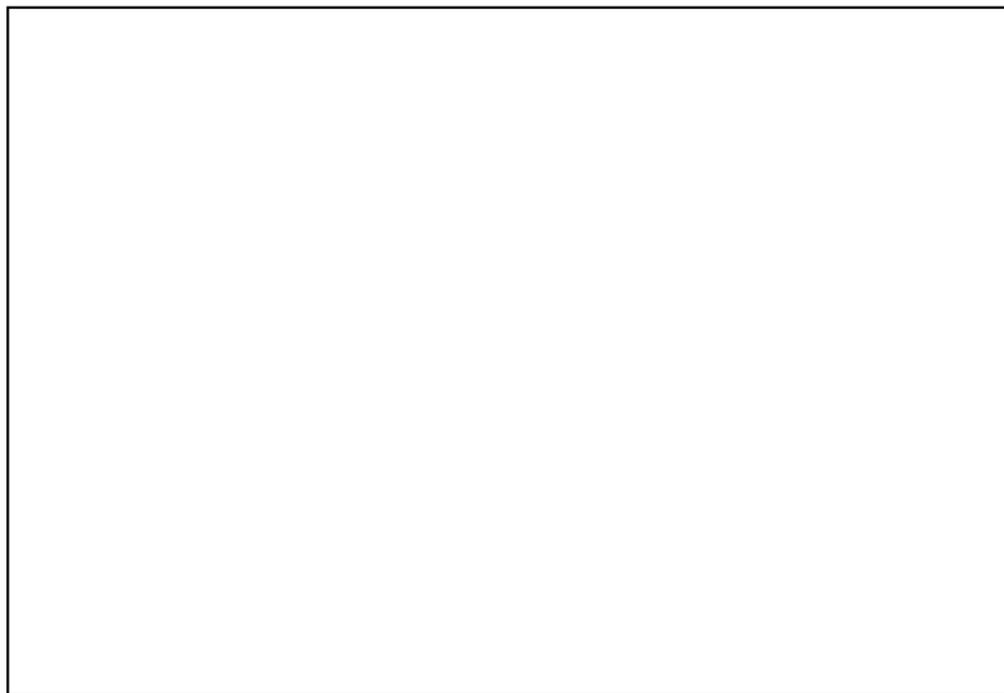


FIGURA 2. Distribución espacial de los distintos tipos de esquistosidades reconocidos en la cuenca de Cameros.

Durney y Kisch (1994) describen un tipo de estructura irregular, con superficies pulidas y estrías, que pueden llegar a formar estructuras de morfologías lensoidales, y que han denominado *Scaly Cleavage*. Estas estructuras se han reconocido en Cameros siempre en rocas siliciclásticas, más concretamente, entre los sectores de Yanguas y San Pedro Manrique.

Los *Scaly Cleavage* se presentan en la cuenca de Cameros rellenos de óxidos de hierro y parecen indicar un carácter muy tardío con relación a los otros tipos de esquistosidad anteriormente descritos (al menos respecto a S_1 y S_2).

CARACTERÍSTICAS DE LAS ESQUISTOSIDADES AL SEM

Para este estudio se analizaron muestras muy similares en su litología, principalmente lutitas.

Mediante observaciones al SEM, la esquistosidad S_1 se define como de tipo espaciado, en donde la

amplitud de los dominios del *cleavage* es estrecha o zonal y el grado de interconexión entre los dominios de *cleavage* es principalmente de tipo planar según Bons (1988).

La esquistosidad S_2 presenta microlitones de espesores no mayores a 10 mm, en el caso de la base del Grupo Urbión y menores de 30 mm en el caso del Grupo Enciso. Un rasgo importante de la S_2 es su relación espacial, en la mayoría de los casos, con la zona donde aparece cloritoide.

Según Bons (1988), este tipo de esquistosidad es de tipo continuo (s.s), con una forma de dominio de *cleavage* suave y de amplitud estrecha e interconectada.

La esquistosidad S_3 se caracteriza por presentar una intensidad media de planos de foliaciones y dominios de *cleavage* que alcanzan espesores de hasta 4 mm y envuelven microlitones de espesores en promedio de 30-40 mm.

Entre los mecanismos que intervinieron en la formación de las esquistosidades se reconocieron la rotación mecánica de los filosilicatos, la recristalización y la disolución por presión. Como es de esperar, estos mecanismos muy seguramente estuvieron determinados por la tasa de deformación, el grado de metamorfismo y la fábrica inicial de la roca.

DISCUSIÓN

Los trabajos realizados anteriormente en Cameros (Gil-Imaz *et al.*, 1990; Casas-Sainz *et al.*, 1995) proponen un desarrollo muy extendido de una sola familia de esquistosidad en toda la cuenca que estaría ligada al desarrollo de pliegues Mesozoicos. En este sentido, la esquistosidad de tipo *Slaty Cleavage*, reconocida en el anticlinal del Pégado y la que se aprecia en la zona de Yanguas-San Pedro Manrique serían coetáneas.

Contrariamente a lo señalado anteriormente, los datos aquí expuestos sugieren dos etapas temporalmente distintas que dieron lugar a las esquistosidades tectónicas S_2 y S_3 mediante mecanismos completamente diferentes.

La S_2 reconocida en el sector Yanguas-San Pedro Manrique muy posiblemente enlaza temporalmente (más no espacialmente) con la esquistosidad que ha sido reconocida en un sector muy restringido del Río Rabanera (NW de la zona de estudio). Esta S_2 no está asociada a pliegues y solo podría relacionarse con el desarrollo de un cabalgamiento dúctil, de movimiento del techo hacia el sur, tal como lo indica el buzamiento monoclinal hacia el norte de sus planos de esquistosidad.

El comportamiento dúctil mencionado seguramente se vio favorecido por el calentamiento provocado por la anomalía de fluidos calientes migratorios y reacciones favorecedoras de filosilicatos. Así, los fluidos al transportar calor permitieron la generación de la esquistosidad que se observa en la base del Grupo Urbión.

Dado que en Cameros no existe ninguna fuente de calor regional o de tipo ígneo, la temperatura

requerida la han debido aportar los fluidos. Es decir, estamos ante un caso de reblandecimiento térmico (*thermal softening*), en el que las rocas en el sector de Yanguas-San Pedro Manrique han desarrollado esquistosidad gracias a que el calentamiento hidrotermal lo ha permitido.

Ésta es la única manera de entender la presencia de esta esquistosidad. A más baja temperatura, con relación fluido-roca muy alta, no se produciría esquistosidad.

Contrariamente, la esquistosidad del sector del anticlinal del Pégado sí resulta asociada a la formación de dicho pliegue, de edad Terciaria Inferior (según datos K-Ar, inéditos).

CONCLUSIONES

En la Cuenca de Cameros se reconocen tres tipos de esquistosidades: 1) Una S_1 o esquistosidad de carga (diagénesis) que se aprecia en casi toda la cuenca.

2) Una esquistosidad (tipo *Slaty cleavage*) S_2 que termina localizándose en los sectores sugeridos como metamórficos (Yanguas-San Pedro Manrique), dentro del Grupo Urbión, principalmente hacia su base.

3) Una esquistosidad S_3 , de plano axial, asociada a la formación del pliegue anticlinal del Pégado.

La deformación dúctil, asociada al desarrollo de la S_2 , se localizaría en los niveles de *black-shales* que delimitan los grupos Oncala y Urbión. Prueba de ello está en que la esquistosidad S_2 desaparece completamente al entrar en el Grupo Oncala. En consecuencia, esta estructura cabalgante podría estar ligada al final de la sedimentación de la cuenca y representar probablemente la etapa más temprana de inversión de la misma, en el Cretácico Medio, por lo cual temporalmente estaría asociada a la evolución nordpirenáica.

La esquistosidad S_3 representaría un episodio tectono-termal distinto originado por compresión con acortamiento NE-SW, que coincide con la etapa de inversión terciaria de la cuenca. Este evento seguramente se relaciona temporalmente con la compresión originada durante la convergencia entre Iberia y Francia (McCaig *et al.*, 1986).